

JOUKO SOVERI & MARKKU VARJO

**ROUDAN MUODOSTUMISESTA JA ESIINTYMISESTÄ
SUOMESSA VUOSINA 1955-1975**

English Summary

On the Formation and Occurrence of Soil Frost in Finland 1955 to 1975

ISBN 951-46-3118-8
ISSN 0355-098

Helsinki 1977. Valtion painatuskeskus

SISÄLLYS

	Sivu
Abstract	5
1. Johdanto	7
2. Aikaisemmat routatutkimukset	8
2.1 Suomalaiset tutkimukset	8
2.2 Ulkomaiset tutkimukset	10
3. Tutkimusaineisto ja sen käsittely	11
4. Roudan muodostuminen ja sulaminen	14
4.1 Yleistä	14
4.2 Ilmastotekijät	18
4.21 Ilman lämpötila	18
4.22 Lumipeite	20
4.3 Maastotekijät	23
4.31 Kasvipeite	23
4.32 Topografia	25
4.4 Maaperättekijät	27
4.41 Maalaji	27
4.42 Maavesi	29
4.43 Pohjavesi	31
4.44 Maan lämpöominaisuudet	33
4.5 Routamalli	37
5. Roudan alueellinen esiintyminen	41
5.1 Roudan syvyysjakauma	41
5.2 Roudan ajallisen esiintymisen alueellinen vaihtelu	46
5.21 Roudan syvyysmaksimin aikajakauma	46
5.22 Routakausien jaksollisuus	46
6. Tiivistelmä	49
Päätösmaininnat	51
Summary	52

	Sivu
Kirjallisuutta	54
Liitteet	58

ABSTRACT

Soil frost is a regular recurring phenomenon in Finland and thus is known to all. Farmers and builders often have to solve the problems posed by soil frost.

The winter frost period in Finland lasts from 4 to 8 months depending on the geographical location. In northern Finland the ground is frozen for most of the year. This is of the utmost importance for the many biological and physical processes occurring in nature.

Soil frost is also important for the hydrological cycle. When the soil is frozen very little moisture is added to the ground-water storage. Soil frost more or less interrupts the subterranean part of the hydrological cycle for a certain period of time. In spring, when the snow melts, the permeability of the frozen layer determines the amount of ground-water formed and how much of the melt water runs off into the watercourses. Thus soil frost is an important factor regulating the hydrological cycle.

This paper is a review of the soil frost observations of the hydrological office in the period 1955 to 1975. The measuring techniques of this material were considered to have made it sufficiently representative.

The data on areas in their natural state collected by the Hydrological Office were also compared with the results of corresponding measurements on areas cleared of snow and vegetation collected by the National Board of Public Roads and Waterways in 1969 to 1975. Thus the effect of climatological values on the formation of frost in different soils was evaluated.

1. JOHDANTO

Routa on vuosittain toistuvana ilmiönä maassamme jokaiselle tuttu. Erityisesti maanviljelijät ja rakentajat joutuvat usein ratkaisemaan ongelmia, joita routa aiheuttaa.

Routaa on Suomessa tutkittu jo vuosikymmenien ajan niin kenttä- kuin laboratorio-olosuhteisakin. Maarakennustöiden kannalta on ollut tärkeätä tietää roudan maksimisyvyudet sekä eri maalajien routivuus käytettäessä niitä rakennusmateriaalina ja rakennuspohjana. Teiden rakentamisessa ja päällysrakenteiden mitoituksissa on aina otettava huomioon routimisen aiheuttamat kelirikkohaitat.

Suomessa routakausi on suhteellisen pitkä ja vaihtelee maantieteellisestä sijainnista riippuen keskimäärin 4-8 kuukauteen. Pohjois-Suomessa on maaperä suurimman osan vuotta routaantuneena. Tällä on erittäin suuri merkitys luonnon moniin biologisiin ja fysikaalisiin tapahtumiin.

Geohydrologisena ilmiönä routaa on tutkittu Suomessa luonnonoloissa jo vuodesta 1930 lähtien silloisessa hydrografisessa toimistossa. Tutkimustuloksia ei tältä ajalta kuitenkaan ole julkaistu.

Roudalla on merkitystä myös hydrologiselle kierrolle. Maan routaannuttua pohjavesivarasto ei enää saa merkittävästi täydennystä. Routa tavallaan katkaisee tietyn ajaksi hydrologisen kiertokulun maanpinnan alaisten vesien osalta.

Kevään lumen sulamisen aikana ratkaisee routakerroksen vedenläpäisevyyden sen, missä määrin pohjavettä muodostuu ja mikä osa sulamisvesistä kulkeutuu pintavaluntana vesistöihin. Routa siis säätelee tärkeällä tavalla myös veden kiertokulkua.

Tässä tutkimuksessa on käsitelty lähinnä vesihallituksen hydrologian toimiston routahavaintoja vuosilta 1955-1975. Tämän ajanjakson aineisto on katsottu mittausmenetelmiltään riittävän vertailukelpoiseksi.

Hydrologian toimiston luonnontilaisten alueiden routa-aineistoa on myös verrattu tie- ja vesirakennushallituksen suorittamiin vastaaviin mittauksiin lumesta ja kasvillisuudesta vapailla alueilla vuosilta 1969-1975. Havaintoja vertailemalla on mm. arvioitu ilmastotekijöiden vaikutusta roudan muodostumiseen erilaisilla maalajialueilla.

Tutkimuksen päätarkoituksena on ollut selvittää roudan muodostumiseen vaikuttavia tekijöitä ja niiden suhteellista osuutta Suomen ilmasto- ja maaperäolosuhteissa. Lisäksi tarkastellaan roudan alueellista esiintymistä ja siihen vaikuttavia tekijöitä sekä miten routa vaikuttaa maanpinnan alaisten vesien käyttäytymiseen. Roudan merkitystä rakennustekniikassa ei ole tämän tutkimuksen yhteydessä käsitelty.

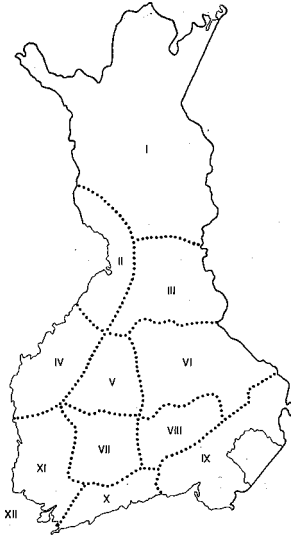
2. AIKAISEMMAT ROUTATUTKIMUKSET

2.1 SUOMALAISET TUTKIMUKSET

Suomessa on tutkittu routaa jo 1900-luvun alusta lähtien. Ensimmäinen varsinainen routatutkimus valmistui Keräsen toimesta v. 1923. Keräsen routa-aineisto ei perustunut varsinaisiin mittauksiin, vaan kiertokyselyihin haudankaivajille, tiemestareille, maanviljelijöille ja muille roudasta tietäville. Tutkimuksen yhteenvetona Keränen jakoi Suomen kahteentoista routa-alueeseen (kuva 1).

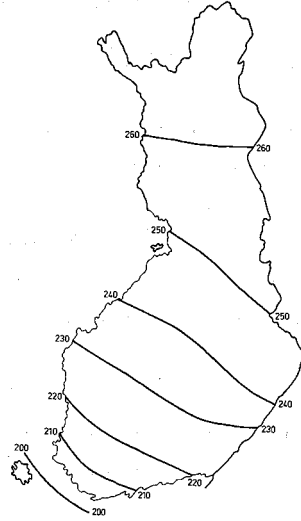
Simola (1923, 1930) tutki roudan esiintymistä erityisesti peltomailla. Hän havaitsi kuten Keräsenkin, että lumipeitteillä on huomattava merkitys roudan muodostumiseen. Simolan tutkimuksissa routakerros vaihteli vähälumisilla alueilla, Lounais-Suomessa, Uudellamaalla, Hämeessä ja Pohjanmaalla keskimäärin 70-90 cm. Pohjois-Karjalassa runsaslumisilla alueilla sitä vastoin routakerroksen paksuus oli vain 20-30 cm.

Kokkonen (1926) luokitteli erilaiset roudan esiintymismuodot ja tutki maaperän fysikaalisten ominaisuuksien vaikutusta routautumiseen. Tämän merkittävän teoksensa hän täydensi erinomaisilla kuvilla.



Kuva 1. Routa-aluejako v. 1923 Keräsen mukaan.

Fig. 1. Division into soil frost type areas in 1923 according to Keränen.



Kuva 2. Roudaton syvyys (cm) Kaiteran ja Helenelundin mukaan (1947, 1948).

Fig. 2. Frost-free depth in cm according to Kaitera and Helenelund (1947, 1948).

Ensimmäiset rakennustekniikkaan liittyvät routatutkimukset valmistuivat vasta 1940-luvun lopulla, kun Kaitera ja Helenelund (1947, 1948) julkaisivat tutkimuksen roudan syvyydestä ja sen vaikutuksesta rakennusperustusten sekä vesijohtojen ja viemärien syvyyteen. He laativat kiertokyselyjen ja ilmastohavaintojen perusteella kartan roudattomasta syvyydestä maan eri osissa moreeni-, sora- ja hiekkamaissa (kuva 2).

U. Soveri (1953) käsitteli erilaisia routamuotoja, varsinkin kerrosroutaa, ja laati rakennusteknillisen luokituksen routivista maalajeista.

Keinonen (1955) tutki routaantumisolosuhteisiin vaikuttavia ilmastotekijöitä laatien karttoja pakkasmääristä ja pakkaskauden pituudesta.

Myöhemmistä lähinnä tienrakennukseen liittyvistä töistä mainittakoon vielä U. Soverin (1961) sekä Helenelundin (1963) tutkimukset.

U. Soveri ja Johansson (1966) kehittivät kaavan (1), mikä osoitti lumesta ja kasvillisuudesta raivatulla maalla roudan syvyyden riippuen talven pakkasummasta ja maalajista.

$$d = c \sqrt{F}, \quad (1)$$

jossa d = roudan syvyys (cm)
c = maalajikerroin, ks. taulukko 3
F = talven pakkasumma (h °C)

Ilman lämpötila on ilmoitettu tämän tutkimuksen laskelmissa aina pakkassummana, F .

$$F = \int_{t=0}^t (T_i - T_o) dt \approx \Sigma (T_i - T_o) \Delta t, \quad (2)$$

Yhtälössä (2) merkitsee t pakkaskauden pituutta laskettuna siitä hetkestä, jolloin lämpötila T_o pysyvästi laskee 0°C ($=T_i$) alapuolelle, siihen hetkeen, jolloin se jälleen pysyvästi nousee sen yläpuolelle. Δt arvoksi valitaan joko 1 h tai 1 d , jolloin pakkassumman dimensio on vastaavasti (h°C) tai (d°C). Vastaava SI-järjestelmän mukainen yksikkö on Kelvin \times sekunti (Ks) tai sen kerrannainen. Pakkassumma siis tarkoittaa vuorokauden keskilämpöjen tai vuorokauden tuntien keskilämpöjen summaa (Kankare 1972).

Mustonen (1966) tutki routaa luonnontilaisilla mailla, lähinnä metsissä. Hän totesi roudan syvyyden riippuvan paitsi pakkassummasta ja lumipeitteestä myös puuston määrästä. Samojen lämpötila- ja lumiolojen vallitessa oli tiheässä metsässä routaa huomattavasti vähemmän kuin harvassa metsässä ja aukealla maalla. Mustosen mukaan roudan syvyyden riippuvuus ilmastotekijöistä oli logaritminen:

$$X = 45 \lg F - 41 \lg S - 55, \quad (3)$$

jossa X = roudan syvyys 31. 3. (cm)
 F = talven pakkassumma 31. 3. mennessä (d°C)
 S = lumen keskisyvyys 31. 10. -31. 3. (cm)
 Logaritmit ovat Briggsin logaritmeja.

2.2 ULKOMAISET TUTKIMUKSET

Kiinnostus routaan ja sen ennustamiseen kaavojen avulla on ollut suuri myös muissa pohjoismaissa jo 1930-luvulta saakka. Beskow loi 1930-luvulla perustan Ruotsin routatutkimuksille. Hän suoritti laajoja kenttä- ja laboratoriotutkimuksia soveltaen tuloksia myös tien- ja talonrakentamiseen.

Norjassa ja Puolassa on laadittu kenttämittauksiin perustuvia kaavoja roudan syvyyden määrittämiseksi. Watzinger, Kindem ja Michelsen (1938 ja 1941) kehittivät Norjassa lumesta raivatulle maalle kaavan (4), jossa maalajin lämmönjohtavuus ja lämpökapasiteetti vaikuttavat vastakkaisesti routautumiseen:

$$\begin{aligned} d &= \sqrt{2 F \frac{\lambda}{q}} \\ &= \sqrt{2 \frac{\lambda}{q}} \sqrt{F} = C \sqrt{F}, \end{aligned} \quad (4)$$

jossa d = roudan syvyys (m)
 F = pakkassumma ($h^{\circ}C$)
 λ = routaantuneen aineen lämmönjohtavuus ($kcal/m \cdot ^{\circ}C h$)
 q = maalajin lämpökapasiteetti ($kcal/^{\circ}C m^3$)

Lämmönjohtavuus voidaan muuttaa SI-järjestelmän yksiköiksi ($W/K m$) kertomalla luvulla 1,163 ja vastaavasti lämpökapasiteetti ($kJ/K m^3$) kertomalla luvulla 4,187.

Puolalaisen Debskin (1938) kaavassa on huomioitu lisäksi lumipeite ja maaston suojaisuus:

$$H = (126 - 0,9 S) G W T \quad (5)$$

H = roudan syvyys (cm)

S = lumipeitteen paksuus (cm)

G = maalajikerroin; sora ja hiekka 1,00

savi, siltti ja hieta 0,90

turve- ja humuspitoisen maalajit 0,78

W = maastokerroin; aukeat alueet 1,00

metsäalueet 0,92

T = $0,001 \Sigma t$, jossa Σt on klo 7 päivittäin mitattujen negatiivisten lämpötilojen summa mittaushetken mennessä ($d^{\circ}C$)

Kaava (5) perustuu laajoihin noin 2 500 mittausta käsittäviin havaintoihin. Se ei kuitenkaan sovellu Suomen oloihin, koska Suomessa ilmasto-olot poikkeavat paljon Puolan olosuhteista.

Yhdysvalloissa ja Kanadassa on myös tehty paljon rakennustekniikkaan liittyvää routatutkimusta. Geoteknillisiä tarkoituksia varten on laadittu useita kaavoja, joista yleisimmin käytetty on Stefanin kaava:

$$d = \sqrt{\frac{48 K F}{L}} \quad (5)$$

$$= \sqrt{48 \frac{K}{F}} \sqrt{F} = C \sqrt{F},$$

jossa d = roudan syvyys (jalkaa)
 K, L = materiaalikertoimia
 F = pakkassumma ($d^{\circ}F$)

3. TUTKIMUSAINEISTO JA SEN KÄSITTELY

Tässä tutkimuksessa käsitelty routa-aineisto perustuu pääasiassa hydrologian toimiston vuosina 1955-1975 suorittamiin mittauksiin. Peltoja koskevat routatiedot on kerätty maatalouden tutkimuskeskuksen kasvinviljelylaitoksen tilastoista vuosilta 1963-1965. Lisäksi käytettävissä

on ollut tie- ja vesirakennushallituksen lumesta raivatus, paljaan maan routahavainnot vuosilta 1963-1975.

Routakerroksen paksuus mitattiin aikaisemmin routaraudalla tai -piikillä. Menetelmän huonona puolena oli se, että jokainen mittausta piti suorittaa eri paikassa. Tästä oli usein seurauksena, että tulokset poikkesivat paljon varsinkin soilla, missä mättäiden paksuudet ja kosteudet vaihtelevat jo pienelläkin alueella. Tulosten keskinäinen vertailu oli tästä syystä usein vaikeaa.

Aikaisemmin roudan mittauksessa käytetty routarauta oli noin 15 mm paksu teräväkärkinen terästanko, johon oli jyrsitty 5 mm leveä ja 6 mm syvä ura. Routarauta painettiin tai lyötiin maahan routakerroksen läpi ja kiertämällä routarautaa maanäyte leikkautui uraan, josta suoraan voitiin nähdä jäätyneen maakerroksen paksuus.

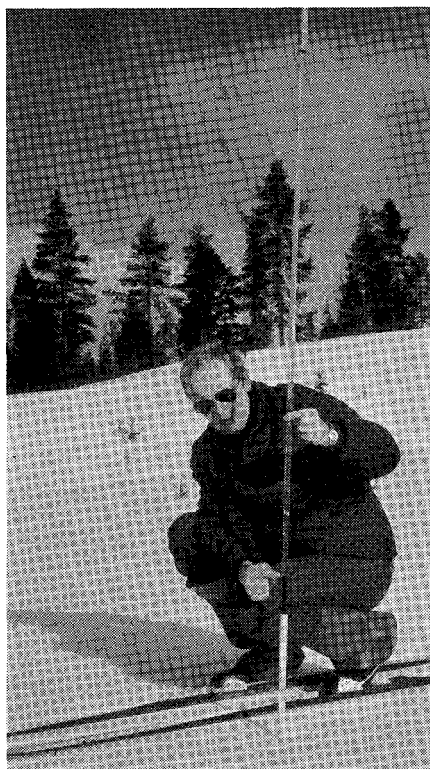
Routapiikillä voitiin mitata vain pieniä roudangyvyvyyksiä. Piikki painettiin maahan, jolloin pienentynyt vastus osoitti jäätyneen kerroksen alarajan. Routapiikki soveltuu hyvin maanpinnasta tapahtuvan roudan sulamisen mittaamiseen. Routapiikkiä käytetään vielä nykyisinkin useilla routa-aseilla havaintojen tarkistukseen.

Vuodesta 1969 alkaen siirryttiin silloisessa TVH:n alaisessa hydrologisessa toimistossa roudanmittausmenetelmään. Samalla routahavaintoverkkoa täydennettiin ja huonosti edustavia asemia lakkautettiin.

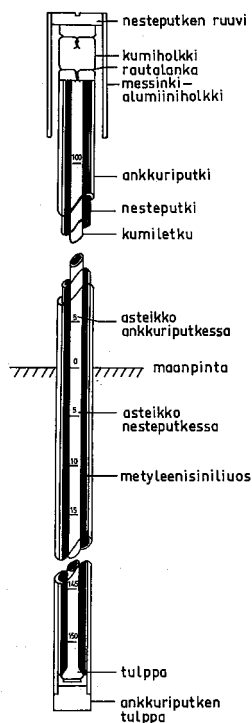
Uusi roudanmittausmenetelmä (kuva3) perustuu siihen, että tislattuun veteen liuotettu metyleenisini ($C_{16}H_{18}ClN_3S \cdot xH_2O$) muuttuu maahan asennetussa routaputkessa väriltömäksi veden jäätyessä. Routakerroksen ylä- ja alaraja voidaan lukea nostamalla putki maasta ja katsomalla nesteen värin muutoskohdat. Routamittarin periaatteen on kehittänyt ruotsalainen Gandahl (1956).

Metyleenisiiniputken etu aikaisempiin mittausmenetelmiin verrattuna on se, että mittaukset voidaan suorittaa aina samassa pisteessä. Metyleenisiiniputki saattaa antaa hieman todellista suurempia arvoja, sillä putkessa oleva neste jäätyy $0^{\circ}C$ ja maa yleensä jonkin verran alhaisemmassa lämpötilassa.

Metyleenisiiniroutamittarissa on sisäkkäin kaksi akryylimuoviputkea (\varnothing 20 mm), jolloin uloin putki toimii suojaputkena ja sisäputki mittaputkena. Mittari asetetaan maahan 1-1,5 m syvyyteen, ja 1 m jätetään maan pinnan yläpuolelle. Mittaputken alapää on suljettu kumitulpalla, mikä toimii jäätyneen aikana myös paineen tasaajana. Mittaputkessa on asteikko, josta voidaan suoraan lukea nesteen värinhäviämiskohta eli routaraja. Suojaputkessa olevasta asteikosta nähdään lisäksi lumipeitteen paksuus roudan mittauspaikalla.



ROUTAMITTARI



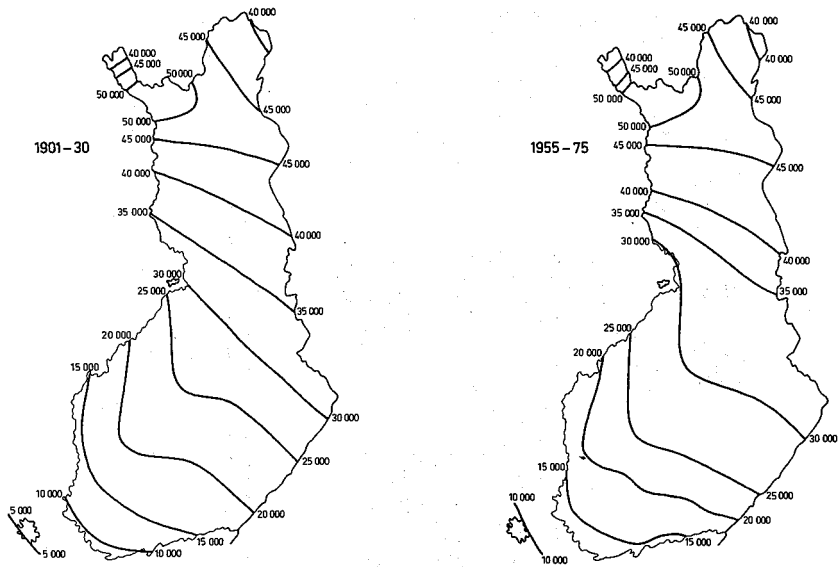
Kuva 3. Metyleenisiniroutamittari ja sen kaaviokuva.

Fig. 3. The methylene blue tube, photograph and drawing.

Vesihallituksen hydrologian toimistolla on nykyisin 35 routa-asemaa. Jokaisella asemalla on 2 vierekkäistä routaputkea aukealla, 2 metsässä ja 1-2 putkea suolla. Lisäksi 54 pohjavesi-asemalla on maankosteus- ja pohjavesiputkien yhteydessä metyleenisiniroutamittari. Hydrologian toimiston routahavaintoverkko käsittää tällä hetkellä lähes 450 routamittaria. Roudan mittauspaikeilla maalaji on määritetty seulomalla ja pintakasvillisuus sekä puuston laatu on arvioitu silmävaraisesti.

Ilman lämpötilat on kerätty ilmatieteen laitoksen kuukausitiedotteista (1955-1975). Ilmastoasemien pakkassummat vuosilta 1955-1975 on laskettu viiden vuorokauden keskilämpötiloista. Eräiltä asemilta pakkassummat on laskettu kuukausikeskiarvoista vuorokausilämpötilojen puuttuessa. Eräät routa-asemat ovat olleet myös ilmastoasemia.

Jos routa-asemalla ei ole suoritettu lämpötilamittauksia, niin pakkassummien laskemisessa on käytetty lähimmän ilmastoaseman arvoja tai kahden ilmastoaseman keskiarvoa. Vuotuis-ten pakkassummien avulla on laskettu 20 vuoden jakson (1955-1975) pakkassummakeskiarvo.



Kuva 4. Keskimääräinen pakkassumma (h °C) vuosina 1901-1930 ja vuosina 1955-1975.
 Fig. 4. Mean frost sums (h °C) 1901-1930 and 1955-1975.

Tämän perusteella on interpoloimalla laadittu koko maata käsittävä pakkassummakartta (kuva 4). Vuosien 1955-1975 pakkasmäärät poikkeavat Etelä-Suomen osalta huomattavasti jakson 1901-1930 pakkasmääristä (Keinonen 1955).

Tutkimusaineiston käsittelyä on vaikeuttanut yhtenäisten ja pitkien havaintosarjojen puuttuminen. Mittausmenetelmät ovat lisäksi muuttuneet kesken havaintosarjan. Aineiston käsittelyä on suoritettu osittain manuaalisesti aineiston epäyhtenäisyyden ja virhetarkistuksien takia. Regressioyhtälöt on laskettu Compucorp Scientist 326 tieteislaskimen valmisohjelmia käyttäen.

4. ROUDAN MUODOSTUMINEN JA SULAMINEN

4.1 YLEISTÄ

Routa on maahuokosissa olevan veden jäätyminen aiheuttama maan jäykistynyt ja kovettunut pintakerros. Tämän kerroksen paksuutta sanotaan roudan syvyydeksi ja kerroksen alarajaa

routarajaksi. Roudan syntyä eli maaveden jäätymistä sanotaan maan routaantumiseksi. Jos maan routaantumisen tai roudan sulamisen yhteydessä tapahtuu maan pinnan liikkumista tai maan fysikaalisten ominaisuuksien muuttumista, puhutaan routimisesta. Maamme kaikki maa-lajit routaantuvat talvisin, mutta kaikki eivät kuitenkaan roudi.

Paljaalle maalle, kuten ojien varsille, pelloille ja kasvillisuudesta paljaalle turvemaalle muodostuu syksyllä lämpötilan laskiessa nollan alapuolelle roustetta eli pintaroutaa. Rouste muodostuu pystysuorista jääneulasista, joiden yläpinnassa on 1-2 mm paksu maakerros (kuvat 5 ja 6). Jääneulaset kasvavat alapäästään pituutta sitä nopeammin mitä helpommin ne saavat kapillaarista vettä. Hiekkamaissa saattaa jääneulasten pituus olla jopa 20 cm, savessa 2-4 cm ja turvemaassa 5-7 cm.

Roustetta voi muodostua myös keväällä yöpakkasten aikana paljailla mailla, mutta myös syysviljapelloilla, silloin kun heikko laiho ei pysty peittämään koko pellon pintaa. Keväinen rouste ei ole niin puhdasmuotoinen kuin syksyinen, mikä johtuu maavesisuhteiden ja maan tiiveyden erilaisuudesta.

Syysvilja- ja ensiheinäpelloilla voi rouste nostaa taimet maasta, jolloin vaikutukset saattavat olla tuhoisia kasveille.

Onkaloroutaa muodostuu usein mururakenteiseen maaperään, kuten peltoon. Onkalorouta on veden jäätymistä maassa olevien onkaloiden seinämiin. Näissä jäämuodostumissa on roustet-ta muistuttava neulasrakente. Kosteassa maassa voi onkaloihin muodostua lisäksi paksuja jääkerroksia.

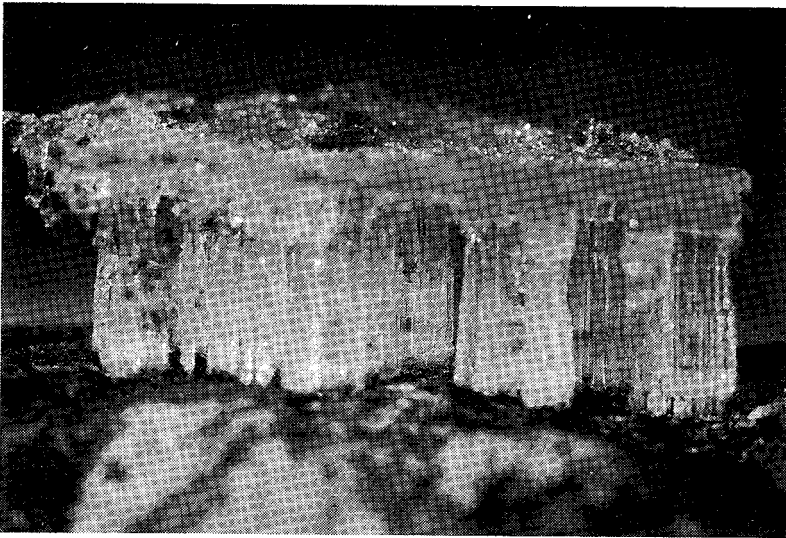
Massiivinen routa on yhtenäistä ja paljaalle silmälle melkein näkymätöntä. Hietamaissa voidaan joskin havaita hiutalemaisista jäämuodostumista. Massiivista routaa syntyy hiekka-sora-maahan, joissa maan vesipitoisuus on vähäinen. Massiivinen routa esiintyy harvoin paksuina kerroksina. Useimmiten se kuuluu osana kerrosroutaan.

Kerrosroudassa vesi jäätyy maanpinnan suuntaisiin kerroksiin, jotka voivat olla toistensa yhteydessä tai erillään. Kerrosten välimatka vaihtelee epäsäännöllisesti maankosteudesta riip-puen. Edellytyksenä kerrosten syntyyn on maan hiukkeinen rakenne.

Kerrosroudan muodostuessa huokosvesi jäätyy ensin maanpinnan alapuolella olevissa suurem-missa maaonteloissa. Muodostunut jääkerros ei aina ole yhtenäinen, mutta kaikki jäänevyt ovat jokseenkin yhtä syvällä maassa. Pakkasten jatkuessa vettä siirtyy kapillaarisesti jääty-miskerrokseen, joka paksune ja muodostuu vähitellen yhtenäiseksi ja usein hyvinkin laajaksi. Kun lämpötila edelleen laskee, vesi jäätyy yhä pienemmissä onteloriveissä, jolloin alkaa muo-dostua uusia jääkerroksia edellisten alle ja väliin.



Kuva 5. Roustetta hiekkamaassa.
Fig. 5. Ice rind in sand.



Kuva 6. Rousteneulasia.
Fig. 6. Ice rind needles.

Kun lämpötila laskee nopeasti, syntyy yleensä useita ohuita jääkerroksia. Jos lämpötila taas laskee hitaasti ja pysyy kauan samana, muodostuu paksuja kerroksia. Lämpötilan vaihteluiden lisäksi vaikuttaa kerrosroudan syntyyn ja muotoon maankosteus, kapillaarisuus ja pohjavesipinnan etäisyys.

Kun maavesivarasto on pieni, ei muodostu kerrosroutaa, vaan vesi jäätyy maahiukkasten väleihin massiiviseksi roudaksi. Jos maaperässä on vettä enemmän kuin massiivisen roudan muodostumiseen tarvitaan, jäätyy ylimääräinen vesi puhtaina jääkerroksina muodostaen kerrosroutaa. Jääkerrosten välinen maa on aluksi sula ja voi leutoina talvina pysyä sulana koko talven. Pakkastalvina alkukerrosten väliin ja alle syntyy usein uusia jääkerroksia, jolloin entiset kasvavat paksuutta ja ylimääräinen vesi jäätyy maahiukkasten väleihin massiiviseksi roudaksi. Kerrosrouta onkin täysin kehittyneenä massiivisen roudan ja puhtaiden jääkerrosten vuorottelua.

Routa tunkeutuu eri maalajeihin eri tavoin riippuen mm. maan huokoisuudesta. Hiekka ja karkea hietamaa routaantuvat tasaisesti. Hienojakoisissa maalajeissa taas syntyy jääkerroksia, joiden välinen massa ei jäädy kovaksi, vaan jää plastiseksi.

Vedellä osittain tai kokonaan kyllästyneen maan jäätyminen alkaa jonkin verran 0°C alapuolella. Karkean hiekan jäätympiste vaihtelee rajoissa 0°C ... $-0,15^{\circ}\text{C}$ ja laihaan saven jäätympiste on noin $-0,5^{\circ}\text{C}$. Mitä hienorakeisempaa maalaji on, sitä voimakkaammin adsorptio- ja kapillaarivesi sitoutuvat maarakeiden ympärille sähköisten ja molekyylivoimien vaikutuksesta, mikä alentaa jäätympistettä. Lihavassa savessa jäätympiste vaihtelee eri tutkimusten mukaan välillä 0 ... -20°C (Brenner 1931, Beskow 1935).

Maassa olevissa halkeamissa veden jäätympiste on korkeampi kuin varsinaisessa maaperässä, koska molekyyläriset jännitykset halkeamissa ovat vähäiset. Samoin kivien, puunkantojen ym. ympärille muodostuu jäätä ennen kuin ympäröivään maaperään. Välittömästi routarajan alapuolella jäätyvätön maa on kuivempaa kuin alemmissä kerroksissa, sillä jäätyessä maa imee vettä alemmista kerroksista (Juusela 1967).

Maassa routaantumisen alkaessa ollut vesimäärä aiheuttaa vain vähäisen tilavuuden kasvun. Maan kohoaminen jäätyneenä johtuu siitä, että alhaalta nousee vettä jäätyneeseen kerrokseen. Tämä tapahtuu kapillaarisesti ja sen jatkumisen edellytyksenä on katkeamaton kapillaarinen yhteys vapaaseen pohjaveteen. Jos kapillaarinen nousunopeus on suuri, ei kuivakerrosta routarajan alapuolelle muodostu. Kapillaarinen nousunopeus ja routarajan etäisyys pohjavedestä määräävät, missä määrin routakerrokseen pääsee imeytymään vettä.

Maa-aineksen raekoko ja kapillaarisuus vaikuttavat oleellisesti jääkerrosten paksuuteen.

Karkeassa hiekassa kapillaarisuus on aina vähäinen, jolloin ei synny kerrosroutaa. Jos hiekkaisessa maaperässä on pakkasten alkaessa runsaasti vettä esim. vajovetenä tai jos pohjavesi on lähellä maan pintaa, saattaa tällaisissa tapauksissa syntyä jääkerroksia.

Keinosen (1972, 1973) mukaan kuiva maa imee vettä ympäristöstä. Maaveden virtaus tapahtuu aina vähenevän vapaan energian suuntaan; Gibbsin vapaa energia on kuivassa maassa pienempi kuin veden kyllästävässä. Vapaa energia on sitä pienempi, mitä ohuempi on maarekkeitä ympäröivä vesimolekyylikerros. Maan jäätyessä vesimolekyylit vapautuvat maahiukkasiasta muodostaen jäälinssiä. Sulamisvesien aikana keväällä maahiukkaset taas absorboivat ympärilleen vesimolekyylejä ja tästä aiheutuu routiminen.

Saviperäisessä maassa voidaan selvästi erottaa ns. primääriset ja sekundääriset routamuodot. Savimaassa ensikertainen routa ei useinkaan ole niin säännöllistä kuin useammankerran routineessa maassa, vaikkakin pienemmillä aloilla jää on puhdasta. Ensikertaista routaa muodostuu vain paikkoihin, jotka eivät aikaisemmin ole jäätyneet, kuten esim. maanvieremien luiskat ja tiilitehtaiden savikuopat. Jääkerrokset ovat tällaisissa tapauksissa usein ohuita ja epäsäännöllisiä.

Usein jäätyneessä savimaassa on paksuja jääkerroksia, joissa on runsaasti maa-ainesta joukossa ja selvästi havaittavaa neulasrakennetta. Tällainen jääkerros muistuttaa karkeaan hiekkaan muodostunutta jääkerrosta.

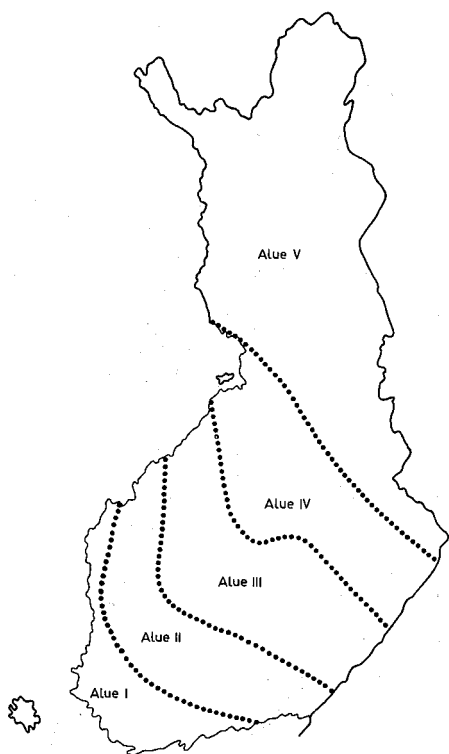
Useaan kertaan routaantunut savimaa on usein mururakenteinen, jolloin se routaantuu kuten hiekka. Savipitoisessa hietamaassa muodostuu samantyyppinen routa kuin useasti routaantuneessa savimaassa.

4.2 ILMASTOTEKIJÄT

4.21 Ilman lämpötila

Tärkein maan routaantumiseen vaikuttava tekijä on ilman lämpötila. Tarkasteltaessa ilman lämpötilan vaikutusta routaantumiseen ei ole niinkään tärkeätä tietää kuukausien keskilämpötiloja kuin talvikauden vuorokausien pakkasasteiden summaa eli pakkasmäärää. Routa syvenee pakkassumman kasvaessa talven aikana ja sulaa keväällä, kun ilman keskilämpötila nousee 0°C :n yläpuolelle.

Lämpötilan vaikutus routasuhteisiin ilmenee selvimmän lumettomilla alueilla, kuten teillä, kentillä ja pihamailla tai raivatuilla rakennusalueilla.

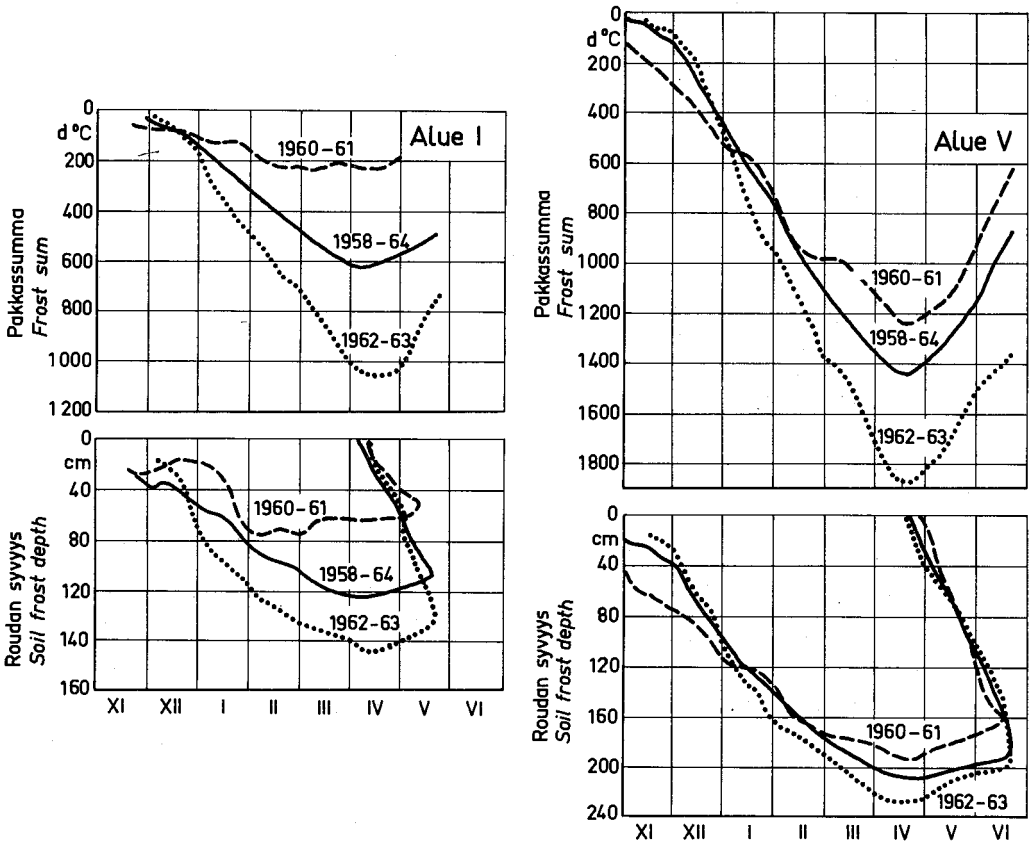


Kuva 7. Routa-aluejako lumesta ja kasvillisuudesta vapailla alueilla (U. Soveri & Johansson 1966).

Fig. 7. Distribution of soil frost type areas for surfaces without vegetation and snow cover according to U. Soveri and Johansson 1966.

Rakennusteknillisesti tärkeillä alueilla on roudan vaikutusta tutkittu paljon. On voitu osoittaa, että roudan syvyys lumettomilla ja kasvipeitteettömillä paikoilla riippuu lähes yksinomaan talven pakkasten kehittymisestä. Jos talvella esiintyy pitempiaikaisia suojakausia, alkaa routa lumettomissa olosuhteissa helpoimmin sulaa. Talven pakkassumman saavuttaessa maksimin on routa silloin aina syvimmillään ja keväällä ilmojen lämmitessä yli 0°C alkaa routa sulaa maanpinnalta alkaen.

Kuva 7 perustuu TVH:n paljaan maan routamittauksiin. Näiden mittauksien ja Keinosen pakkassummakartan perusteella Suomi on jaettu viiteen erilaiseen routa-alueeseen (kuva 8). Tutkimuksissa on todettu edelleen, että pakkassummat ja roudansyvyudet kasvavat pohjoista kohti. Roudansyvyyden ja pakkassumman suhde ei ole lineaarinen, vaan roudansyvyys lisääntyy suhteellisesti vähemmän suurilla pakkassummilla ja roudansyvyyksillä kuin pienillä. Esim. Etelä-Suomessa pakkassumman kasvaessa $830 \text{ d } ^{\circ}\text{C}$ roudansyvyys lisääntyy 90 cm, mutta Lapissa sama pakkaslisäys kovemmilla pakkasilla syventää routaa vain 50 cm. Tämä on selitettävissä siten, että roudan tunkeutuessa syvemmälle myös eristevaikutus lisääntyy, mikä hidastaa maan jäätymistä. Lumettomissa olosuhteissa pakkasmäärän ja roudansyvyyden välinen riippuvuus voidaan laskea kaavalla 1.



Kuva 8. Lumettoman alueen roudan syvyys pakkassumman ja ajan funktiona Lounais-Suomen rannikkoalueella (routa-alue I) ja Pohjois-Suomessa (alue V), leutona (1960-1961) ja ankarana (1962-1963) talvena sekä havaintokautena (1958-1964) (U. Soveri & Johansson 1966).

Fig. 8. The soil frost depth in bare soil as a function of frost sum and time at the southwestern coast (area I) and in Lapland (area V) during a mild winter (1960-1961) and a severe winter (1962-1963) as well as during the observation period 1958 to 1964 (U. Soveri & Johansson 1966).

4.22 Lumipeite

Huonon lämmönjohtokyvyn vuoksi lumi toimii maan pinnalla lämpöeristeenä. Lumen eristysvaikutus on sitä suurempi mitä kevyempää lumi on. Lumi johtaa lämpöä huomattavasti huomnommin kuin mineraalimaa (Beskow 1935). Lumipeitteen paksuus ennen routautumista vaikuttaa ratkaisevasti maan routakerroksen paksuuteen.

Useat tutkijat ovat pyrkineet selvittämään lumen vaikutusta routaantumiseen. Tulosten kirjaus johtuu suuressa määrin erilaisista tutkimusolosuhteista.

Puolalaisen Debskin (1938) mukaan roudansyvyuden riippuvuus pakkasmäärästä ja lumipeitteestä oli lineaarinen (kaava 4). Havaintopaikoilla ei koskaan ollut lunta yli 10 cm ja pakkasmäärät olivat aina pieniä. Debskin routakaavaa ei näin ollen voida soveltaa esim. Suomen oloihin.

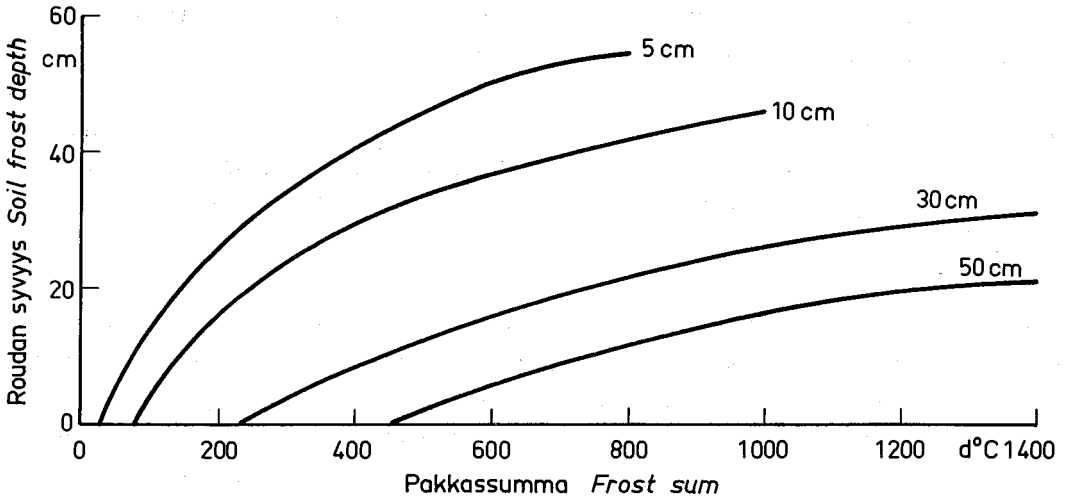
Mustonen (1966) on kehittänyt lähinnä Suomen metsäolosuhteisiin sopivan routakaavan (3), jossa roudan syvyyden suhde pakkassummaan ja lumipeitteeseen on logaritminen. Mustonen totesi tutkimuksessaan, että pakkassumman ja lumensyvyuden kasvaessa roudan muodostuminen voimakkaasti pienenee (kuva 9). Eri tekijöiden suhteellinen vaikutus selitettiin siten, että pakkassumman kasvaessa roudan syvyys kasvaa. Tällöin routakerroksen kasvaessa routaantumattoman maan ja ilman välinen eristys lisääntyy ja näin pakkassumman suhteellinen vaikutus pienenee. Samoin lumipeitteen paksuuntuessa eristysvaikutus kasvaa, eikä lumikerroksen kasvaminen enää vaikuta yhtä tehokkaasti, koska lumen läpi tapahtuva lämpövirtaus pienenee.

Mustosen kaava on kehittelynsä vuoksi tasoitusmenettelyn tulos ja siksi sillä on taipumus antaa liian pieniä arvoja suurten roudansyvyyksien ollessa kyseessä ja vastaavasti liian suuria arvoja pienille roudansyvyyksille. Kaava soveltuu paremmin useiden vuosien keskisyyden kuin yksittäisten vuosien roudan syvyyden määrittämiseen. Kaava on laskettu viittä senttimetriä suuremmille lumensyvyyksille.

Lumipeitteen vaikutus routaan on usein vaikeasti määritettävissä monien muiden tekijöiden takia. Lisäksi lumen tiheyden alueelliset ja kausittaiset muutokset vaikeuttavat lumipeitteen merkityksen selvittämistä.

Korhosen (1923) tutkimusten mukaan lumen tiheys pienenee itää ja pohjoista kohti ja samalla sen eristevaikutus kasvaa. Keväällä lumen tiheys aina kasvaa ja eristevaikutus vastaavasti pienenee. Lämpötiloista riippuen lumen tiheys vaihtelee aina talven aikana.

Lumipeitteen paksuus ja pakkassumma eivät aina riitä selittämään roudan käyttäytymistä. Jos verrataan esim. Etelä-Suomen ja Lapin routasuhteita, voidaan todeta roudan tunkeutuvan huomattavasti syvemmälle Lapissa samoissa ilmasto-olosuhteissa kuin Etelä-Suomessa (taulukko 1).



Kuva 9. Roudan syvyys luonnontilaisilla aukeilla mailla eri lumensyvyyksillä ja pakkassum-
milla (Mustonen 1966).
Fig. 9. Frost depth in open areas in natural state at different snow depths and
frost sums (Mustonen 1966).

Taulukko 1. Roudan keskimääräisiä syvyyksiä aukeilla mailla Etelä- ja Keski-Suomessa sekä
Pohjois-Suomessa hydrologian toimiston havaintojen mukaan.
Table 1. Mean frost depths in open ground in Southern and Middle Finland and
in Northern Finland according to observations of hydrological office
network.

Pakkassumma Frost sum d°C	Etelä- ja Keski-Suomi Southern and Middle Finland		Pohjois-Suomi Northern Finland	
	Lumen keski- syvyys Mean snow depth cm	Roudan syvyys Soil frost depth cm	Lumen keski- syvyys Mean snow depth cm	Roudan syvyys Soil frost depth cm
1 200 - 1 300	28	15	56	103
	35	23	52	90
	55	10	47	67
	29	15	42	99
	31	19	31	114
1 300 - 1 400	39	21	60	75
	27	20	32	90
			63	42
			68	80
1 400 - 1 600	61	8	56	15
	47	19	43	58
	45	22	39	42
			27	90
			38	80
			33	120
		30	134	

Lumipeite hidastaa keväällä maan sulamista vastaavalla tavalla kuin syksyllä jäätymistä. Vaikka keväällä vuorokauden keskilämpötilat ovat positiivisia, ei routa yleensä sula ennen kuin lumi on kokonaan hävinnyt. Poikkeuksena ovat kuitenkin maan eteläisimmät alueet, joissa maa alkaa sulaa usein jo lumen alla. Lumi päästää lävitseen auringon pitkäaaltoista säteilyä, mikä lämmittää maan pintakerrosta. Esim. 10 cm paksu lumi päästää lävitseen noin puolet auringon tehokkaasta säteilystä. Jos routakerros on ohut, voi sulaminen tapahtua kokonaan alhaalta päin. Yleensä roudan sulaminen tapahtuu yhtäaikaaisesti sekä pinnasta alaspäin että routarajasta ylöspäin.

4.3 MAASTOTEKLJÄT

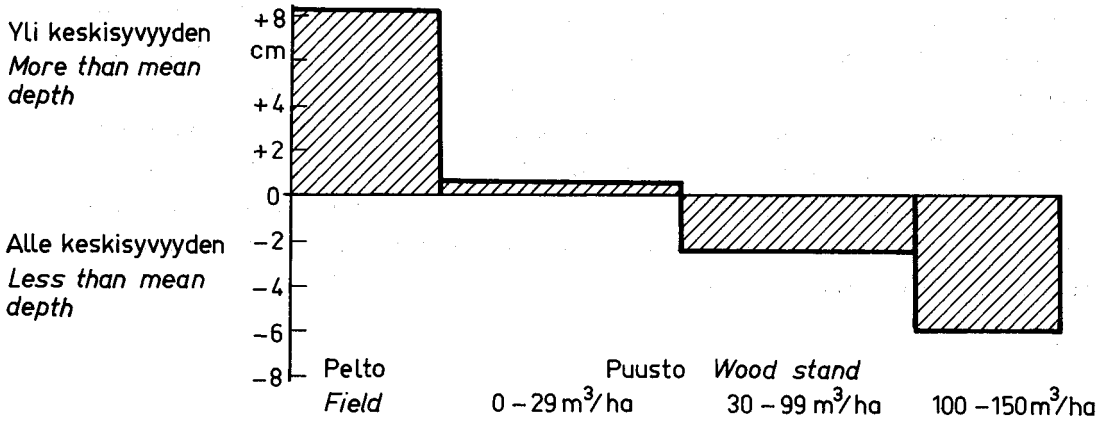
4.31 Kasvipeite

Lumipeitteen lisäksi myös kasvillisuuskerros toimii maan lämpöeristeenä. Aukeilla paikoilla ovat suojana erilaiset ruohovartiset kasvit ja sammalet, jotka muodostavat ns. kenttäkerroksen. Metsissä myös puuston vaikutus on huomattava. Tiheä puusto pidättää lunta oksistoonsa, jolloin metsämaa saa suhteellisesti ohuemman lumisuojan kuin aukeat peltomaat ja tämä taas edistää roudan tunkeutumista metsämailla.

Yli-Vakkurin (1960) mukaan tiheässä kuusikossa routa tunkeutui syvälle lumen vähäisyyden takia. Männiköissä, missä latvusto oli suhteellisen korkealla, maa sai paksumman lumipeitteen ja roudan syvyys oli tämän takia pienempi. Lehtipuumetsä ei sanottavasti pidättänyt lunta ja kun se lisäksi esti lumen kulkeutumista tuulen mukana, alue sai tasaisen ja paksun lumipeitteen. Keväällä lumi ja routa sulivat lehtipuumetsissä verrattain aikaisin, koska säteily ja sadevesi tunkeutuivat helposti lehdettömän latvuston läpi. Tiheä kuusikko sitävastoin pidätti säteilyä ja sadetta huomattavasti enemmän ja tästä johtuen maa säilyi pitempään routaantuneena.

Mustonen (1966) jakoi tutkimuksessaan havaintopaikat kahdeksaan erilaiseen maastoluokkaan: peltoon, avosuohon ja kuuteen puuston kuutiomäärän mukaan jaoteltuun metsään. Tutkimusten mukaan samoissa lämpötila- ja lumioloissa roudan keskimääräinen syvyys pieneni huomattavasti puuston kuutiomäärän kasvaessa (kuva 10). Roudan keskisyvyys koko maassa oli tutkimuksessa 17 cm, pelloilla 25 cm ja metsissä keskimäärin 15 cm.

Tässä tutkimuksessa käsiteltyjen havaintojen mukaan metsäisyyden vaikutukset routaantumiseen ovat jonkin verran vähäisempiä kuin Mustosen tutkimuksessa. Keskimääräiset roudan-syvyydet metsissä ovat noin 11 % pienemmät kuin aukeilla mailla samoilla pakkassummilla



Kuva 10. Puuston vaikutus roudan syvyyteen. Roudan keskisyvyys koko maassa $m = 17$ cm. Pylväiden leveydet kuvastavat aineiston suhteellisia osuuksia (Mustonen 1966).

Fig. 10. Influence of the wood stand on the frost depth. The average frost depth for the whole of Finland is 17 cm. The widths of the staples indicate the respective fraction in the data (Mustonen 1966).

ja lumensyvyyksillä (taulukko 2). Tulosten eroavuuteen saattaa vaikuttaa se, että Mustosen tutkimuksessa metsän tunnusluvut oli määritetty tarkkaan kun taas hydrologian toimiston aineistossa metsä on käsitelty yleisesti puuta kasvavana alueena.

Taulukko 2. Roudan keskisyvyys aukeilla mailla ja metsissä eri lumensyvyyksillä.

Table 2. The mean depth of frost varying snow depth on open ground and in woods.

Lumen keskisyvyys Mean snow depth cm	Pakkassumma Frost sum $d^{\circ}C$		Roudan keskisyvyys Mean soil frost depth cm			Aukea/Metsä Open ground/ Forest
	Aukea Open ground	Metsä Forest	Aukea Open ground	Metsä Forest	Metsä, muunnettu Forest, reduction	%
0-15	252	344	38	36	31	14
6-15	412	564	45	36	30	33
16-25	725	823	35	37	34	2
26-35	864	898	26	24	23	10
36-45	920	1 108	12	13	12	2
46-55	1 098	1 230	10	10	9	6

Taulukkoon 2 on laskettu kauden 1969-1975 aukeiden maiden ja metsien routahavaintojen keskiarvot eri lumensyvyyksillä sekä vastaavat pakkassummien keskiarvot. Havaintojen mukaan samoilla lumensyvyyksillä metsien pakkassummat olivat suuremmat kuin vastaavasti aukeiden maiden pakkassummat.

Jotta roudansyvyysä voitaisiin keskenään vertailla on metsien routa-arvot redusoitu samoille pakkassummille kuin aukeiden maiden arvot. Redusoitu arvo on saatu kertomalla metsän

roudansyvyys indeksillä i (kaava 6), joka on laskettu aukean maan ja metsän pakkassummien neliöjuurien suhteessa:

$$i = \sqrt{\frac{F_a}{F_m}}, \quad (6)$$

jossa F_a = aukean maan pakkassumma
 F_m = metsän pakkassumma

Pienillä lumensyvyyksillä ja pakkassummilla metsän suojaava vaikutus näyttää ilmeiseltä. Suurilla lumensyvyyksillä sen sijaan aukeiden maiden ja metsien roudansyvyyksien erot ovat vähäisiä.

Esimerkiksi Mikkelin, Laukaan, Maaningan, Toholammen ja Ylitornion routa-asemien mittaukset osoittavat roudansyvyyden riippuvan lähes yksinomaan pakkassummasta ja lumipeitteen paksuudesta (ks. liite 6).

Liitteistä havaitaan edelleen, että metsissä on usein enemmän routaa kuin läheisillä aukeilla paikoilla, mikä johtuu metsien ohuemmasta lumipeitteestä. Maalaji on mittauspaikoissa ollut sama.

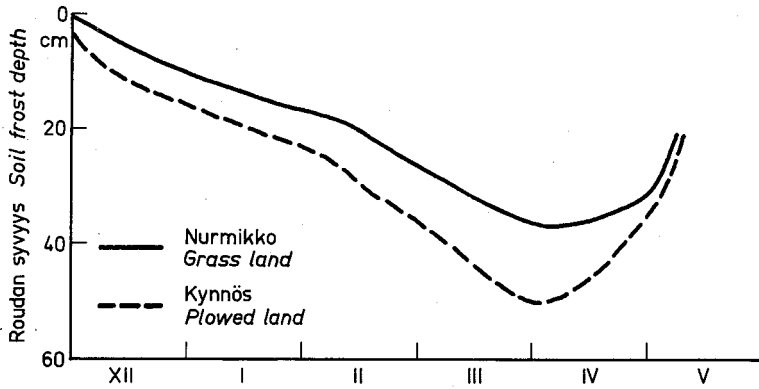
Tietyissä topografisissa ja mikroilmastollisissa metsäosissa saattaa routaantuminen olla huomattavasti vähäisempää kuin vastaavasti läheisillä aukeilla paikoilla. Näin esimerkiksi Heinävedellä, missä metsä on tiheätä kuusikkoa ja mittauspaikka sijaitsee suojaisessa paikanteessa.

Lumipeite on yleensä ollut ohuempi metsässä puustopidännän vuoksi (ks. liite 5).

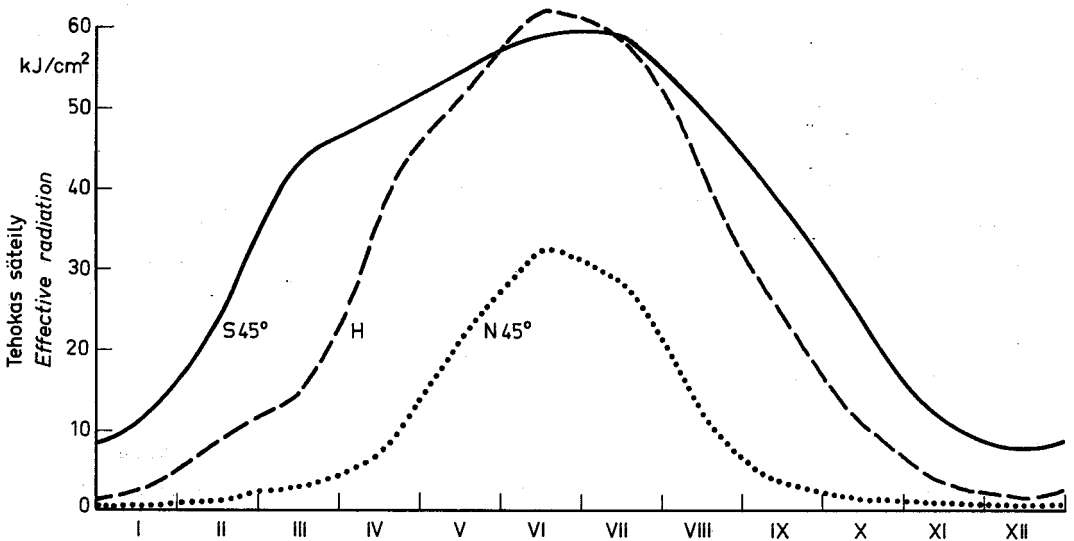
Pelloilla kasvillisuuden vaikutus routaantumiseen ilmenee selvästi, kun tarkastellaan maan eri muokkausasteita. Tikkurilassa vuosina 1964-65 suoritettut mittaukset osoittavat, että kynetyssä pellossa routa tunkeutuu syvemmälle kuin nurmikossa (kuva 11). Lumipeite on ollut yhtä paksu molemmissa mittauspaikoissa. Kynetyssä pellossa routa tunkeutui Tikkurilan havaintojen mukaan n. 20 % syvemmälle kuin nurmipellossa.

4.32 Topografia

Maaston kaltevuussuhteet vaikuttavat osaltaan roudan muodostumiseen sekä lumen ja roudan sulamiseen. Maaperään tuleva auringon säteilyn vaikutus riippuu säteilyn tulokulmasta, joka puolestaan riippuu paitsi leveysasteesta myös maaston kaltevuussuhteista. Etelään viettävät rinteet saavat huomattavasti enemmän säteilyä kuin pohjoisrinteet. Tämä vaikuttaa erilailla maan lämpövaraston kasvuun ja näin myös roudan tunkeutumiseen maaperässä.



Kuva 11 Roudan tunkeutuminen savipeltoon kynnetyssä maassa ja nurmikossa.
 Fig. 11. The penetration of frost into plowed and grass-covered clay fields.



Kuva 12. Tehokas vuotuinen säteily 60 leveyspiirillä pohjois ($N45^{\circ}$)- ja etelärinteellä ($S45^{\circ}$) sekä tasaisella alueella (H), (Lunelund 1925).
 Fig. 12. The effective radiation per annum at 60° latitude on slopes facing northward ($N45^{\circ}$) and southward ($S45^{\circ}$) and on horizontal ground (H), (Lunelund 1925).

Keväällä alkaa lumen ja roudan sulaminen etelärinteillä huomattavasti aikaisemmin kuin pohjoisrinteillä. Eri ilmansuuntiin viettävien rinteiden saamia säteilymääriä on mm. Lunelund (1940) arvioinut Suomen eri osissa. Kaltevuudeltaan 45° olevan, pohjoiseen viettävän pinnan saama vuotuinen tehokas kokonaissäteily on vain noin neljäsosa vastaavasta etelään suuntautuneen pinnan säteilystä.

Erilaisten maastomuotojen vaikutusta roudansyvytyteen on tutkittu vähän. Bay, Wunnecke ja Hays (1952) ovat suorittaneet routamittauksia eri ilmansuuntiin viettävillä peltoalueilla ja todenneet pohjoisrinteillä roudan tunkeutuneen aina syvimmälle.

Pohjoisilla leveysillä maan pinnalle tulevan säteilyn tulokulman takia saavat etelään viettävät rinteet säteilyä enemmän kuin vaakasuorat pinnat. Tästä johtuu, että keväällä lumen ja roudan sulaminen alkaa aina ensin etelärinteillä.

Syvät painanteet ovat säteilytalouden kannalta epäedullisimmassa asemassa varsinkin sulamiskautena. Painanteet saavat keväällä suhteellisen vähän säteilyä ja kylmät ilmassat painuvat niiden pohjalle. Tämän takia painanteet usein pysyvät kauimmin lumisina ja routaantuneina.

4.4 MAAPERÄTEKIJÄT

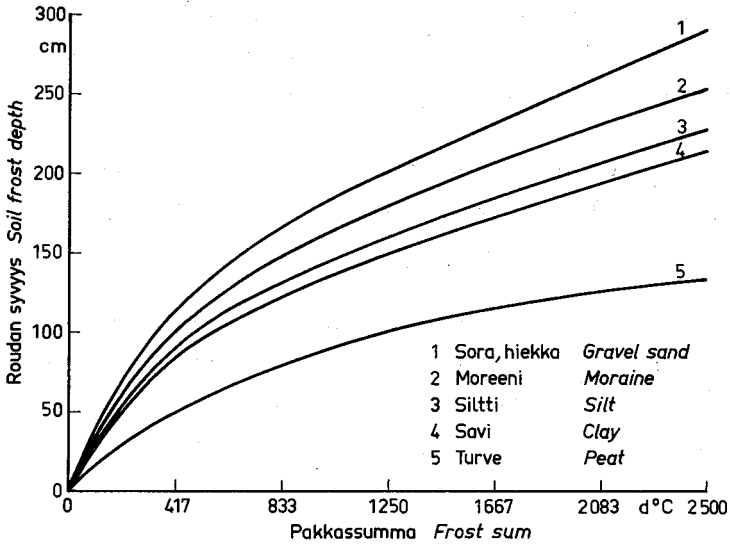
4.41 Maalaji

Routa käyttäytyy erilaisissa maalajeissa eri tavoin. Karkearakeiset maalajit routaantuvat syvemmälle kuin hienojakoiset maalajit. Eloperäiset maalajit routaantuvat yleensä vähiten. Maalajien erilaiset routimisominaisuudet johtuvat maan rakenteen lisäksi lämpökapasiteetista, lämmönjohtavuudesta sekä maankosteudesta.

Näiden eri tekijöiden yhteisvaikutuksen takia maalajien rakenteesta johtuvaa routimista on vaikea arvioida. Routimisilmiöitä tulisikin aina tarkastella maaperän fysikaalisten olosuhteiden kannalta.

U. Soveri ja Johansson (1966) ovat kehitelleet routakaavaa (4) edelleen Suomen oloihin soveltuvaan. Kaavassa termi $\sqrt{2 \frac{\lambda}{q}}$ on korvattu materiaalikerroimella c , mikä on vakio eri maalajiryhmille tietyissä kosteusolosuhteissa. Maankosteuden vaihteluista johtuen kaava $d = c \sqrt{F}$ antaa usein mittauksista huomattavastikin poikkeavia tuloksia varsinkin maalajeissa, joissa maavesivaraston muutokset ovat suuria. Taulukossa 3 on esitetty edellisten mukaan maalajien materiaalikerroimet ja keskimääräiset vesipitoisuudet tiettyinä havaintokautena.

Materiaalikerroimien avulla on piirretty kuvan 13 käyrästä pakkassumman ja roudan syvyyden riippuvuudesta eri maalajeissa lumettomilla alueilla. Turvetta kuvaava käyrä on arvioitu hydrologian toimiston havaintojen mukaan.



Kuva 13. Roudansyvyyden keskimääräinen riippuvuus pakkassummasta erilaisissa maalajeissa lumettomissa olosuhteissa.

Fig. 13. The depth of soil frost as a function of frost sums in various soils in snow-free conditions.

Taulukko 3. Eri maalajien vesipitoisuuksia ja vastaavia materiaalikertoimia (U. Soveri & Johansson 1966).

Table 3. The water content of different soils and the corresponding material coefficients (U. Soveri & Johansson 1966).

Maalaji Soil type	Vesipitoisuus % kuiva-aineesta Moisture in % of dry weight	Materiaalikerroin Soil coefficient C
sora, hiekka gravel, sand	8,3	1,16
sora-hiekkamoreeni gravel-sand-moraine	11,3	1,15
hieta-hiesumoreeni fine sand-silt moraine	17,5	0,99
hieta fine sand	21,0	0,92
savi clay	23,4...44,1	0,91...0,83

Maaperän routivuutta voidaan arvioida pelkästään maalajin perusteella. Rakennustekniikassa maalajit jaetaan routimattomiin ja routiviin. Routimattomia maalajeja ovat esim. sora ja hiekka. Routivia taas hiesu, savi ja useimmat moreenit.

Routivuuteen vaikuttaa ratkaisevasti hienojen maa-aineksien osuus. Ns. routimattomat maalajit routivat, jos ne sisältävät <0,02 mm lajitetta yli 8 %. Routimisen edellytyksenä on, että

vesi pääsee kapillaarisesti nousemaan routaantuvaan kerrokseen. Maalajit eivät yleensä roudi, jos kapillaarinen nousukorkeus on alle 100 cm.

4.42 Maavesi

Maaveden merkitystä routaantumiseen on toistaiseksi tutkittu vähän. Maankosteus oletetaan yleensä vakioksi roudan muodostumista kuvaavissa kaavoissa. Tämän takia kaavat soveltuvat vain määrättyihin olosuhteisiin. Maankosteus vaihtelee kuitenkin paljon eri vuodenaikoina. Maavesivaraston muutos routaantuvassa maakerroksessa voi vaihdella välillä 50...200 mm; se saattaa siis olla jopa kolmannes vuosisadannasta (J. Soveri 1972).

Ilmastollisten tekijöiden lisäksi myös maankosteus vaikuttaa roudan kehittymiseen. Maaperässä oleva vesi samoin kuin maan karkearakeisuus lisäävät lämmönjohtavuutta. Routaantuminen ja roudan sulaminen tapahtuvat nopeammin karkeissa ja kosteissa kuin hienorakeisissa ja kuivissa maalajeissa. Luonnon olosuhteissa hienorakeiset maalajit sisältävät aina enemmän vettä kuin karkearakeiset maalajit, jolloin karkearakeisuus- ja vesipitoisuustekijät vaikuttavat vastakkaisesti ja tasapainoittavat eri maalajeissa routaprosesseja. Esimerkiksi siltti, jossa vesipitoisuus on 25 %, vastaa lämmönjohtavuudeltaan hiekkaa, jossa vesipitoisuus on 10 %. Näissä olosuhteissa siltin ja hiekan routaantuminen ja roudan sulaminen tapahtuvat yhtäaikaaisesti.

Maankosteuden muutokset aiheutuvat lähinnä sadannasta, haihdunnasta, pinnanalaisesta valunnasta sekä pohjavesivaihteluista. Asiaa voidaan yleisesti tarkastella geohydrologisen vesitaseyhtälön avulla:

$$\Delta M = I - E - G - Q_1, \quad (7)$$

jossa ΔM = maavesivaraston muutos
 I = suodanta
 E = haihdunta
 G = pohjaveden muodostuminen
 Q_1 = pinnanalainen valunta

Syksyn sateista riippuu ratkaisevasti, minkälainen on maankosteustila ennen roudan alkamista. Maan jäätyessä maavesivaraston täydentyminen lakkaa.

Hydrologian toimiston koemasella Karkkilassa suoritettujen routa- ja maankosteusmittausten yhteydessä on voitu havaita (kuva 14 ja taulukko 4), että roudan muodostumisen aikana maan vesipitoisuus pysyy routakerroksessa jokseenkin muuttumattomana. Sen sijaan roudan alarajalla routaantuneen ja sulan maan vyöhykkeessä routaantuva maa sitoo alapuolelta maan-

kosteutta. Heti kun routa alkaa sulaa, lisääntyy routakerroksessa vesipitoisuus suurimmilleen. Sulamisvedet läpäisevät routakerroksen aina sitä paremmin, mitä karkearakeisempia maalajit ovat.

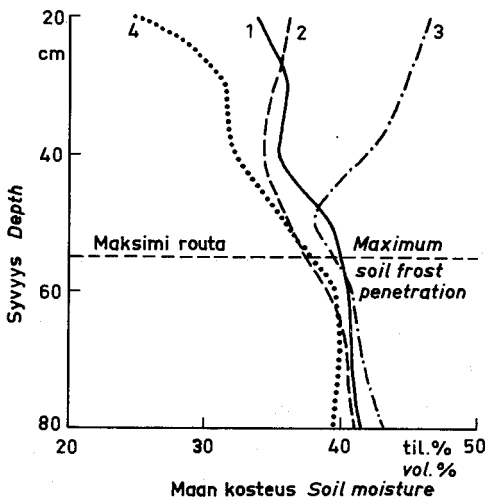
Karkkilan koeasemalla maalaji oli hiesuista moreenia. Maankosteuden mittaukset on tehty neutronikosteusmittarilla.

Taulukko 4. Maankosteus (til. %) ja roudan syvyys (murtoviiva) Karkkilan koeasemalla v. 1971-1972.

Table 4. Soil moisture (vol.%) and soil frost depth (broken line) at the Karkkila experimental station in 1971 and 1972.

Syvyys Depth cm	Mittauspäivä, Date of measuring							
	8. 10.	5. 11.	3. 12.	7. 2.	10. 3.	3. 5.	30. 5.	28. 6.
00								
10								
20								
30	32,4	33,7	33,6	36,1	36,3	47,4	33,1	24,9
40	34,3	36,0	34,3	34,8	35,0	44,6	38,5	31,6
50	34,5	35,1	43,1	33,1	34,3	41,9	37,0	31,7
60	38,7	39,1	40,1	35,6	36,1	37,9	37,9	35,8
70	41,4	40,4	40,5	39,0	38,9	40,9	41,4	39,2
80	42,0	40,7	40,9	40,1	40,5	41,6	41,6	39,7
	41,6	41,4	41,2	40,2	41,0	43,1	40,5	39,2

Kuva 14 havainnollistaa taulukkoa 4. Kuvasta havaitaan, että routakerros on samalla se osa maakerrosta, jossa maankosteuden muutokset pääasiassa tapahtuvat. Routarajan alapuolella ei maankosteus sanottavasti vaihtelee, mikä tässä tapauksessa johtuu pohjavesipinnan läheisyydestä ja kapillaarisuudesta.



Kuva 14. Maankosteuden muutokset Karkkilassa, 1. ennen roudan muodostumista, 2. roudan ollessa syvimmillään, 3. roudan sulamisen aikana, 4. kesällä maan ollessa kuivimmillaan.

Fig. 14. The variations of soil moisture of Karkkila, 1. before freezing, 2. at maximum soil frost depth, 3. during thawing of the soil frost, 4. during summer when soil at its driest.

4.43 Pohjavesi

Pohjavesi on huomattava lämpövarasto, joka säätelee maaperän lämpötiloutta. Pohjaveden lämpötilan vuosivaihtelut ovat vähäisiä ja sen lämpötila on aina jonkin verran korkeampi kuin ympäröivän maaperän. Pohjavesi vaikuttaa myös roudan muodostumiseen ja sen sulamiseen. Pohjavedestä vapautuu jatkuvasti lämpöenergiaa kohti maanpintaa, mikä hidastaa roudan muodostumista ja vastaavasti nopeuttaa sen sulamista. Routakerros sulaa sekä ylhäältä- että alhaaltaan.

Pohjaveden vaikutusta roudan muodostumiseen tarkasteltiin kolmella vesihallituksen pohjavesiasemalla, Kullisuolla, Äijälässä ja Muoniossa. Roudan syvyyttä verrattiin samalla valuma-alueella vastaaviin pohjavesipinnan syvyyksiin. Tutkimusalueilla olivat ilmasto- ja maaperäolosuhteet samanlaiset, joten näiden tekijöiden vaikutukset voitiin jättää huomioimatta.

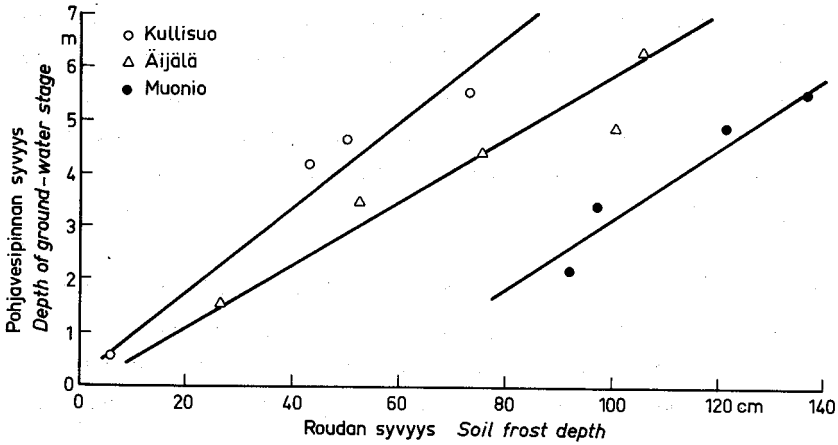
Tulokset osoittavat, että pohjavesipinnan etäisyydellä maanpinnasta on huomattava merkitys roudan muodostumiseen. Mitä lähempänä maan pintaa pohjavesi oli, sitä ohuempi oli routakerros. Tämä voitiin todeta yhdenmukaisella tavalla kaikissa tutkimuskohteissa. Kuvan 15 käyrien gradientin mukaan noin 100 cm muutos pohjaveden korkeudessa vaikuttaa samanlaisissa ilmasto- ja maaperäoloissa routakerroksen muodostumiseen noin 10-20 cm. Käyrien poikkeavuus toisistaan johtuu erilaisesta maaperästä, lumipeitteestä ja pakkasmäärästä.

Kuvan 15 mittausarvoille laskettiin seuraavat regressioyhtälöt, korrelaatiokertoimet sekä keskihajonnat:

$$\begin{aligned} \text{Kullisuo: } y &= 0,12x - 3,09, & r &= 0,977 & (8) \\ & & \bar{y} &= 43 \\ & & S_{\bar{y}} &= 27,8 \\ & & \bar{x} &= 372 \\ & & S_{\bar{x}} &= 219,2 \end{aligned}$$

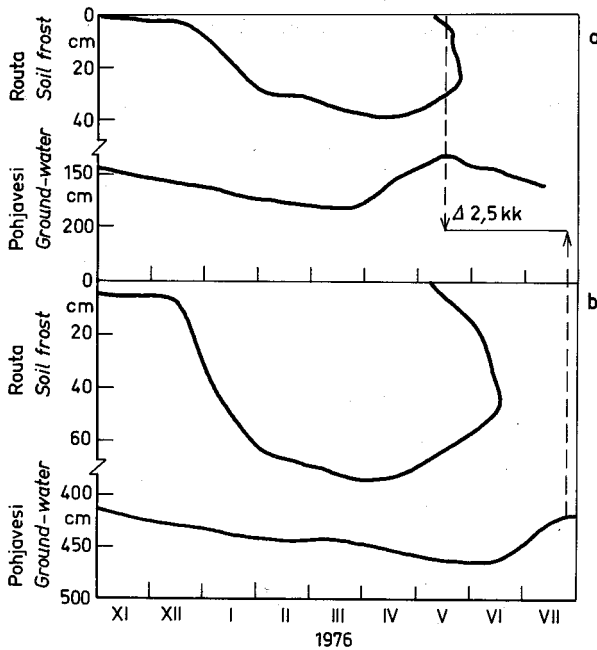
$$\begin{aligned} \text{Äijälä: } y &= 0,17x - 1,33, & r &= 0,996 & (9) \\ & & \bar{y} &= 65 \\ & & S_{\bar{y}} &= 33,5 \\ & & \bar{x} &= 396 \\ & & S_{\bar{x}} &= 199,4 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Muonio: } y &= 0,13x + 58,3, & r &= 0,968 & (10) \\ & & \bar{y} &= 111 \\ & & S_{\bar{y}} &= 20,7 \\ & & \bar{x} &= 397 \\ & & S_{\bar{x}} &= 149,3 \end{aligned}$$



Kuva 15. Pohjavesipinnan syvyyden vaikutus roudan syvyyteen Kullisuo, Äijälän ja Muonion pohjavesiasemilla 1. -15.4.1976.

Fig. 15. The influence of the ground-water stage on the soil frost depth at Kullisuo, Äijälä and Muonio ground-water stations 1 to 15 April 1976.



Kuva 16. Sulamisvesien vaikutus pohjaveden muodostumiseen roudan aikana eri pohjaveden syvyyksillä Äijälän pohjavesiasemilla.

Fig. 16. The influence of the melt water on ground-water formation when the soils is frozen, at different ground-water stages at the Äijälä ground-water station.

Kun routa alkaa kehittyä maahan, lakkaa pohjaveden muodostuminen. Tosin pohjaveden pinta usein vielä nousee roudan muodostumisen aikana, mutta tämä johtuu maavesivaraston tyhjentymisen ja pohjavesivaraston täyttymisen välisestä aikaerosta eli viiveestä.

Sulamisen aikana routa ei ole esteenä pohjaveden muodostumiselle. Varsinkin karkearakeisissa maalajeissa routakerros on aina huokoinan ja hyvin vettä läpäisevä. Routakerros ei estä sulamisvesien pääsyä pohjavesiin.

Kuvasta 16 havaitaan, miten routakerroksen ollessa vielä paksuimmillaan on pohjaveden pinta alkanut jo nousta. Samalla alueella, jossa pohjavesi on syvemmillä ja tästä syystä routakerros on paksumpi, pohjavesivarasto on alkanut huomattavasti myöhemmin täytyä. Tässä tapauksessa ei ole pelkästään syynä routakerroksen paksuus vaan suodannan ja pohjaveden muodostumisen välinen viive, mikä johtuu maanpinnan ja pohjavesipinnan etäisyydestä sekä maan kosteuden erilaisesta kyllästymisasteesta.

Suoalueilla on Heikurainen (1976) todennut tutkimuksissaan, että roudan muodostumisvaiheessa pohjavesipinta aina laskee ja sulamisvaiheessa vastaavasti nousee. Tämä johtuu Heikuraisen mukaan siitä, että routaantuva turve sitoo pohjavesivarastosta huomattavia määriä vettä, joka sulamisen aikana palautuu takaisin pohjaveteen.

4.44 Maan lämpöominaisuudet

Maan lämpöolosuhteet vaikuttavat vaihtelevasti roudan muodostumiseen. Pohjoisessa säteilyn vähydestä johtuu, että maan lämpövarasto jää pieneksi, ja routa tunkeutuu helpommin maahan kuin etelässä. Lisäksi pohjoisessa ohuempi humus- ja kenttäkerros johtaa lämpöä paremmin kuin etelässä.

Maahan varastoitunut lämpömäärä ja sen johtuminen syvemmistä maakerroksista estää roudan muodostumisen niin kauan kuin lämmön virtaus alhaaltapäin pitää pinnan lämpötilan 0°C :n yläpuolella. Toisaalta taas hyvä lämmönjohtavuus nopeuttaa maan pintakerroksen jäähtymistä, jolloin maan lämmönjohtavuuden paraneminen myös lisää roudan syvyyttä. Lämmön virtauksen voimakkuus riippuu paitsi lämmönjohtavuudesta myös maan lämpötilagradientista ja lämpökapasiteetista.

Maan lämpökapasiteetti riippuu maalajista ja sen vesipitoisuudesta (taulukko 5). Kiinteiden maahiukkasten lämpökapasiteetti (ominaislämpö) on yleensä sitä pienempi mitä suurempi on niiden ominaispaino. Maahiukkasten ominaislämpö on tavallisesti 0,4-0,6 cal/kg, veden

1,0 cal/kg ja ilman 0,0003 cal/kg (SI-järjestelmässä 4,187 J/K kg). Tämä merkitsee, että maan vesipitoisuuden lisääntyessä ja samalla ilmamäärän vähetessä maan ominaislämpö suurenee. Kosteaa maata lämpenee vähemmän kuin kuiva maata samalla lämpö määrällä, ja maata menettäessä lämpöä saman lämpö määrän menetys alentaa kostean maan lämpötilaa vähemmän kuin kuivan maan. Maan lämpökapasiteetin suurentuessa maan jäähtyminen hidastuu, joten lämmönjohtavuus ja lämpökapasiteetti vaikuttavat roudaantumisen vastakkaisesti.

Sulassa maassa on ominaislämpö käytännöllisesti katsoen vakio. Maan roudantuessa lämpökapasiteetti muuttuu veden ja jään ominaislämpöjen eron takia.

Maan jäähtyminen tapahtuu sitä "ihanteellisemmin" mitä enemmän se sisältää vapaata vettä, so. mitä pienempi vuorovaikutusenergia vesimolekyylien ja maahiukkasten välillä vallitsee.

Maan lämmönjohtavuus riippuu lähinnä maahuokosten ilma- ja vesisuhteista. Ilma johtaa lämpöä huonommin ja vesi paremmin kuin kiinteät maahiukkaset. Maankosteuden lisääntyminen aiheuttaa maan lämmönjohtavuuden lisääntymistä.

Taulukko 5. Eri maalajien ja lumen keskimääräisiä lämpöominaisuuksia (Aslyng 1968).
Table 5. Mean thermic properties of various soils and snow (Aslyng 1968).

	Huokoisuus <i>Porosity</i>	Vesipit. til. % <i>Water content as vol. %</i>	Lämpökapasiteetti <i>Heat capacity cal cm⁻³ °C⁻¹</i>	Lämmönjohtavuus <i>Heat conductivity 10⁻³ cal cm⁻¹</i>
Hiekka <i>Sand</i>	0,4	0	0,3	0,7
	0,4	20	0,5	4,2
	0,4	40	0,7	5,2
Savi <i>Clay</i>	0,4	0	0,3	0,6
	0,4	20	0,5	2,8
	0,4	40	0,7	3,8
Turve <i>Peat</i>	0,8	0	0,35	0,14
	0,8	40	0,75	0,07
	0,8	80	1,15	1,2
Lumi <i>Snow</i>	0,95	0	0,05	0,15
	0,8	0	0,2	0,32
	0,5	0	0,5	1,7

Lämmön siirtyminen voi tapahtua maaperässä periaatteessa kolmella eri tavalla:

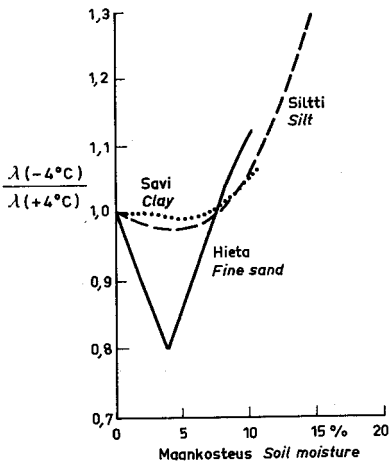
1. Johtamalla rakeiden ja niitä kalvoina ympäröivien sidosvesien sekä huokosilman kautta,
2. Säteilynä huokosten läpi,
3. Konvektiona nesteinä tai höyryinä olevan veden tai ilman välittämänä.

Säteily ja konvektio riippuvat jäätympisteen yläpuolella lämpötilasta. Lämpötilan 0 °C yläpuolella kasvaa yleensä kaikkien maalajien lämmönjohtavuus lineaarisesti n. 25 °C saakka;

sen jälkeen se kasvaa jyrkemmin. Suurin muutos lämmönjohtavuudessa tapahtuu 0°C alapuolella, jolloin vesi alkaa jäätymään. Jään lämmönjohtavuus on kolme kertaa niin suuri kuin veden.

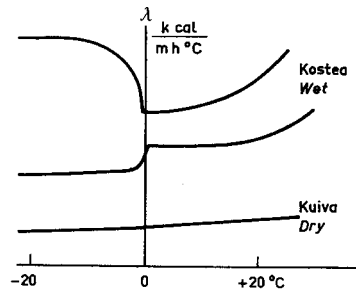
Maan jäätyessä ei kaikki vesi muutu jääksi samassa lämpötilassa, vaan maassa oleva vesi jäätyy melko laajalla lämpötila-alueella. Mitä hienompirakeista maa on, sitä suuremmalla lämpötila-alueella jäätyminen tapahtuu. Kosteudella ei ole sanottavammin merkitystä maan routaantumiseen tietyn lämpötilan (n. $-0,5^{\circ}\text{C}$) alapuolella (Aittomäki & Saviharju 1971).

Eräiden tutkimusten mukaan hienorakeinen savi voi sisältää -22°C lämpötilassa vielä 10 % kuivapainosta jäätyvätöntä vettä.



Kuva 17. Kosteuden vaikutus sulan ja jäätyneen maan lämmönjohtavuuteen (Aittomäki & Saviharju 1971).

Fig. 17. The influence of moisture on the conductivity of heat in unfrozen and frozen ground (Aittomäki & Saviharju 1971).



Kuva 18. Lämpötilan ja kosteuden periaatteellinen vaikutus maan lämmönjohtavuuteen (Aittomäki & Saviharju 1971).

Fig. 18. The principle of the influence of temperature and moisture on the heat conductivity of soil (Aittomäki & Saviharju 1971).

Maalajin tiiveys vaikuttaa myös lämmönjohtavuuteen. Tilavuuspainon kasvaessa sekä lämmönjohtavuus että lämpökapasiteetti suurenevät. Edellinen kasvaa kuitenkin suhteellisesti nopeammin, joten myös routa tunkeutuu tiiviissä maassa syvemmälle. Kivennäismaissa roudansyvyys kasvaa raekoon kasvaessa, koska karkeiden maalajien tilavuuspaino on suurempi kuin hienojen maalajien.

Watzingerin (1967) mukaan routa tunkeutuu maahan niin syväälle, että jäätyneen maakerroksen pakkasvastus on yhtä suuri kuin ilman pakkassumma. Pakkasvastuksessa otetaan huomioon sulan ja jäätyneen maan lämpötilan muutoksista vapautuvat lämpömäärät sekä veden jäätymlämpö. Lisäksi roudan maahantunkeutumiseen vaikuttaa kesäaikana varastoituneen maalämmön määrä.

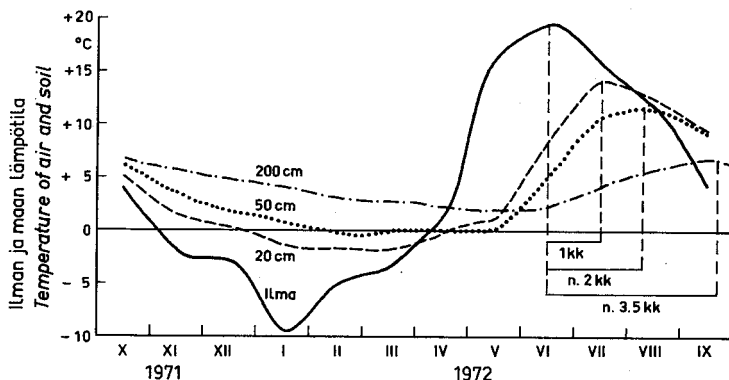
Taulukko 6. Maan ja ilman kuukausikeskilämpötiloja Karkkilan koeasemalla X-XII, 1971 ja I-IX, 1972 ($^{\circ}\text{C}$).Table 6. Monthly mean temperatures of soil and air at the Karkkila experimental field X-XII, 1971 and I-IX, 1972 ($^{\circ}\text{C}$).

	1971			1972									\bar{x}	Max.	Min.
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX			
Ilma Air	4.0	-2.0	-2.5	-9.6	-5.2	-3.7	1.9	16.4	19.3	15.9	9.6	4.2	4.0	19.3	-9.6
Maa Soil															
20	5.0	1.5	0.2	-1.5	-1.7	-1.8	0.1	1.0	8.5	14.2	13.1	9.3	4.0	14.2	-1.8
50	6.3	3.6	1.8	0.9	-0.1	-0.2	0.1	0.0	5.0	10.4	11.3	9.7	4.1	11.3	-0.2
100	6.5	4.5	2.9	1.9	0.9	0.6	0.8	0.8	3.6	8.1	9.6	9.4	4.3	9.6	0.6
150	6.7	5.4	3.9	2.9	2.1	1.6	1.1	1.0	2.8	6.3	8.0	8.7	4.2	8.7	1.0
200	6.3	5.8	4.9	4.0	3.2	2.7	2.2	2.0	2.3	4.0	5.6	6.8	4.2	6.8	2.0
\bar{x}	6.2	4.2	2.9	1.6	0.9	0.6	0.9	1.0	4.4	8.6	9.5	8.8			
Max.	6.7	5.8	4.9	4.0	3.2	2.7	2.2	2.0	8.5	4.0	5.6	6.8			
Min.	5.0	1.5	0.2	-1.5	-1.7	-1.8	0.1	0.0	2.3	14.2	13.1	9.7			

Maan lämpövaraston muutokset riippuvat ilman lämpötilaeroista sekä maan lämmönjohtavuudesta. Maa kylmenee ja lämpenee ilman lämpötilaan verrattuna aina hitaammin syvemmälle mentäessä. Tietyllä syvyydellä maan lämpötila on lähes vakio maantieteelliseen sijaintiin nähden. Tämä ns. maan lämpökynnys vastaa likimääräisesti ilman keskimääräistä vuotuista lämpötilaa (Aslyng 1968).

Karkkilassa suoritetujen maan lämpötilamittausten mukaan maan vuotuinen keskilämpötila oli kaikilla syvyyksillä likimain sama $4,0-4,3^{\circ}\text{C}$. Ilmankeskilämpötila vastaavalla kaudella oli $4,0^{\circ}\text{C}$. Eri kuukausina maan lämpötila vaihteli huomattavasti syvyyden mukaan. Ilman ja maan lämpötilan kylmimmän ajankohdan välinen aikaero oli n. 2 kk.

Kuvassa 19 nähdään miten ilman lämpötila vaikuttaa ajallisesti maaperän lämpötiloihin 20 cm, 50 cm ja 200 cm syvyyksillä Karkkilan koeasemalla.



Kuva 19. Ilman ja maan lämpötilavaihtelut Karkkilassa X-XII, 1971 ja I-IX, 1972 eri syvyyksillä ja maksimilämpötilojen viive maaperässä.

Fig. 19. The variations of temperature of soil and air at the Karkkila experimental field X-XII, 1971 and I-IX, 1972 at various depth and the time lag of the temperature maximum in the soil.

4.5 ROUTAMALLI

Routakaavojen heikkoutena ovat usein puutteelliset tiedot parametreista. Maankosteus sekä pohjavesipinnan etäisyys oletetaan yleensä maaperässä vakioksi ja kuitenkin maan vesisuhteet vaikuttavat ratkaisevasti routakerroksen muodostumiseen.

Tärkeimmät routaantumiseen vaikuttavat tekijät ovat pakkassumma ja lumipeitteen syvyys, jotka vaikuttavat vastakkaisella tavalla roudan kehitykseen. Ilmastotekijät ovat helposti määritettävissä mittauksin. Sen sijaan kasvipeitteen vaikutuksen arvioiminen on jo huomattavasti vaikeampaa. Myöskään maalaji ei aina ole homogeeninen routavyöhykkeessä. Maaperä sisältää usein rakeisuudeltaan erilaisia lajitteita. Kasvit sekä puiden juuret muuttavat lisäksi maan lämpöolosuhteita ja vaikuttavat näin myös routaan.

Aikaisempien tutkimusten ja tässä käsitellyn aineiston perusteella on tehty seuraavassa eräitä johtopäätöksiä routaantumiseen vaikuttavien tekijöiden suuruudesta ja vaikutustavasta. Roudansyvyyden kasvu on suoraan verrannollinen pakkassumman neliöjuureen. Debskin (1938) määrittely roudan lineaarisesta riippuvuudesta lumipeitteen paksuuteen ei sovellu kuitenkaan Suomen oloihin. Mustosen (1966) logaritminen riippuvuus sopii tietyille pakkassummille ja lumensyvyyksille.

Hydrologian toimiston routa-aineiston perusteella on kehitetty kokeellisesti kaava (11), minkä mukaan roudan syvyys on Suomen oloissa kääntäen verrannollinen lumen keskisyvyyteen.

$$R = \frac{42 c \cdot m \sqrt{F - 15L}}{L} \quad (11)$$

jossa R = roudan maksimisyvyys (cm)
 F = talven pakkasmäärä (d °C)
 L = lumen keskisyvyys (cm)
 c = maalajikerroin (taulukko 3)
 m = maastokerroin

Lumen keskisyvyys on laskettu roudanmittauspaikoilla kolmesti kuussa suoritettujen mittaus-ten keskiarvona. Arvot on laskettu pakkaskauden alusta, tai ensimmäisestä pakkaskauden alkua seuraavasta lumihavainnosta huhtikuun 5. päivään. Maalajikertoimena on käytetty Suomen oloihin laskettuja kertoimia lumesta ja kasvillisuudesta raivatussa kivennäismaassa (U. Soveri ja Johansson 1966).

Havaittujen (y) ja kaavan 11 mukaan laskettujen (x) routa-arvojen keskinäistä riippuvuutta tarkasteltiin regressioanalyysien avulla (taulukko 7). Riippuvuuksille laskettiin regressiosuorat, korrelaatiokertoimet sekä selitysvirheiden hajonnat, n tarkoittaa havaintojen lukumäärää.

$$\begin{aligned}
 y &= 0,587x + 12,86 & r &= 0,738 & (12) \\
 S_x &= 19,0 \\
 S_y &= 15,1 \\
 \bar{x} &= 24,1 \\
 \bar{y} &= 27,0 \\
 n &= 69
 \end{aligned}$$

Kaavaa 11 testattiin edelleen eri maalajeille ja tarkasteltiin sen soveltuvuutta alueellisesti Suomen oloissa kuvassa 22 esitetyn routa-aluejaon mukaisesti.

$$\begin{aligned}
 \text{savialueet} & & y &= 1,04x - 1,29 & r &= 0,772 & (13) \\
 & & & & n &= 13
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{hiesualueet} & & y &= 0,90x - 3,24 & r &= 0,594 & (14) \\
 & & & & n &= 8
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{hieta-alueet} & & y &= 1,07x - 0,77 & r &= 0,785 & (15) \\
 & & & & n &= 20
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{hiekkaluueet} & & y &= 1,24x - 7,09 & r &= 0,871 & (16) \\
 & & & & n &= 6
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{sora-alueet} & & y &= 0,53x + 82,74 & r &= -0,899 & (17) \\
 & & & & n &= 3
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{hietamoreenialueet} & & y &= 0,02x + 18,91 & r &= -0,012 & (18) \\
 & & & & n &= 6
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{hiekkamoreenialueet} & & y &= 0,84x - 5,71 & r &= 0,937 & (19) \\
 & & & & n &= 7
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{Alue I} & & y &= 1,64x - 13,79 & r &= 0,941 & (20) \\
 & & & & n &= 5
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{Alue II} & & y &= 0,68x + 7,42 & r &= 0,630 & (21) \\
 & & & & n &= 28
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{Alue III} & & y &= 0,61x - 1,44 & r &= 0,695 & (22) \\
 & & & & n &= 16
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{Alue IV} & & y &= 1,47x - 12,97 & r &= 0,861 & (23) \\
 & & & & n &= 13
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{Alue V} & & & & & & -
 \end{aligned}$$

Tarkasteltaessa eri maalajien vaikutusta routakaavalla (11) laskettuihin tuloksiin todetaan, että karkeissa maalajeissa hiekk-, sora- ja hiekkamoreenialueilla korrelaatiokertoimet olivat selvästi parempia kuin hienorakeisilla maalajialueilla. Tämän perusteella voidaan päätellä että kaava 11 on parempi karkeille kuin hienoille maalajeille.

Varmuudella ei voitu osoittaa, että routakaavalla (11) saadut tulokset poikkeaisivat alueellisesti eri routa-alueilla, vaikka alueille I ja IV saatiinkin paremmat korrelaatiokertoimet kuin alueille II ja III.

Kaavan (11) avulla voidaan arvioida roudan syvyys, kun tiedetään paikalliset ilmasto- ja

maasto-olosuhteet. Kaavaa voidaan käyttää sellaisenaan vain linjan Ylitornio-Kemijärvi eteläpuolella. Lapissa poikkeavien routaolojen takia roudansyvyudet saattavat olla usein kaksikin kertaa niin suuria kuin muualla Suomessa samoilla pakkasmäärillä ja lumensyvyyksillä. Kaavaa ei voida soveltaa sellaisenaan Lapin olosuhteisiin.

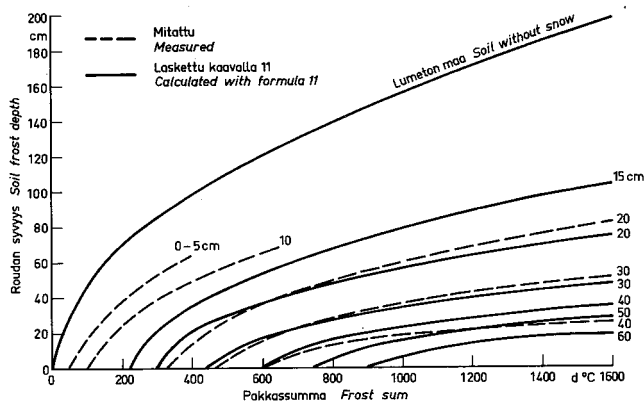
Kaavaa (11) kehitettäessä on otettu huomioon koko maan keskimääräiset lumiolosuhteet. Rannikkoalueiden vähälumisilla seuduilla kaava antaa tästä johtuen liian suuria roudansyvyysarvoja. Maastokerroin, joka aukeilla mailla on 1 ja metsissä 0,9 on keskimääräinen, joten sekään ei kuvasta olosuhteita rannikoilla ja maan eteläisimmissä osissa, missä routa metsissä on yleensä huomattavasti vähäisempää kuin aukeilla mailla samoissa ilmasto-olosuhteissa.

Maastokerroin on laskettu taulukon (3) arvojen keskiarvona. Tämän aineiston mukaan metsän suojaava vaikutus olisi pienempi kuin aikaisemmissa tutkimuksissa on oletettu. Kenttäkerroksen osuutta ei kaavassa ole huomioitu, vaikka sen maata suojaava vaikutus on merkittävä.

Pohjaveden korkeustietojen puuttuminen routahavaintojen yhteydessä aiheuttaa kaavan laskutoimituksissa ehkä suurimmat virheet. Pohjavesipinnan etäisyys maanpinnasta vaikuttaa hyvin ratkaisevasti roudan muodostumiseen niin kuin edellä kohdassa 4.43 on voitu osoittaa.

Kuvaan 20 on piirretty kaavan (11) mukaan lasketut kuvaajat. Suurilla lumensyvyyksillä kaavalla on taipumus antaa todellista suurempia arvoja ja alle 30 cm lumensyvyyksillä vastaavasti pienempiä arvoja.

Kuvaan 20 on piirretty vielä vertailun vuoksi kaavan (1) kuvaaja lumettomissa ja kasvittomissa olosuhteissa, jolloin todetaan kuinka suuri merkitys lumi- ja kasvipeitteellä on routaa vähentävänä tekijänä.



Kuva 20. Roudan syvyys eri lumensyvyyksillä ja pakkassummilla luonnontilaisilla aukeilla mailla, havaintojen ja kaavan 11 mukaan.

Fig. 20. Soil frost penetration at different snow depths and frost sums in untouched sites on open ground, measured and calculated with formula 11.

Taulukko 7. Havaitut ja lasketut roudan maksimisyvyydet eräillä hydrologian toimiston routa-havaintoasemilla 1968-1975.

Table 7. Observed and calculated maximal soil frost penetrations in the years 1968 to 1975 at selected soil frost stations of the hydrological office.

Routa-asema <i>Frost station</i>	Maalaji <i>Soil</i>	Roudan syvyys <i>Soil frost depth cm</i>		Erotus <i>Difference</i> cm
		Havaittu <i>Observed</i>	Laskettu <i>Calculated</i>	
Anjala	Sa	19	34	+ 15
	Clay	51	41	- 10
		4	4	-
Jokioinen	Sa	48	38	- 10
	Clay	63	44	- 19
		20	26	+ 6
Iitti	Sa	18	40	+ 22
	Clay	20	36	+ 16
		9	9	-
Lammi	Sa	14	11	- 3
	Clay	10	10	-
Evo	Hk	33	32	- 1
	Sand	46	38	- 8
		22	16	- 6
Kokemäki	Sa	53	42	- 11
	Clay	26	20	- 6
Pälkäne	Ht <i>Fine sand</i>	11	5	- 6
Kuhmoinen	HtMr	10	15	+ 5
	<i>Fine sand moraine</i>	34	31	- 3
Mikkeli	Ht	5	12	+ 7
	<i>Fine sand</i>	7	0	- 7
		8	16	+ 8
Kuru	HtMr	39	21	- 18
	<i>Fine sand moraine</i>	36	25	- 11
		14	0	- 14
Tohmajärvi	Ht	15	25	+ 10
	<i>Fine sand</i>	23	39	+ 16
		4	8	+ 4
Heinävesi	HtMr	9	30	+ 21
	<i>Fine sand moraine</i>	4	17	+ 13
		9	37	+ 28
Karijoki	Ht	25	26	+ 1
	<i>Fine sand</i>	17	33	+ 6
Laukaa	Hs	4	38	+ 34
	<i>Silt</i>	5	21	+ 16
Ylistaro	Hs	31	30	- 1
	<i>Silt</i>	15	13	- 2
Maaninka	Ht	16	16	-
	<i>Fine sand</i>	2	0	- 2

Routa-asema <i>Frost station</i>	Maalaji <i>Soil</i>	Roudan syvyys <i>Soil frost depth cm</i>		Erotus <i>Difference</i> cm
		Havaittu <i>Observed</i>	Laskettu <i>Calculated</i>	
Lieksa	HtMr	7	15	+ 8
	<i>Fine sand moraine</i>	8	24	+ 16
		9	26	+ 17
		8	11	+ 3
Kiuruvesi	Hs	52	39	- 13
	<i>Silt</i>	36	39	+ 3
		14	17	+ 3
		7	14	+ 7
Toholampi	Ht	18	40	+ 22
	<i>Fine sand</i>	17	32	+ 15
		41	22	- 19
Kuhmo	Hk	14	25	+ 11
	<i>Sand</i>	46	43	- 3
		17	24	+ 7
Temmes	Sr	52	63	+ 11
	<i>Gravel</i>	54	53	- 1
		45	69	+ 24
Kuusamo	HkMr	18	23	+ 5
	<i>Sand moraine</i>	20	32	+ 12
		14	27	+ 13
		19	28	+ 9
		4	11	+ 7
		15	24	+ 9
Ylitornio	Ht	52	27	- 25
	<i>Fine sand</i>	72	39	- 33
		78	67	- 11
		25	20	- 5
		70	53	- 17
		29	35	+ 6

5. ROUDAN ALUEELLINEN ESIINTYMINEN

5.1 ROUDAN SYVYYSJAKAUMA

Routaantumiseen vaikuttavien monien tekijöiden vuoksi roudan syvyyden vuotuiset ja alueelliset vaihtelut ovat Suomessa suuria. Lumettomilla alueilla, missä lumi- ja kasvipeitteen suojaava vaikutus puuttuu, roudan syvyys määräytyy talven pakkassummien mukaan, jolloin roudakerroksen paksuus kasvaa aina pohjoista kohti.

Rannikkoalueilla myös merellisyyden vaikutus erilailla roudan muodostumiseen. Pohjanlahden rannikolla on aina huomattavasti vähemmän routaa lumettomilla paikoilla kuin vastaavilla leveyspiireillä Itä-Suomessa. Samoin Jäämeri vaikuttaa pienentävästi Pohjois-Lapin roudan syvyyskuviin.

Kuvassa 21 on esitetty roudan keskimääräiset vuotuiset maksimisyyvydet lumesta raivatuilla alueilla Suomen eri osissa vuosilta 1955-1975. Routa-arvojen laskemisessa on käytetty hyväksi ajanjakson keskimääräisiä pakkasummuja (kuva 4), joista kaavan $d = c \sqrt{F}$ avulla on laskettu roudansyvytykset moreenimaissa.

Lapissa ovat roudansyvytykset lähes kaksi kertaa niin suuret kuin Etelä-Suomessa. Kovina pakkastalvina saattaa Etelä-Suomessa savimaa jäätyä lähes kahden metrin syvytyteen ja sora- ja hiekkamaa yli kahden metrin. Lapissa voi routakerros olla tietyissä olosuhteissa kolmekin metriä paksu. Tällaisia roudan syvytyksiä tavataan kuitenkin Suomessa erittäin harvoin.

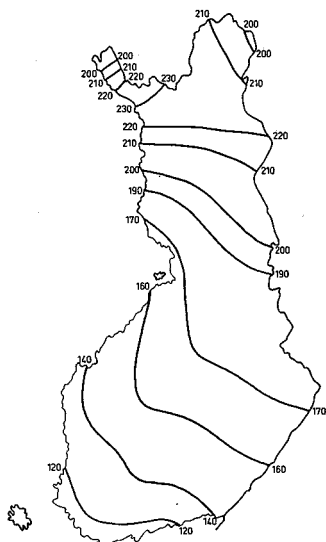
Tarkasteltaessa roudan käyttäytymistä luonnontilaisilla mailla muuttuu alueellinen kuva huomattavasti. Lumen peittämällä aukeilla mailla ja metsissä roudan syvytyys on keskimäärin vain noin 20 % ja enintään 50 % vastaavista lumesta raivattujen alueiden roudan syvytyksistä.

Lumen peittämällä luonnontilaisilla alueilla roudan syvytyys ei kasva pakkasmäärän mukaan niin kuin lumesta raivatuilla alueilla. Maan lämpimimmässä osassa, Lounais-Suomessa, on päinvastoin yleensä paksumpi routakerros kuin Itä-Suomessa ja Kuusamossa. Tämä johtuu lumipeitteen erilaisesta ajallisesta jakautumisesta ja paksuudesta. Lounais-Suomi ja Pohjanlahden rannikko saavat yleensä ohuen lumipeitteen, jolloin lumen eristevaikutus jää huomattavasti pienemmäksi kuin Itä-Suomen kylmillä ja runsaslumisilla seuduilla.

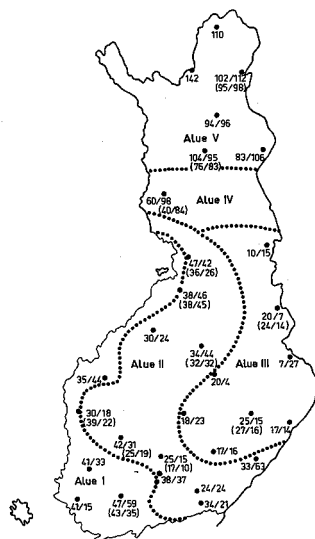
Routahavaintojen perusteella Suomi voidaan jakaa viiteen osa-alueeseen roudan syvytyssuhteiden mukaan. Jako perustuu ilmasto-olojen alueellisiin eroihin. Kuvassa 22 on esitetty roudan vuosittaisten maksimisyytyksien viiden vuoden keskiarvot (1970-1975) ja suluissa eräiden asemien kohdalla 20 vuoden keskiarvot (1955-1975).

Ilmastolliset otot eivät viimeisten viiden vuoden aikana ole merkittävästi poikenneet koko tarkastelujakson oloista. Roudan maksimisyytyksien keskiarvot poikkeavat tämän takia melko vähän toisistaan mainituilla jaksoilla.

Lapissa on kuvan 22 mukaan ollut vähemmän routaa 20-vuotijakson alkupuolella. Tämä lienee erilaisista mittausmenetelmistä johtuvaa virhettä. Routaraudalla ei aina pystytty riittävän tarkasti mittaamaan routakerroksen alarajaa.



Kuva 21. Roudan vuosittainen maksimisyvyys keskimäärin vuosina 1955-1975 lumesta raivatulla moreenimaalla.
 Fig. 21. Mean maximum soil frost penetrations for the years 1955 to 1975 in sites cleared of snow.



Kuva 22. Roudan alueellinen jako ja roudan vuosittaiset keskimääräiset maksimisyvytydet aukealla/metsässä.
 Fig. 22. Soil frost regions and mean yearly maximal frost penetration, open ground/forest.

Roudan syvytydet kuvassa 22 on mitattu hieta- ja hiesumoreenimailla. Etelä-Suomen savikoilla keskimääräiset roudansyvytydet ovat pienempiä kuin kuvassa esitetyt arvot, ja vastaavasti alueilla, missä on karkeita lajittuneita maa-aineksia ovat roudansyvytydet keskimäärin suurempia.

Alue I

Lounais-Suomi on maan lämpimintä aluetta, missä pakkassummat jäävät usein alle 800 d °C. Lumen vuotuinen maksimikeskisyvyys on 5-20 cm. Metsissä on yleensä vähemmän lunta kuin aukeilla mailla. Joskus maa on lähes lumeton koko talven. Leudoista talvista huolimatta routa tunkeutuu melko syvälle keskimääräisen vuotuisen maksimisyvytyden ollessa noin 40 cm aukeilla mailla. Pienemmästä lumisuojusta huolimatta metsissä on usein vähemmän routaa kuin aukeilla mailla.

Alue II

Kaakkois-, Keski- ja Länsi-Suomessa ovat pakkassummat keskimäärin 800-1450 d °C. Etelärannikolla ja Pohjanlahden rannikolla lumipeite on yleensä verraten ohut, 10-40 cm. Sisämaassa lumipeite on jonkin verran paksumpi. Tämän takia routa tunkeutuu usein syvemmälle rannikolla kuin alueen sisäosissa. Roudan keskisyvytyden vuotuinen maksimi on 20-40 cm. Alueen eteläosissa aukeilla mailla routa on usein paksummasta lumipeitteestä huolimatta usein syvemmällä kuin metsissä.

Alue III

Itä-Suomen, Kainuun ja Kuusamon alueilla on mantereinen ilmasto. Kesät ovat lämpimiä ja talvet huomattavasti kylmempiä kuin vastaavilla leveyksillä rannikolla. Pakkassummat ovat 1 100-1 650 d °C. Paksu, suojaava lumipeite sataa maahan yleensä jo talven alussa ennen varsinaisia pakkasia ja siksi maa routaantuu verraten vähän. Leutoina talvina saattaa maa olla koko talven sulana. Lumen keskisyvyyden vuotuinen maksimi on 30-60 cm ja routa usein alle 20 cm. Tämä on Suomen vähärountaisin alue.

Alue IV

Etelä-Lapissa pakkassummat vaihtelevat välillä 1 450-1 850 d °C. Paksusta lumipeitteestä huolimatta routa tunkeutuu melko syvälle, 40-100 cm, johtuen suurista pakkassummista ja maan vähäisestä lämpövarastosta.

Alue V

Pohjois-Suomi on Suomen kylmintä aluetta, missä pakkassummat ovat yli 2 100 d °C. Lumipeitteen paksuus vaihtelee keskimäärin 30-60 cm. Paksusta lumipeitteestä huolimatta routa tunkeutuu usein yli metrin syvyyteen. Inarin ja Utsjoen hiekkamailla routakerroksen paksuus on useina vuosina yli 1,5 metriä.

Routakerroksen paksuus Pohjois-Lapissa johtuu suuren pakkasmäärän lisäksi myös maan pienenä lämpövarastosta. Ohut kenttäkerros ei myöskään suoja maata niin hyvin kuin etelässä. Lapissa routa tunkeutuu usein kaksikin kertaa niin syvälle kuin Etelä-Suomessa vastaavilla pakkassummilla ja lumensyvyyksillä.

Tarkasteltaessa aukeiden maiden ja metsien roudansyvyyyksiä keskenään maan eri osissa todetaan, että Etelä-Suomen vähälumisilla alueilla puuston suojaava vaikutus on usein selvästi nähtävissä. Aukeiden maiden paksummasta lumipeitteestä huolimatta routaa esiintyy vähemmän metsissä. Pohjoisempina mm. metsien vähäisempi lumisuoja aiheuttaa sen, että routa tunkeutuu syvemmälle metsissä kuin aukeilla mailla (ks. liite 5 ja 6).

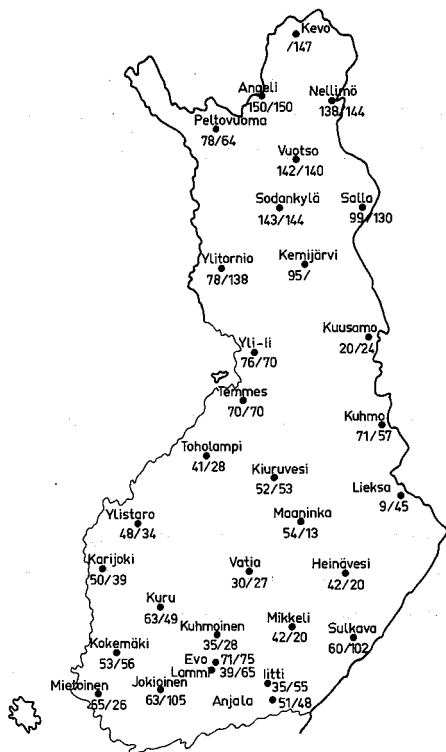
Pakkassumman ja maalajin ollessa sama, roudan syvyyteen vaikuttaa merkittävästi lumipeitteen paksuus. Esimerkiksi Ylitorniossa routakerros on säännöllisesti paksumpi metsässä ohuemman lumipeitteen vuoksi (ks. liite 6). Toholammella, Laukaalla ja Mikkelissä routa on eräinä vuosina ollut syvemmällä metsissä kuin aukeilla mailla. Tämä taas johtuu lumipeitteen erilaisesta jakautumisesta (ks. liite 5 ja 6).

Pohjois-Lapissa puuston lumenpidätyskyky on pieni ja siksi aukeiden maiden ja metsien lumenpaksuuksissakaan ei ole huomattavia eroja. Tämän takia myös roudansyvyyydet ovat lähes samat niin metsissä kuin aukeillakin.

Tutkimuksessa ei tarkemmin käsitellä soiden routaantumista. Hydrologian toimiston havaintojen mukaan routakerros on soilla aina huomattavasti ohuempi kuin aukeilla mineraalimailla vastaavilla pakkasummissa ja lumensyvyyksillä. Tämä johtuu turpeen huonosta lämmönjohtokyvystä ja suuresta vesipitoisuudesta. Myös pohjavesipinnan läheisyys vaikuttaa soilla routakerrosta ohentavasti.

Koska routakerroksen paksuus luonnontilaisilla paikoilla riippuu ratkaisevasti lumipeitteen paksuudesta, tunkeutuu routa vähälumisina talvina huomattavasti syvemmälle kuin normaali-lumisina talvina. Lounais-Suomen savikoilla voi maa vähälumisena ja kylmänä talvena olla jäänyt yli 60 cm syvyyteen. Itä-Suomessa, missä tavallisesti on ohut routakerros, voi routa tietyissä olosuhteissa tunkeutua lähes metrin syvyyteen. Tämä on kuitenkin harvinaista, sillä lumipeite sataa vuosittain säännöllisesti ennen varsinaisia pakkasia. Aikainen lumipeite suojaa maata roudalta. Esimerkiksi Tohmajärvellä on routakerros ollut viimeisten viiden vuoden aikana aina alle 30 cm, Lieksassa vastaavana aikana roudan maksimisyvyys oli vain 9 cm ja Kuusamossa 24 cm.

Lapissa roudansyvyyksien vuosittaiset vaihtelut ovat vähäisiä, koska pakkasummat ja lumen-paksuudet vaihtelevat vuosittain vähän.



Kuva 23. Roudan maksimisyvyys Suomessa luonnontilaisilla alueilla 1955-1975 aukealla/metsässä.

Fig. 23. Maximal soil frost penetration in untouched sites for 1955 to 1975, open ground/forest.

5.2 ROUDAN AJALLISEN ESIINTYMISEN ALUEELLINEN VAIHTELU

5.21 Roudan syvyysmaksimin aikajakauma

Lumesta raivatulla maalla roudan syvyyskasvu noudattelee melko tarkasti pakkassumman kasvua. Pakkassumman saavuttaessa maksimin myös routakerros on paksuimmillaan. Pakkassumman ja roudan paksuuden välillä vallitsee tietty tasapainotila. Routamaksimin ajankohta sattuu yleensä kevättälvella aikaan, jolloin kylmin talvi on jo ohi, mutta vuorokauden keskilämpötilat ovat vielä alle 0 °C. Tämä johtuu lämmön johtumisen viiveestä maaperässä.

Etelä-Suomessa routamaksimi sattuu keskimäärin huhtikuun ensimmäiselle tai toiselle viikolle ja Pohjois-Suomessa huhtikuun loppupuolelle. Etelässä routamaksimin ajankohta vaihtelee vuosittain huomattavasti enemmän kuin pohjoisessa.

Luonnontilaisilla paikoilla routamaksimin ajankohta vaihtelee vielä enemmän johtuen lumen ja kasvipeitteen suojavaikutuksesta. Varsinkin Etelä-Suomessa saattaa routa olla syvimmillään jo joulutammikuussa ja sulaa sen jälkeen lähes kokonaan, jos lumipeitteen paksuus ja maan lämpövarasto ovat riittävän suuret (ks. liite 6). Maksimiajankohdan määrittämistä vaikeuttaa usein se, että paksun lumipeitteen alla maa on jäänyt vain muutamia senttimetrejä ja saattaa välillä olla kokonaan sulana.

Vertailtaessa lumesta raivattuja ja luonnontilaisia alueita voidaan jälkimmäisessä tapauksessa todeta routamaksimien sattuvan aikaisemmin keväällä. Lumipeitteen vuoksi routa kuitenkin usein pysyy verraten kauan maksimisyyvydessään ja maan sulaminen alkaa usein myöhemmin lumisilla kuin lumesta raivatuilla alueilla.

5.22 Routakausien jaksollisuus

Pakkaskauden pituus lisääntyy pakkassummien kasvaessa pohjoista kohti. Pakkaskausi on pohjoisessa lähes kaksi kertaa niin pitkä kuin etelässä.

Pakkaskausi alkaa pohjoisessa keskimäärin lokakuun loppupuolella ja maan eteläosissa marraskuun puolivälissä, eroa on siis runsaat kaksi viikkoa. Keväällä pakkaskausi jatkuu pohjoisessa huomattavasti pitempään kuin etelässä, keskimäärin huhtikuun loppuun. Etelässä pakkaskausi päättyy lähes kuukautta aikaisemmin.

Taulukko 8. Pakkaskausien keskimääräiset pituudet eräillä ilmastoasemilla jaksolla 1957-1975 vuorokausina.

Table 8. Mean lengths of periods of frost at some climatological stations in 1957 to 1975 in days.

Paikkakunta <i>Location</i>	Pakkaskausi <i>Period of frost</i>	Kauden pituus <i>Length of period</i>
Helsinki	5. 12. - 27. 3.	112
Tampere	19. 11. - 2. 4.	132
Jyväskylä	5. 11. - 6. 4.	151
Kuopio	5. 11. - 8. 4.	153
Kajaani	1. 11. - 12. 4.	162
Oulu	4. 11. - 13. 3.	159
Rovaniemi	23. 10. - 22. 4.	179
Sodankylä	15. 10. - 25. 4.	190
Ivalo	18. 10. - 26. 4.	188

Routakauden pituus on riippuvainen pakkaskauden pituudesta. Lumesta raivatuilla alueilla routa alkaa tunkeutua maahan heti pakkasten alettua ja saavuttaa maksimin samoihin aikoihin kuin pakkasmääräkin. Tämän jälkeen routa alkaa sulaa.

Jos luonnontilaisilla alueilla ennen pakkasten alkamista maahan sataa riittävän paksu lumikerros, maa voi säilyä pitkään routaantumattomana, jopa koko talvenkin. Esimerkiksi Maaningalla vuosina 1971-1972 ja 1974-1975 metsämaat säilyivät koko talven routaantumattomina. Aukeilla mailla, missä lumikerros oli ohut, maa jäättyi ainoastaan parin senttimetrin syvyyteen.

Keväällä routakausi jatkuu paljon pitempään kuin pakkaskausi, sillä vasta ilman vuorokautisen keskilämpötilan noustessa 0 °C yläpuolelle alkaa routa merkittävästi sulaa.

Sulamiskauden pituus riippuu paljon siitä, kuinka syväälle maa on talven aikana routaantunut ja kuinka paksu lumipeite maassa on pakkaskauden päättyessä. Maalajilla ei ole suurta merkitystä sulamisajan pituuteen. Karkeat maalajit, jotka routaantuvat syväälle, sisältävät yleensä melko vähän vettä ja siksi niissä routa sulaa nopeammin kuin hienorakeisissa ja kosteissa maalajeissa.

Sulamiskauden pituus kasvaa pohjoista kohti, koska maa pohjoisessa jäätyy syvemmälle kuin etelässä. Lisäksi sulamiskausi pohjoisessa alkaa huomattavasti myöhemmin. Roudan sulaminen kestää yleensä 4-8 viikkoa, ja päättyy etelässä toukokuun loppupuolella mutta saattaa Lapissa jatkua aina heinäkuulle saakka (taulukko 9).

Luonnontilaisilla mailla lumi- ja kasvipeite hidastavat keväällä lämmön siirtymistä maahan, mutta talven aikana myös estävät lämmön poistumista maasta ja toimivat eristeinä pakkasia vastaan. Tästä johtuu, että routakerros yleensä jää paljon ohuemmaksi ja sulaa myös nope-

ammin kuin lumesta raivatussa maassa. Vaikka lumipeite aluksi hidastaa maan sulamista, tapahtuu sulaminen aukeilla mailla ja metsissä huomattavasti nopeammin kuin esimerkiksi maanteillä. Vaikka harvoin sulamiskausi kestää yli 4 viikkoa.

Taulukossa 9 on vertailtu hydrologian toimiston ja TVH:n aineiston perusteella saatuja sulamiskauden päättymisaikoja maan eri osissa. Vaikka TVH:n aineisto on lyhyemmältä kaudelta (1959-1964), voidaan arvoja pitää keskimääräisinä ja vertailukelpoisina.

Lumesta raivatussa maassa sulamiskausi jatkuu huomattavasti pitempään kuin luonnontilaisessa maassa, vaikka sulaminen lumen peittämällä luonnontilaisilla mailla alkaa yleensä myöhemmin kuin lumesta raivatuilla mailla.

Luonnontilaisilla mailla routa on sulanut maan eteläosissa keskimäärin jo huhtikuun loppupuolella ja Lapissa kesäkuun alussa.

Taulukko 9. Roudan sulamisen keskimääräinen päättyminen Suomessa eri routa-alueilla luonnontilaisessa ja lumesta raivatussa maassa.

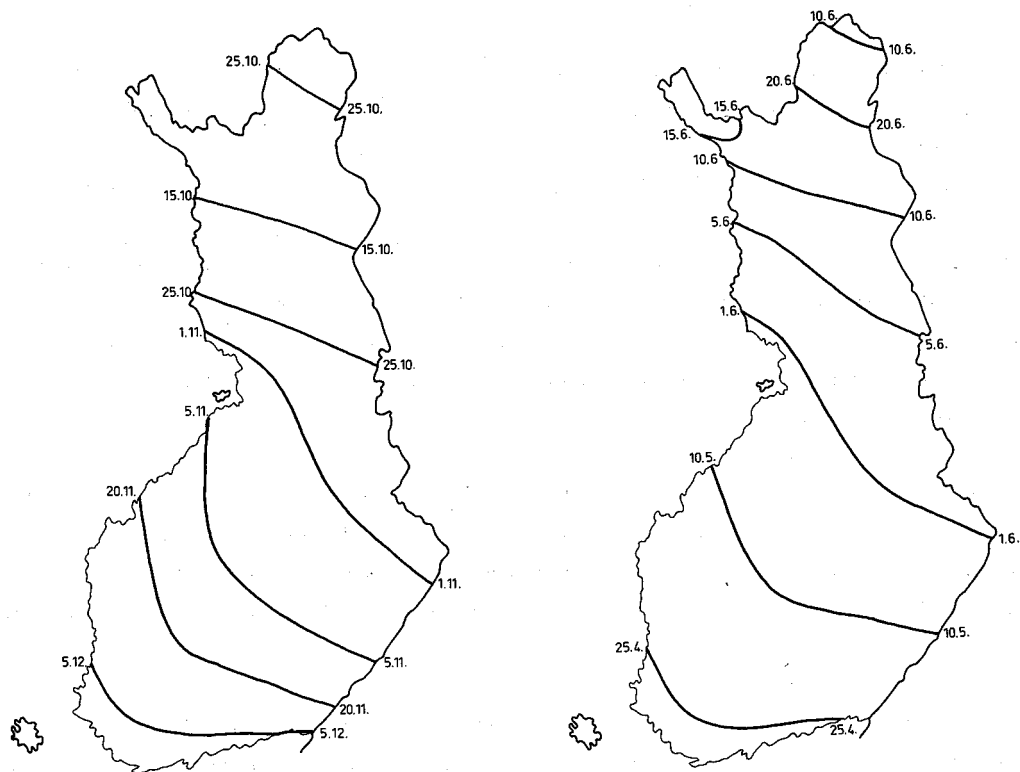
Table 9. Mean date of end of thawing in the soil frost regions of Finland, in untouched sites and in sites cleared of snow.

Routa-alue Soil frost region	Sulamiskauden päättymispäivä, End of thawing period	
	Luonnontilaisessa maassa In untouched sites	Lumesta raivatussa maassa In sites cleared of snow
	1956-1975	1959-1964
Alue I	25. 4.	21. 5.
Alue II	10. 5.	26. 5.
Alue III	1. 5.	30. 5.
Alue IV	1. 6.	10. 6.
Alue V	5. 6	21. 6.

Vertailtaessa roudan sulamista erilaisissa maastotyypeissä todetaan, että routa sulaa ensin aukeilla mailla, sitten metsissä ja viimeksi soilla. Keväällä auringon säteily ja sadevesi pääsevät tunkeutumaan aukeilla paikoilla helposti maahan, kun taas metsissä puusto on esteenä.

Yli-Vakkurin (1961) mukaan puuston tiheydellä ja laadulla on vaikutusta roudan sulamiseen. Mitä tiheämpi on metsä, sitä kauemmin kestää roudan sulaminen. Puulajeista kuusi pidättää runsaasti lunta oksistoonsa ja vähentää siten maan lumisuojaa. Kun kuusi keväällä tehokkaasti estää sadevettä ja lämmön säteilyä tunkeutumasta maahan, maa säilyy pitkään routaantuneena ja kylmänä. Mäntymetsän vaikutus lumi- ja routasuhteisiin on samantapainen kuin kuusimetsän mutta vähäisempi. Lehtimetsissä lumi ja routa sulavat verraten aikaisin, sillä lehdettömät oksat eivät juuri pidätä sadevesiä ja säteilyä.

Soilla turvekerros toimii tehokkaana eristeenä eikä routa tunkeudu kovinkaan syväälle. Usein saattaa suo olla koko talven aivan sulana, vaikka läheisillä kivennäismailla olis paljonkin routaa. Keväällä turve estää lämmön tunkeutumista maahan ja routa sulaa suolla paljon hitaammin kuin kivennäismaalla. Pohjois-Suomen soille onkin tyypillistä, että routa sulaa usein vasta keskikesällä, saattaapa routa paikoin säilyä mättäiden alla yli kesänkin. Tundra-alueille tällaiset suot ovat ominaisia ja niitä kutsutaan palsoiksi.



Kuva 24. Roudan keskimääräinen alkaminen (1955-1975) (vas.) ja sulamisen päätyminen (oik.) Suomessa luonnontilaisilla alueilla.

Fig. 24. Mean dates of first soil frost formation and of end of thawing in untouched sites in Finland for the period 1955 to 1977.

6. TIIVISTELMÄ

Tutkimuksessa käsitelty routa-aineisto vuosilta 1955-1975 on mittausmenetelmiltään epäyhtenäinen. Vuodesta 1969 alkaen siirryttiin uuteen roudanmittausmenetelmään, jolloin routarouta korvattiin metyleenisinimittarilla. Mittausmenetelmän muuttuminen kesken havaintosarjan on vaikeuttanut eräissä tapauksissa havaintojen tulkintaa.

Ilman lämpötila ja lumipeite ovat tärkeimmät roudan muodostumiseen vaikuttavat tekijät. Näiden tekijöiden osuutta maan routaantumiseen on arvioitu mittaamalla roudan syvyyksiä sekä lumesta ja kasvillisuudesta raivatussa maassa että luonnontilaisessa maassa. Ilman lämpötilan ja lumipeitteen ajallinen esiintyminen toisiinsa nähden vaikuttaa ratkaisevasti routakerroksen paksuuteen. Suomen oloissa ilmasto-olosuhteet vaihtelevat alueellisesti paljon, mikä myös luonnollisesti vaikuttaa roudan esiintymiseen. Routahavaintojen perusteella Suomi on jaettu viiteen eri routa-alueeseen vallitsevien ilmasto-olojen mukaan.

Kasvipeitteellä on myös merkitystä routaa pienentävänä tekijänä. Metsissä routakerros on noin 11 % pienempi kuin aukeilla mailla samoilla pakkassummilla ja lumensyvyyksillä. Tämä voitiin selvästi todeta varsinkin Etelä-Suomessa. Toisaalta puusto pidättää huomattavia määriä lunta, jolloin maa saa suhteellisesti ohuemman lumipeitteen, mikä taas lisää roudan syvyyttä.

Routa tunkeutuu maalajeihin eri tavoin. Karkeat maalajit routaantuvat syvemmälle kuin hienojakoiset. Maan routaantumiseen vaikuttavat rakeisuuden lisäksi maan vesisuhteet. Hienorakeisissa maalajeissa maankosteus on yleensä aina suurempi kuin karkearakeisissa maalajeissa. Kosteaa maa johtaa paremmin lämpöä kuin kuiva maa ja edistää näin roudan muodostumista. Syksyn maankosteustilanteella on siten merkitystä roudan kehittymiseen.

Pohjavesi on huomattava lämpövarasto, mikä säätelee maaperän lämpötiloutta. Pohjavesipinnan etäisyys maanpinnasta vaikuttaa ratkaisevalla tavalla roudan muodostumiseen ja sen sulamiseen. Pohjavedestä vapautuu jatkuvasti lämpöenergiaa, mikä hidastaa roudan muodostumista ja vastaavasti nopeuttaa sen sulamista. Routakerros sulaa yleensä aina sekä ylhäältä- että alhaaltapäin.

Pohjaveden vaikutusta roudan muodostumiseen tarkasteltiin kolmella vesihallituksen pohjavesiasemalla, Kullisuolla, Äijälässä ja Muoniossa. Ilmasto- ja maaperäolosuhteet olivat kussakin tapauksessa jokseenkin samanlaiset, jolloin voitiin tarkastella yksinomaan pohjaveden osuutta roudan muodostumisessa. Tulokset osoittavat, että mitä lähempänä maan pintaa pohjavesi on, sitä ohuempi on routakerros. Noin 100 cm muutos pohjaveden korkeudessa vaikutti samanlaisissa ilmasto- ja maaperäoloissa routakerroksen paksuuteen keskimäärin 10-20 cm.

Roudan muodostumista kuvaavia kaavoja on kehitelty useissa maissa. Olosuhteet vaihtelevat kuitenkin paljon eri maissa ja jo pelkästään Suomenkin alueella. Tästä johtuu, ettei sellaista yleispätevää kaavaa ole voitu kehittää, jota voitaisiin suoraan käyttää.

Tämän tutkimusaineiston perusteella on kehitelty empiirinen routakaava Suomen oloihin, jossa roudan syvyys on kääntäen verrannollinen lumen syvyyteen.

$$R = \frac{42 \text{ c m} \sqrt{F - 15L}}{L} \quad (11)$$

R = roudan syvyys

F = talven pakkassumma ($d^{\circ}C$)

L = lumen keskisyvyys (cm)

c = maalajikerroin

m = maastokerroin

Kaavassa (11) ei ole otettu huomioon maan vesisuhteita näiden havaintojen puuttuessa. Maa-
vesi- ja pohjavesitekiäjän puuttuminen aiheuttaa kaavan selittävyuden pienenemisen. Routakaa-
valla voidaan arvioida roudan kehittymistä vain Etelä- ja Keski-Suomen alueilla. Pohjois-
Suomessa ei kaavaa voida käyttää huomattavasti poikkeavien ilmasto-olojen takia.

Kaavalla (11) lasketuille ja havaituille roudansyvyyksille saatiin seuraava regressioyhtälö:

$$y = 0,587x + 12,86, \text{ jossa korrelaatiokerroin } r = 0,738.$$

Roudan alueellinen esiintyminen lumettomilla ja kasvipeitteettömillä mailla riippuu lähinnä
pakkassummasta. Pakkassumman kasvaessa Suomessa itää ja pohjoista kohti myös roudan
syvyydet kasvavat.

Luonnontilaisilla mailla sen sijaan roudan muodostuminen on lumipeitteen vaikutuksesta eri-
lainen. Itä-Suomessa kylmillä ja runsaslumisilla alueilla on yleensä huomattavasti vähemmän
routaa kuin Etelä-Suomen vähälumisilla seuduilla. Pohjois-Suomessa ilmasto- ja maan läm-
pöolosuhteet poikkeavat huomattavasti muusta Suomesta. Paksusta lumipeitteestä huolimatta
routakerros on aina suurin pohjoisimmassa osassa Suomea.

Lumipeitteen ja kasvillisuuskerroksen puuttuminen lisää roudan syvyyttä Suomen oloissa kes-
kimäärin 15-20 %. Lumettomissa olosuhteissa roudan maksimisyvyys saattaa olla lähes 3 m
ja vastaavasti luonnonoloissa enintään 2 m.

PÄÄTÖSMÄINNINNAT

Tutkimusaineisto perustuu pääasiassa aikaisemmin tie- ja vesirakennushallituksen alaisen hydrologisen toimiston ja v. 1970 alkaen vesihallituksen hydrologian toimiston suorittamiin kenttähavaintoihin.

Myös tie- ja vesirakennushallituksen lumettoman maan routatiedot ovat olleet tämän tutkimuksen käytössä.

Tutkimus on suoritettu vesihallituksen vesientutkimuslaitoksen hydrologian toimistossa. Vesi-entutkimuslaitoksen johtaja prof. Seppo Mustonen on ohjannut tutkimustyötä sen edistyessä ja esittänyt siihen huomioon otettuja täydennyksiä.

Lisäksi hydrologian toimiston toimistopäällikkö fil. lis. Risto Lemmelä, tekn. tr. Esko Kankare, dos. Heikki Niini, fil. lis. Esko Kuusisto, fil. lis. Reijo Solantie ja maat. ja metsät. lis. Simo Kivisaari ovat tarkastaneet käsikirjoituksen.

Kuvien puhtaaksi piirtämisen on suorittanut piirtäjä Terttu Halme ja puhtaaksikirjoituksen konekirjoittaja Tuula Matilainen. Englanninkieliset käännökset on tehnyt fil. maist. Svante Nordberg.

Esitän edellä mainituille ja muille asiaan vaikuttaneille henkilöille parhaat kiitokset osallisuudesta tämän työn valmistumiseen.

Vantaalla 5. päivänä toukokuuta 1977

Jouko Soveri

6. SUMMARY

The data on soil frost from 1955 to 1975 used in this study are unhomogeneous in their methods of measurement. From 1969 onwards methylene blue tubes were used instead of frost irons. This change in method in some instances made interpretation of the data more difficult.

Air temperature and snow cover are the main factors influencing soil frost formation. The effect of these factors was determined by measuring the frost depth in soil cleared of snow and vegetation as well as in soil with its natural cover. The time shifts between changes in temperature and in snow cover are decisive in the development of soil frost penetration. Climate is so different in the various parts of Finland that the occurrence of soil frost varies geographically. Finland was therefore subdivided into five regions according to type of climate.

The vegetation cover is also a factor reducing the soil frost penetration. In the woods the soil frost is often shallower than on open ground close by. This is most clearly seen in southern Finland. On the other hand, the tree stand intercepts a large amount of snow and the ground receives less, which tends to make for increased frost penetration.

The frost penetrates different soils in a different manner. Coarse soils freeze deeper than fine-grained soils. The water content also affects the soil penetration. Fine-grained soils usually contain more water than coarse soils. Moist soils conduct heat better than dry soils and thus freeze more easily. The soil moisture distribution of late autumn is thus of importance for soil frost formation.

The ground-water serves as a heat accumulator, regulating the thermal balance of the soil. The ground-water stage thus regulates the formation and the thawing of soil frost to quite a large degree. The ground water in winter continuously gives off heat, retarding frost formation and then accelerating thawing. The soil frost layer usually thaws away from the top and from the bottom at the same time.

The influence of ground-water on soil frost formation was studied at the ground-water stations of the hydrological office, in Kullisuo, Äijälä and Muonio. The climatological and soil conditions were similar at all three, thus leaving the ground-water as a variable. The results proved that the closer the ground-water was to the soil surface, the thinner the soil frost layer. A change of one meter in ground-water stage meant a change of 10 to 20 cm in soil frost penetration, the climatological and soil conditions being the same.

Mathematical expressions for computing soil frost formation have been developed in various countries. Conditions vary greatly in different countries, however, and even within Finland. Thus no single formula of universal validity has been found.

The data presented here yield an empirical equation for Finnish conditions, where the soil frost penetration is inversely proportional to the snow depth:

$$R = \frac{42 \text{ cm} \sqrt{F - 15L}}{L} \quad (11)$$

where R = soil frost penetration (cm)
 F = frost sum for the winter (d °C)
 L = mean snow depth (cm)
 c = soil factor
 m = terrain factor

The equation (11) does not contain ground water or soil moisture corrections as the data were insufficient. This results in a certain error. Likewise, the expression is valid only for southern Finland. In northern Finland the climatic conditions are sufficiently different to require separate treatment.

The soil frost penetration depths calculated with the above equation and those measured yield the regression equation:

$$y = 0.587x + 12.86, \text{ where the correlation coefficient } r = 0.778.$$

The areal occurrence of soil frost in regions free from snow and vegetation depends only on the frost sum. As the frost sum grows, towards the east and the north, the frost penetration also grows.

Where the surface is in its natural state the trend is different. The cold part of eastern Finland which often gets a lot of snow mostly shows a thinner layer of frost than the parts of southern Finland with a thin snow cover. In northern Finland thermal conditions deviate greatly from those in the other parts of the country. Although the snow cover is heavy the frost always penetrates much deeper than it does farther to the south.

Clearing the ground of snow and vegetation makes the soil frost penetrate some 15 to 20 per cent deeper on average. Cleared soil may freeze to a depth of almost 3 m in Finland, soil in the natural state to a maximum depth of 2 m.

KIRJALLISUUTTA

- Aaltonen, V. T. 1940. Metsämaa, Porvoo.
- Aittomäki, A. & Saviharju, K. 1971. Maalajien lämpöteknillisistä ominaisuuksista. VTT, tiedonanto 14. Otaniemi.
- Aslyng, H. C. 1968. Klima, jord og vandbalance i jordbruget, kulturteknik 1, København.
- Baver, L. D. 1959. Soil Physics. New York.
- Bay, C., Wunnecke, G. & Hays, O. 1952. Frost penetration into soils as influenced by depth of snow, vegetative cover air temperatures. Transactions of American Geophysical Union 33:541-546.
- Beskow, G. 1935. Tjälbildningen och tjällyftningen. Statens väginstitut, meddelande nr. 48, Stockholm.
- Brenner, T. 1931. Mineraljordarternas fysikaliska egenskaper. Fennia 54.
- Debski, K. 1938. Einleitende Untersuchungen über Bodenfrost tiefe in Polen. VI Baltische Hydrologische Konferenz, Bericht 6 D, Berlin.
- Gandahl, R. 1956. Tjälgränsmätare. Svenska vägföreningens tidskrift, nr. 2.
- di Gleria, J., Klimes-Szmik, A. & Dvoracsek, G. 1962. Bodenphysik und Bodenkolloidik, Budapest.
- Heikurainen, L. 1976. Comparison between runoff conditions on a Virgin peatland and a forest drainage area, Proceedings of the 5th International Peat Congress, Vol. 1.
- Heje, K. 1943. Telehivingsarbeider m. v. på grunnlag av meteorologiske forhold i Norge. Meddelelser fra Veidirektøren 12. Oslo.
- Helenelund, K. V. 1963. Pohjarakennus ja maarakennusmekaniikka I:56-60. Teknillisen Korkeakoulun moniste 137. Helsinki.
- Janson, L.-E. 1964. Frost penetration into sandy soil. Kungliga tekniska Högskolans handlingar 231. Stockholm.
- Johansson, S. 1965. Om tjälning och tjälsmältning i barlagd mark under åren 1958-1964 i Finland. Lisensiaattityö, Geologian ja Mineralogian laitos, Helsinki.
- Jumikis, A. R. 1955. The frost penetration problem in highway engineering. Rutgers University Press, New Jersey.
- Juusela, T. 1945. Untersuchungen über den Einfluss des Entwässerungsverfahrens auf den Wassergehalt des Bodens, den Bodenfrost und die Bodentemperatur. Acta Agraria Fennica 59.
- Juusela, T. 1967. Some results of field observations on the frost phenomenon on peat soil. Journal of Hydrology, Vol. V, no. 3, Amsterdam.
- Kaitera, P. & Helenelund, K. 1947 & 1948. Roudan syvyydestä ja sen vaikutuksesta rakennusperustan sekä vesi- ja likavesijohtojen syvyyteen. Teknillinen Aikakausilehti 1947:2 ja 1948:1.

- Kankare, E. 1972. Lämpöeristeiden mitoituksesta ja käytöstä. Maarakennus ja kuljetus, no. 11-12.
- Kankare, E. & Voutilainen, L. 1972. Tienpitoon vaikuttavista ilmastotekijöistä, VTT, Tie- ja liikennelaboratorio, tiedonanto 7. Otaniemi.
- Keinonen, L. 1955. Routaantumisolosuhteita valaisevia tietoja maamme ilmastosta. Rakennusinsinööri 11.
- Keinonen, L. 1972. Tjälmekanismens termodynamiska grunder. Väglaboratoriet, meddelelse nr. 46, Oslo.
- Keinonen, L. 1973. The physical basis of the growth of ice lenses in soils. Symposium on frost action on roads, Paris.
- Keränen, J. 1923. Über den Bodenfrost in Finnland. Suomen Valtion Meteorologisen Keskuslaitoksen toimituksia 12.
- Kokkonen, P. 1926. Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrostes. Acta Forestalia Fennica 30.
- Kokkonen, P. 1944. Roudasta ja sen merkityksestä. Suomalaisen Tiedeakatemian esitelmät ja pöytäkirjat.
- Korhonen, W. W. 1923. Beobachtungen über die Dichte der Schneedecke in verschiedenartigen Gelände und in verschiedenen Tiefen. Suomen Valtion Meteorologisen Keskuslaitoksen toimituksia 11.
- Lunelund, H. 1925. Bestrahlung Geneigter Flächen in Finnland durch die Sonne. Commentationes Physico-Mathematicae II:22, Helsinki.
- Mustonen, S. 1966. Ilmasto- ja maastotekijöiden vaikutuksesta lumen vesi-arvoon ja roudan syvyyteen. Acta Forestalia Fennica 79.
- Sartz, R. 1970. Natural Freezing and thawing in a silt and a sand. Soil Science 109:5.
- Sillanpää, M. 1961. Soil freezing and thawing as affected by soil moisture content and air temperature. Maataloustieteellinen aikakausikirja, Helsinki.
- Simola, E. 1923. Huomioita viljellyn hietta-, savi- ja mutamaan kirren sulamisesta Maanviljelystaloudellisen koelaitoksen tieteellisiä julkaisuja 21.
- Simola, E. 1930. Kirsi- ja vajovesisuhteiden tutkimuksia Maatalouskoelaitoksella ja osittain myös muualla Suomessa vuosina 1926-1929. Valtion maatalouskoelaitoksen julkaisuja 30.
- Soveri, J. 1972. Maavedestä, sen tutkimuksesta ja tutkimustavoitteista vesihallinnossa. Rakennustekniikka 5, Helsinki.
- Soveri, U. 1953. Roudasta ja routivuusluokituksesta. Rakennusinsinööri 5-6.
- Soveri, U. 1961. Näkökohtia roudan vaikutuksesta teiden rakentamiseen. Terra 1961:4.
- Soveri, U. & Johansson, S. 1966. Havaintoja lumesta raivatun maan routaantumisen ja sulamisesta Suomessa vuosina 1958-1964. Valtion teknillisen tutkimuslaitoksen julkaisuja 107.
- Terzaghi, K. & Peck, R. B. 1948. Soil mechanics in engineering practice, New York.

Tie- ja vesirakennushallituksen routaraportit vuosilta 1969-1975.

Tulvakomitean mietintö 1939. Komiteamietintö 14-1939.

Varjo M. 1976. Roudan esiintymisestä Suomessa vuosina 1955-1975. Pro-gradu tutkielma. Helsingin yliopisto, maantieteenlaitos.

Watzinger, A., Kindem, E. & Michelsen, B. 1938 & 1941. Undersogelser av masseutskiftningsmaterial for vei- og jernbanebygging. Meddelelser fra Veidirektøren 1938:6 ja 1941-8, Oslo.

Watzinger, A. 1967. Norges Geotekniske Institut, publikasjon Nr. 72, Oslo.

Wäre, M. 1947. Maan vesisuhteista ja viljelykasvien sadoista Maasojan vesitaloudellisella koekentällä vuosina 1939-1944, Helsinki.

Yli-Vakkuri, P. 1960. Metsiköiden routa- ja lumisuhteista. Acta Forestalia Fennica 71.

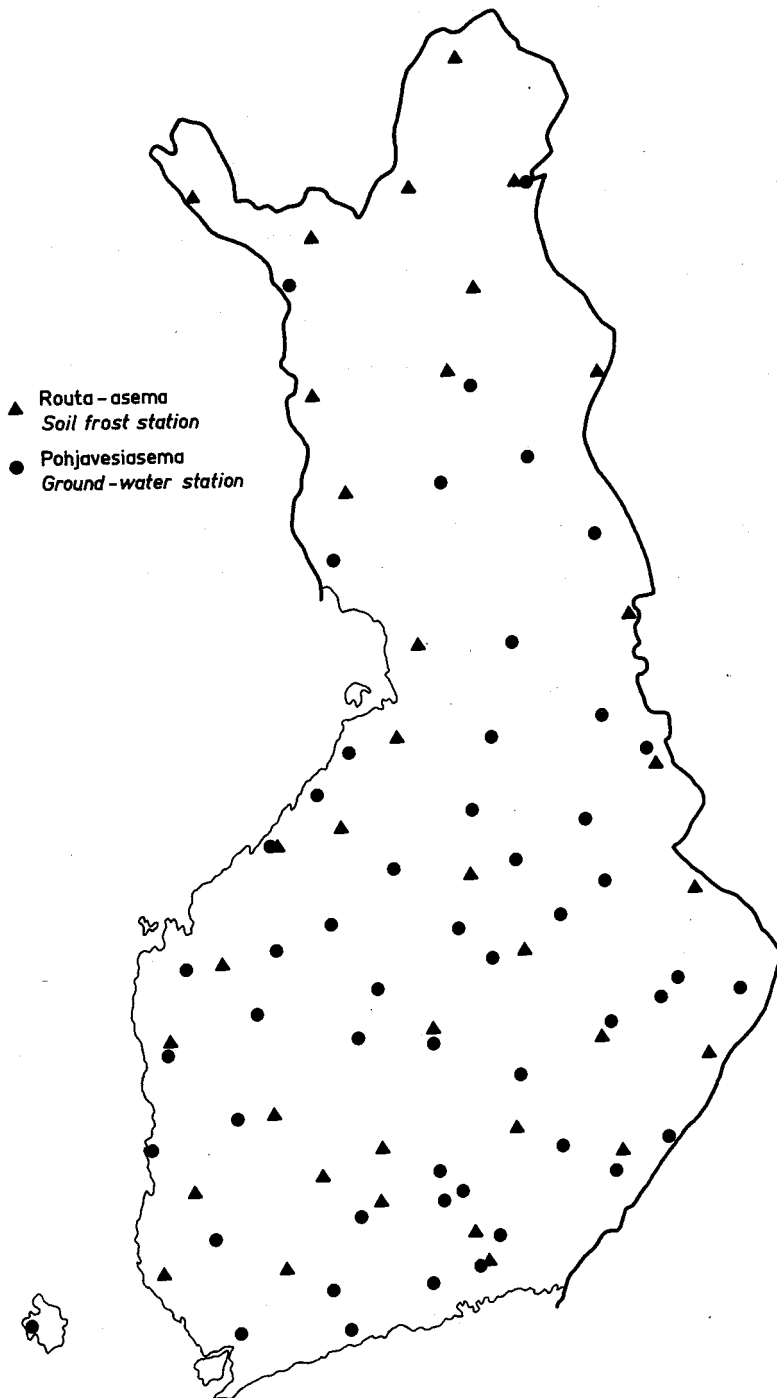
Yli-Vakkuri, P. 1961. Roudan esiintymisestä erilaisissa metsiköissä. Terra 73-4.

Hydrologinen vuosikirja 1955-1968. no:t 16-20. Tie- ja Vesirakennushallitus, Hydrologinen toimisto.

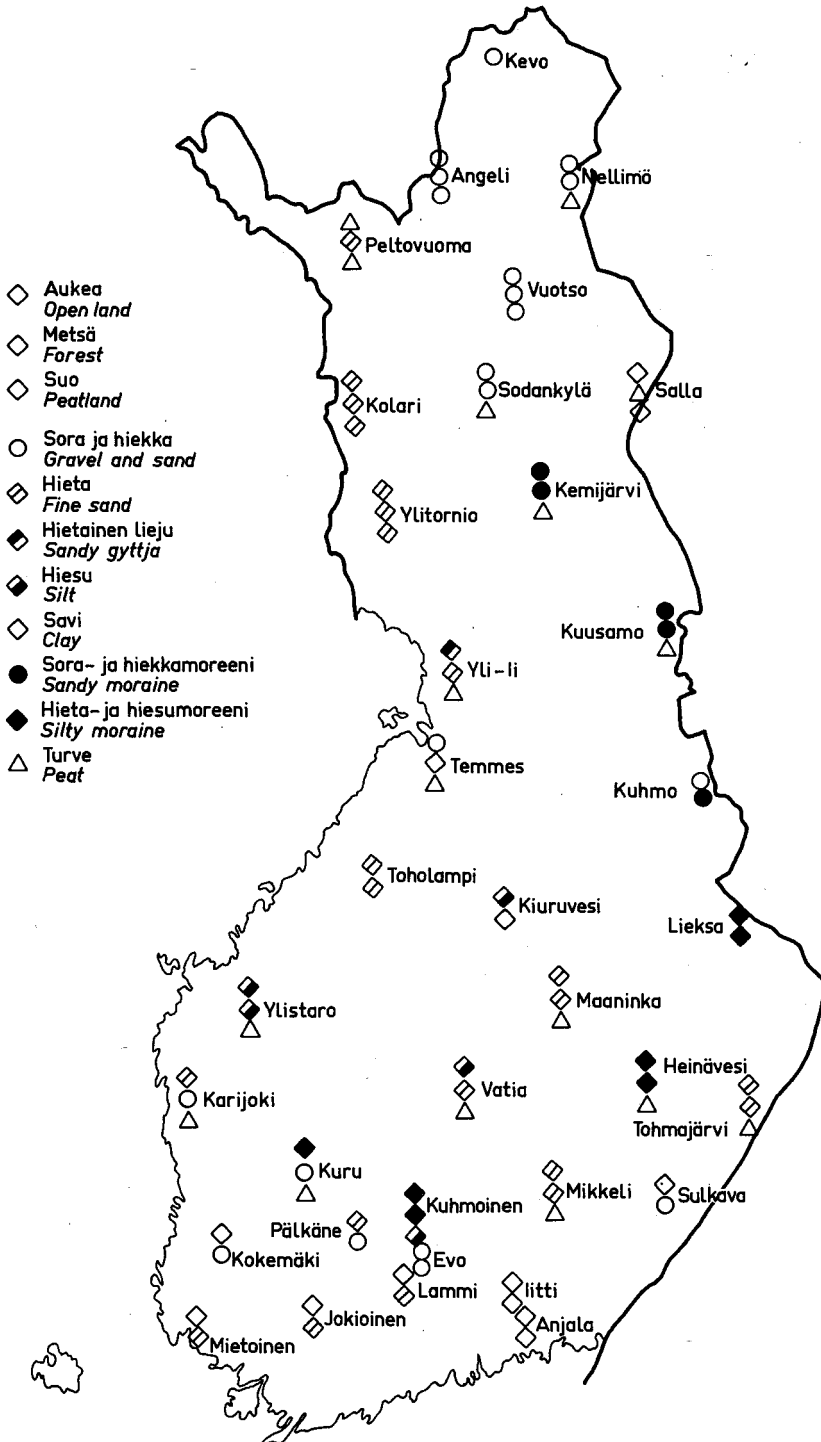
Hydrologinen vuosikirja 1969-1970. Vesihallitus, Hydrologian toimisto.

Ilmatieteen laitoksen lämpötilataulukot. Kuukausitiedotteet vuosilta 1955-1975.

Liite 1. Vesihallituksen routa-asemaverkko.
Appendix 1. The soil frost observation network.



Liite 2. Routa-asemien maalajit.
Appendix 2. Soil types of the soil frost stations.



Liite 3. Routamittaukset routa-aseilla vuosina 1955-1975. x=routarauta, o=metyleeni-siniputki.

Appendix 3. Soil frost observations at the soil frost stations 1955-1975. x=soil iron, o=methylene blue tube.

	1955	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75												
1 Anjala																						o	o	o	o	o							
2 Mietoinen																										o	o	o	o				
3 Jokioinen						x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o			
4 Iitti																											o	o	o	o	o		
5 Lammi																											o	o	o	o			
6 Lammi, Evo																											o	o	o	o	o		
7 Kokemäki																												o	o	o	o		
8 Pälkäne																												o	o	o	o		
9 Sulkava																												o	o	o	o	o	
10 Kuhmoinen	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o		
11 Mikkeli																													o	o	o	o	
12 Kuru					x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o		
13 Tohmajärvi																												o	o	o	o	o	
14 Heinävesi	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o		
15 Karijoki		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o	o		
16 Laukaa																												o	o	o	o	o	
17 Ylistaro																												o	o	o	o	o	
18 Maaninka																												o	o	o	o	o	
19 Lieksa																												o	o	o	o	o	
20 Kiuruvesi	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o		
21 Toholampi																													o	o	o	o	
22 Kuhmo	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o		
23 Temmes	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o		
24 Yli-Ii	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o	o		
25 Kuusamo																												o	o	o	o	o	
26 Ylitornio	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o	o		
27 Kemijärvi																												x	o	o	o	o	
28 Kolari																													o	o	o	o	o
29 Sodankylä, Ilmala						x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o	o	o	
30 Sodankylä, Vuotso																												o	o	o	o	o	o
31 Salla																												o	o	o	o	o	o
32 Enontekiö	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o	o		
33 Inari, Nell.	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o	o	o	
34 Inari, Angeli								x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	o	o	o	o	o	o	o	
35 Utsjoki																												o	o	o	o	o	o

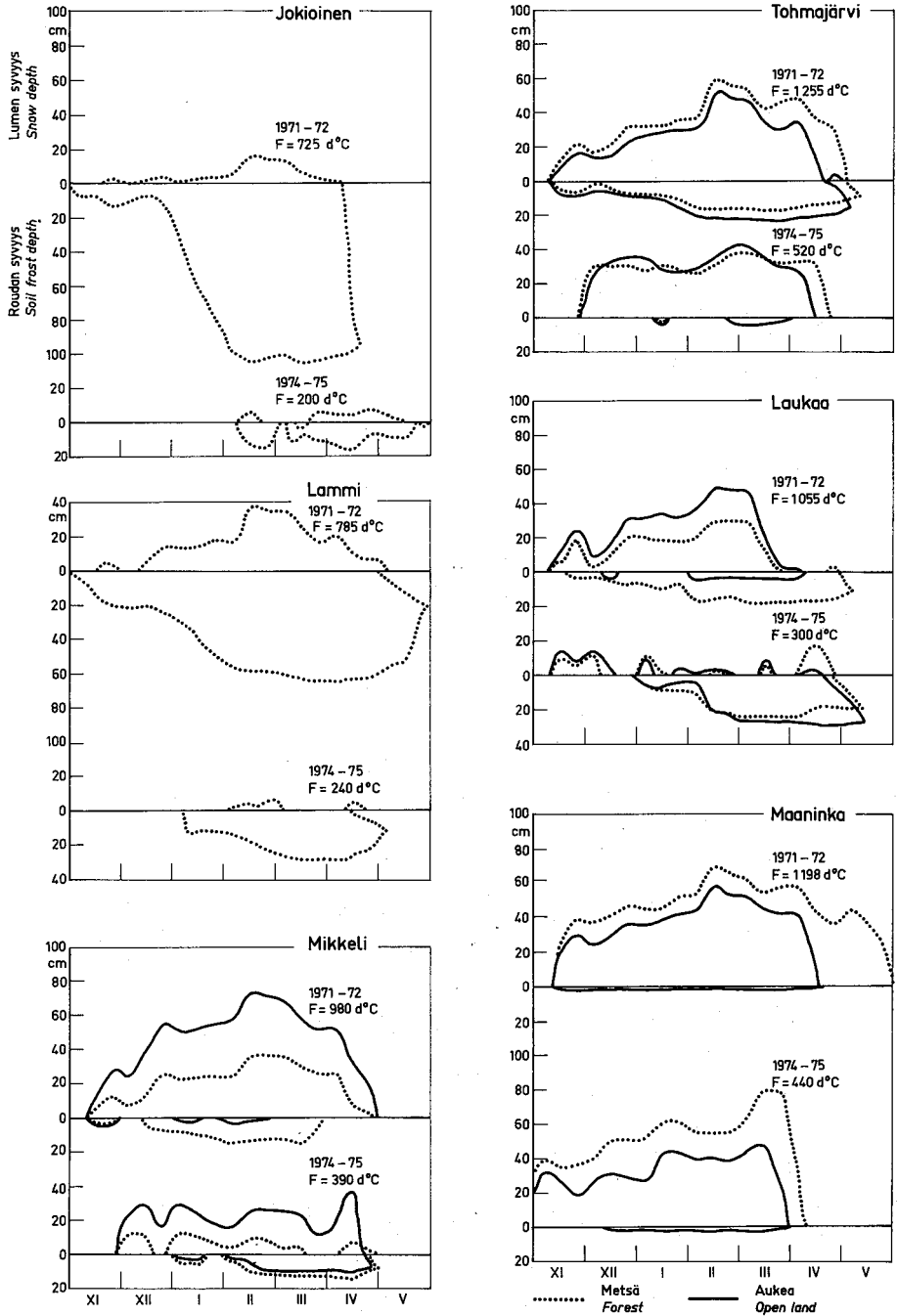
Routa-asema <i>Soil frost station</i>	Maalaji <i>Soil type</i>		1968-69		1969-70		1970-71		1971-72		1972-73		1973-74		1974-75		Keskiarvo <i>Mean value</i>		
	A	M	A	M	A	M	A	M	A	M	A	M	A	M	A	M	A	M	
22 Kuhmo, Lentilira	Hk	HkMr	L				49	64	33	38	33	46		60	32	49			
	Sand	Sand	R				14	5	46	16	11	2		15	17	4	22	8	
			F				1 380		1 350			870		1 230		720			
23 Temmes, Vaarala	Sr	Ht	L		24	27	26	23	20	22	11	9	34	35	7	10			
	Gravel	Fine sand	R		52	55	54	56	45	48	38	42	35	29	40	40	42	43	
			F		1 330		1 200		1 085		590		1 040		490				
24 Yli-Ii	HtLj	Ht	L		33	27	39	34	46	39	30	37	38	36	51	52			
	Sandy	Fine sand	R		30	60	35	53	33	30	5	3	37	30	5	3	23	24	
		gyttja	F		1 330		1 200		1 085		590		1 040		490				
25 Kuusamo, Kurvinen	HkMr	HkMr	L	67	67	50	44	56	50	51	43	63	54	56	47	55	46		
	Sand	moraine	R	18	15	20	24	14	13	19	24	4	7	15	20	3	5	11	7
			F		2 000		1 830		1 890		1 655		1 170		1 600		1 055		
26 Ylitornio,	Ht	Ht	L		47	28	35	20	25	16	49	35	32	23	32	23			
	Fine sand		R		52	102	72	115	78	113	25	60	70	104	29	61	55	91	
			F		1 775		1 845		1 595		1 145		1 690		1 010				
27 Kemijärvi,	HkMr	HkMr	L												48	28			
	Sand	moraine	R		95	11									11	26			
29 Sodankylä, Tähtelä	Hk	Hk	L		38	39	38	37	38	31	60	56	41	31	56	41			
	Sand	Sand	R		143	138	144	143	143	144	75	45	141	150	103	71	121	111	
			F		1 940		2 110		1 720		1 310		1 750		1 290				
30 Sodankylä, Vuotso	Sr	Hk	L	54	50	48	46	37	34	50	52	68	57	59	50	52	47		
	Gravel	Sand	R	130	124	126	133	142	140	129	139	80	84	104	109	90	89	109	112
			F		2 175		2 255		2 270		1 875		1 545		1 955		1 390		
31 Salla, Naruska	Ht	Ht	L	62	61	46	46	50	47	59	51	63	61	68	62	47	42		
	Fine sand		R	85	105	95	130	90	122	99	117	42	67	81	115	67	71	76	98
			F		2 015		1 940		2 110		1 310		1 750		1 290				
32 Enontekiö, Peltovuoma	Tv	Ht	L																
	Peat	Fine sand	R		65	49	78	64	64	44		22							
		F		2 255		2 270		1 875		1 545									
33 Inari, Nellimö	Hk	Hk	L	32	32	34	37	35	31	30	24	42	34	46	42	31	35		
	Sand	Sand	R	130	130	126	137	138	144	134	142	99	126	110	126	114	114	119	130
			F		1 850		1 895		2 045		1 540		1 270		1 705		1 210		
34 Inari, Angeli	Hk	Hk	L	47	36	40	35	26	25			48			27	22			
	Sand	Sand	R	147	147	144	149	150	150			130			146	150	143	149	
			F		1 850		1 895		2 045			1 270			1 210				
35 Utsjoki,	Hk		L							46		46		55					
	Sand		R		147					143		111		128		131		128	

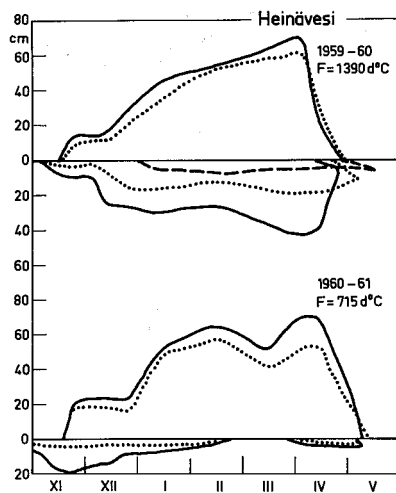
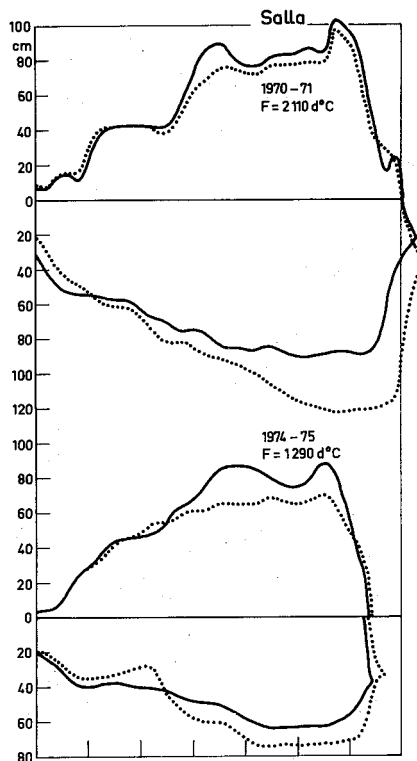
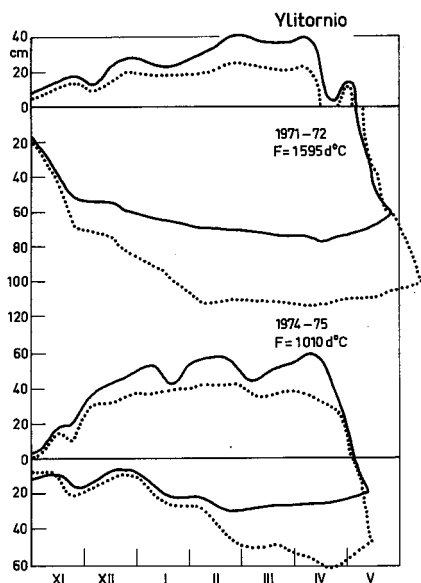
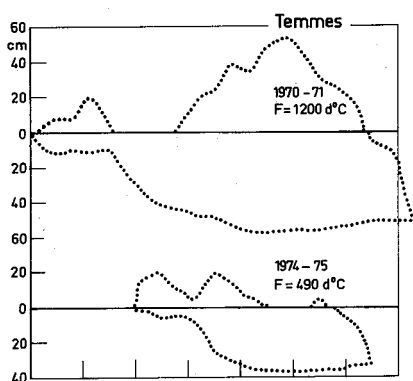
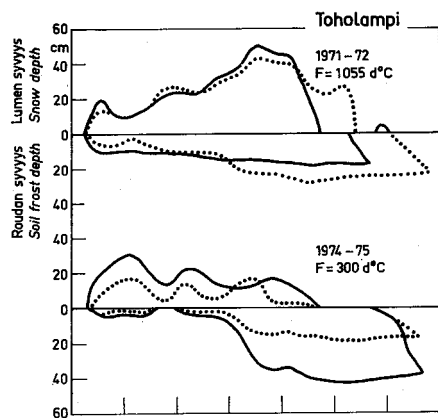
Liite 5. Roudan syvyysksiä ja vastaavat pakkassummat suluissa ($d^{\circ}\text{C}$) eri lumensyvyyksillä aukealla (A) ja metsässä (M).

Appendix 5. Soil frost depth together with frost sum in parenthesis ($d^{\circ}\text{C}$) for various snow depths on open ground (A) and in the forest (M).

Lumensyvyys Snow depth		Lumensyvyys Snow depth		Lumensyvyys Snow depth		Lumensyvyys Snow depth		Lumensyvyys Snow depth		Lumensyvyys Snow depth		Lumensyvyys Snow depth	
0 - 5 cm		6 - 15 cm		16 - 25 cm		26 - 35 cm		36 - 45 cm		46 - 55 cm		56 - 65 cm	
A	M	A	M	A	M	A	M	A	M	A	M	A	M
50(205)	14(205)	44(360)	11(680)	22(680)	17(710)	12(615)	6(620)	5(620)	15(710)	10(1220)	6(1220)	7(1365)	4(1380)
30(90)	11(90)	76(445)	56(845)	60(845)	70(785)	28(680)	14(375)	11(710)	1(440)	6(980)	14(1170)	8(1260)	13(1230)
34(200)	75(600)	28(170)	21(360)	56(600)	44(615)	40(785)	28(800)	17(785)	8(660)	8(755)	14(1060)	12(1890)	21(1325)
27(340)	115(725)	37(375)	29(445)	74(725)	30(680)	19(615)	12(755)	17(815)	14(1350)	14(710)	1(1195)	3(1170)	39(1310)
61(310)	50(280)	46(280)	7(170)	23(555)	65(785)	60(980)	19(1225)	14(755)	19(1830)	4(660)	1(965)	13(1600)	72(1310)
54(210)	19(200)	42(460)	46(555)	21(805)	36(615)	34(800)	2(520)	17(1170)	21(1655)	15(1110)	18(1365)	14(1325)	115(2015)
27(155)	29(460)	47(310)	22(805)	24(935)	30(540)	39(800)	9(650)	11(1060)	13(1108)	12(1380)	23(1260)	115(2015)	
35(380)	27(340)	26(240)	65(935)	62(635)	61(815)	36(900)	45(1290)	17(750)		3(720)	2(870)	65(1310)	
22(235)	54(310)	34(240)	35(635)	30(540)	42(755)	25(1225)	26(1110)	2(1195)	117(1940)	17(1830)	11(1830)	143(1940)	
34(110)	32(240)	71(470)	88(980)	14(390)	17(980)	4(520)	31(1055)	18(965)	123(2110)	16(1655)	6(1170)		
33(480)	44(310)	31(250)	78(470)	9(390)	42(800)	27(700)	60(1330)	8(1290)	61(1290)	3(1055)	17(1600)		
32(300)	18(240)	46(470)	6(250)	57(250)	40(900)	4(1055)	32(1040)	12(920)	94(1750)	10(1098)	4(1055)		
53(265)	48(210)	63(380)	17(390)	19(650)	23(585)	6(805)	24(898)		118(1895)		10(1230)		
38(252)	19(155)	28(585)	23(695)	34(775)	20(700)	2(440)		123(1940)	108(1705)	57(1775)			
48(390)	55(695)	21(300)	20(1055)	20(1055)	20(1055)	9(750)	112(1775)	124(2110)		27(1145)	106(2015)		
26(380)	46(200)	46(590)	19(805)	19(805)	21(805)	57(1240)	66(1145)	123(1720)		112(2015)	107(2015)		
22(470)	59(595)	44(490)	45(1330)	45(1330)	35(775)	40(1240)	124(1720)	121(1750)		108(1940)	114(1940)		
41(380)	52(670)	36(564)	39(1085)	39(1085)	17(750)	8(550)	129(1750)	122(2110)		111(1720)	120(1720)		
23(235)	39(480)		35(725)	35(725)	14(595)	40(1350)	120(2110)	85(1270)		104(1940)	134(2110)		
14(110)	45(300)				41(750)	9(870)	112(1850)			99(2110)			
30(480)	33(590)				62(1240)	15(720)	124(2045)			95(1705)			
24(300)	34(490)				46(1240)	46(1200)	108(1270)						
37(265)	45(412)				22(805)	30(1040)	98(1210)						
28(200)					61(1200)	26(864)							
62(670)					53(1085)								
25(550)					37(823)	79(1845)							
24(480)						77(1690)							
36(344)						124(1595)	32(1010)						
						114(1690)	112(1850)						
						67(1010)	108(1895)						
						122(1540)	119(2045)						

Liite 6. Roudan syvyyksiä erilaisilla lumensyvyyksillä ja pakkassummilla eräillä vesi-hallituksen routa-asemilla.
 Appendix 6. Soil frost and snow depth curves together with the winter frost sum at various soil frost stations of the Board of Waters.





..... Metsä Forest
 — Aukea Open land
 - - - - - Suo Peatland

