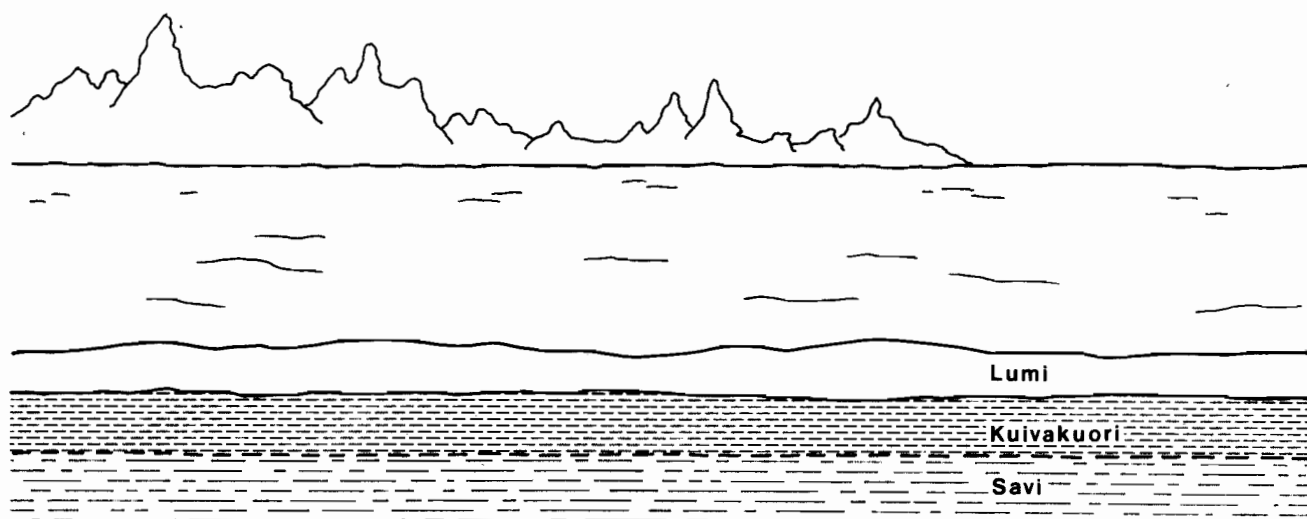


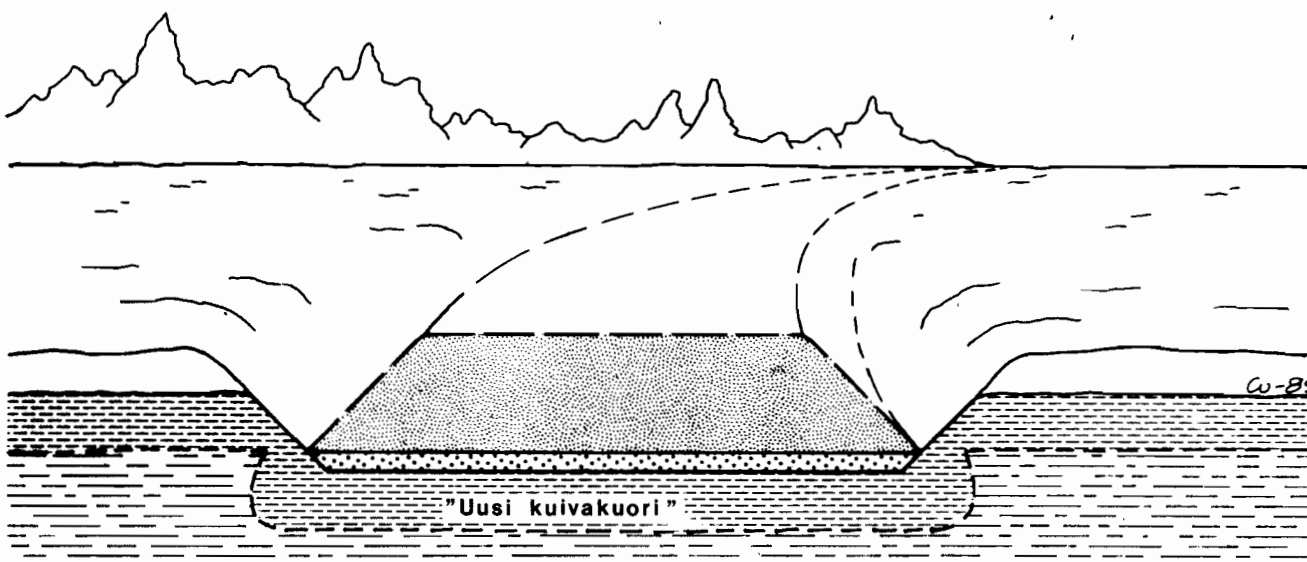
**VAIHE 1**



**VAIHE 2**

**ROUTASTABILOINTI**

1 - 2 TALVEA + SULAMINEN ENNEN  
TIENPENKEREEN RAKENTAMISTA



**Ilkka Vähäaho & Hannu Ryhänen**

---

**SULAMISKONSOLIDAATION  
VAIKUTUKSET SAVESSA**

---

Ilkka Vähäaho & Hannu Ryhänen

S U L A M I S K O N S O L I D A A T I O N  
V A I K U T U K S E T S A V E S S A

Geoteknisen osaston tiedote 50



## ALKUSANAT

Geoteknisellä osastolla käynnistyi Ilkka Vähäahon johdolla vuonna 1980 jäädytysmenetelmän käyttöä koskeva tutkimus erään alikäytävähankkeen yhteydessä. Työstä valmistui tiedote 44/1987, Jäädytysmenetelmän käyttö.

Tutkimuksessa ilmeni aivan uusia seikkoja saven jäätymisestä ja sulamisesta. Tämän takia tutkimusta jatkettiin varsinkin sulamisvaiheen tarkemmalla analysoinnilla.

Geotekninen osasto tilasi lisäksi rakennusgeologisen tutkimustyön saven rakenteen muuttumisesta jäätymis-sulamisvaiheen aikana Turun yliopiston maaperägeologian laitokselta.

Saven rakenteen selvityksen teki fil.kand. Hannu Ryhänen professori Veikko Lappalaisen johdolla. Hannu Ryhänen on aikaisemmin työskennellyt geoteknisellä osastolla ja tuntee Helsingin rakennusgeologisia olosuhteita.

Tiedotteessa esitetyt geotekniset ja rakennusgeologiset tulokset ja johtopäätökset tukevat toisiaan ja antavat uudenlaisen tarkastelupohjan saven lujuuden ja kokoonpuristuvuuden määrittämiselle jäätyamisen ja sulamisen seurauksena.

Yhtenäisen tutkimusraportin laatiminen on myös osoitus onnistuneesta yhteistyöstä kaupungin ja yliopiston välillä käytännön ja tieteen alueilla.

Pohjarakentamisen osuus Helsingin alueella on vuosittain noin 500 milj. markan suuruusluokkaa. Tämän tiedotteen tuloksilla ja ideoilla voidaan merkittävästi vaikuttaa rakentamiseen savialueilla uudistamalla ja kehittämällä talvirakentamisen tekniikkaa. Säästöt ovat Helsingin ohella myös muualla Suomessa huomattavat. Kysymys on miljoonien säästöistä vuosittain.

Helsingissä, huhtikuun 20. päivänä 1989

Usko Anttikoski  
osastopäällikkö

Veikko Lappalainen  
professori



## TIIVISTELMÄ

Geoteknistä suunnittelua ajatellen sulamiskonsolidaatiolla on erittäin ratkaiseva merkitys painumao-minaisuuksiin. Jäätymis-sulamissyklin läpikäytyään savi ikään kuin ylikonsolidoituu ja lisäkuormituksen aiheuttamat painumat jäävät suuruusluokalleen kolmanteen osaan jäätymättömän normaalikonsolidoituneen savikerroksen painumiin verrattuna. Myös saven häiriintymisherkkyys pienenee ratkaisevasti sulamiskonsolidaation kautta, koska häirityn maan leikkauslujuuden arvot kasvavat moninkertaisiksi. Leikkauslujuusominaisuuksista vielä residuaali - eli jäännösleikkauslujuuden kasvu on huomattava, häiriintymättömän leikkauslujuuden kasvu sen sijaan on edellistä vähäisempää, muutta senkin kohdalla tapahtuu selvää kasvua. Sulamiskonsolidaation jälkeen savi on siis vähemmän painuvaa, vähemmän herkkää ja muistuttaa ominaisuuksiltaan kuivakuorisavea.

Jäätymisen ja sulamisen yhteydessä tapahtuvat fysikaalis-kemialliset ilmiöt aiheuttavat pysyviä muutoksia saven rakenteeseen. Tämä ilmenee mm. kehittyvien partikkeliaggregaattien myötä kasvavana raekokona. Jäätymisprosessi alentaa hieman emäksisen huokosveden pH-arvoa sekä kasvattaa ionikonsentraatiota partikkeleita ympäröivässä vesivaipassa. Edellisen seurauksena savipartikkelien reunat ja saven amorfiset komponentit saavat positiivisen pintavarauksen, mikä lisää partikkelien välistä vetovoimaa. Jälkimmäisen seurauksena partikkelien sähköinen kaksoiskerros ohenee, jolloin partikkelien väliset hylkimisvoimat pienenevät, ja partikkelit pääsevät lähemmäksi toisiaan. Näiden tekijöiden sekä jäätymisen ja sulamisen aikana paikallisesti kasvavan jännitystilan yhteisvaikutuksesta syntyy tiiviimpi, kutistumishalkeamien pirstoma saven mikrorakenne.



## ABSTRACT

This project has been done under the title "EFFECTS OF THAW CONSOLIDATION ON CLAY".

Concerning geotechnical design, thaw consolidation has very remarkable effect on settlement properties. After freeze-thaw cycle clay is overconsolidated and thus settlements caused by extra loads decrease to one third compared with those of unfrozen normally consolidated clay. Also the sensitivity of clay is decreased because of the considerably increased remoulded shear strength values. Concerning shear strength properties, increase also in the residual shear strength is remarkable, whereas increase in the undisturbed shear strength is not as big but noticeable, however. So after thaw consolidation clay is less compressive, less sensitive and its properties resemble those of dry crust.

The structure of clay is changed by the physico-chemical phenomena that occur during freezing and thawing. The change is recognized as increasing particle size which is a result of higher degree of particle aggregation. Freezing process both reduces the slightly alcalic pH-value of pore water and increases the ion concentration in water film around clay particles. The former increases attractive forces between clay particles by turning originally negative charge of particle edges and amorphous compounds into positive. The latter reduces the thickness of electric double layer and therefore decreases repulsive forces between particles which allows adjacent particles to come closer. The consequence of these factors, along with locally increasing effective stress during freezing process, is a considerably dense clay structure where consolidated aggregates are separated by shrinkage cracks.



## SISÄLLYSLUETTELO

|                                                         |    |
|---------------------------------------------------------|----|
| ALKUSANAT .....                                         | 2  |
| TIIIVISTELMÄ .....                                      | 3  |
| ABSTRACT .....                                          | 4  |
| SISÄLLYSLUETTELO .....                                  | 5  |
|                                                         |    |
| OSA I / Ilkka Vähäaho                                   |    |
| SULAMISKONSOLIDAATION VAIKUTUS                          |    |
| SAVEN GEOTEKNISIIN OMINAISUUKSIIN .....                 | 7  |
|                                                         |    |
| MERKINNÄT .....                                         | 8  |
| 1. JOHDANTO .....                                       | 9  |
| 2. PAINUMAT .....                                       | 10 |
| 2.1 Sulamispainumat .....                               | 10 |
| 2.2 Lisäsulamispainumat .....                           | 12 |
| 2.3 Kuormituksen aiheuttamat painumat .....             | 13 |
| 3. LEIKKAUSLUJUUDEN MUUTOKSET SULAMISKONSOLIDAATION     |    |
| VAIKUTUKSESTA .....                                     | 14 |
| 4. SAVEN MEKAANISTEN OMINAISUUKSIEN MUUTOKSISTA .....   | 20 |
| 5. ROUTASTABILOINTI - SULAMISKONSOLIDAATION             |    |
| HYVÄKSIKÄYTTÖ .....                                     | 22 |
| 6. SULAMISPAINUMAT JA SULAMISHEIKKENEMINEN -            |    |
| SULAMISKONSOLIDAATIOSTA AIHEUTUVIEN HAITTOJEN           |    |
| VÄLTÄMINEN .....                                        | 23 |
| 7. YHTEENVETO .....                                     | 27 |
| KIRJALLISUUSLUETTELO .....                              | 29 |
|                                                         |    |
| OSA II / Hannu Ryhänen                                  |    |
| SULAMISKONSOLIDAATION VAIKUTUS SAVEN RAKENTEESEEN ..... | 31 |
|                                                         |    |
| MERKINNÄT JA KÄSITTEET .....                            | 32 |
| 1. JOHDANTO .....                                       | 33 |
| 2. TUTKIMUKSEN TARKOITUS .....                          | 34 |
| 3. SAVEN RAKENNE .....                                  | 34 |
| 3.1 Savipartikkelit .....                               | 36 |
| 3.1.1 Saven mineralogialla .....                        | 36 |
| 3.1.1.1 Mineraalien alkuperä .....                      | 37 |
| 3.1.1.2 Savimineraalit .....                            | 37 |
| 3.1.1.3 Savimineraaliryhmät .....                       | 39 |
| 3.1.2 Savipartikkelien fysikaalis-kemialliset           |    |
| ominaisuudet .....                                      | 45 |
| 3.1.2.1 Partikkelien sähköinen kokonais-                |    |
| varaus .....                                            | 46 |
| 3.1.3 Kationinvaihto .....                              | 49 |
| 3.1.3.1 Kationinvaihtomekanismit .....                  | 50 |
| 3.1.3.2 Muita ioninvaihtokapasiteettiin                 |    |
| vaikuttavia tekijöitä .....                             | 51 |
| 3.2 Savi-vesi-systeemi .....                            | 52 |
| 3.2.1 Veden esiintymismuodot savissa .....              | 52 |
| 3.2.1.1 Adsorptiovesi .....                             | 52 |
| 3.2.2 Sähköinen kaksoiskerros .....                     | 53 |
| 3.2.2.1 Kaksoiskerroksen rakenne .....                  | 55 |



|         |                                                      |     |
|---------|------------------------------------------------------|-----|
| 3.2.3   | Savipartikkelien välisistä vetovoimista ....         | 57  |
| 3.2.3.1 | Kaksoiskerrosvoimat .....                            | 57  |
| 3.2.3.2 | van der Waalsin voimat .....                         | 59  |
| 3.2.3.3 | Muita partikkelien välisiä voimia ..                 | 60  |
| 3.2.3.4 | Partikkelien välisten voimien yhteisvaikutus .....   | 60  |
| 3.3     | Saven mikrorakenne .....                             | 61  |
| 3.3.1   | Erilaisia rakennetyyppejä .....                      | 62  |
| 3.3.2   | Partikkelien yhdensuuntainen asettuminen ...         | 65  |
| 3.3.3   | Partikkeliaggregaatit .....                          | 65  |
| 3.3.4   | Jännitystilän muutoksen aiheuttamia rakenteita ..... | 66  |
| 4.      | SAVEN JÄÄTYMINEN .....                               | 67  |
| 4.1     | Huokosveden jäätyminen .....                         | 67  |
| 4.2     | Routiminen .....                                     | 68  |
| 4.2.1   | Teoriaa .....                                        | 69  |
| 4.2.2   | Jäälinsien muodostuminen .....                       | 72  |
| 5.      | JÄÄDYTYSSULATUSKOE .....                             | 76  |
| 5.1     | Näytteidenottoalue .....                             | 76  |
| 5.1.1   | Alueen sijainti ja pohjasuhteet .....                | 76  |
| 5.1.2   | Geologinen historia .....                            | 77  |
| 5.2     | Tutkimusmateriaali .....                             | 77  |
| 5.2.1   | Luokitusominaisuuksia .....                          | 77  |
| 5.2.2   | Mineraalikoostumus .....                             | 78  |
| 5.2.2.1 | Röntgendiffraktioanalyysi .....                      | 78  |
| 5.2.2.2 | Näytteiden mineraalikoostumus .....                  | 79  |
| 5.2.3   | Kemialliset ominaisuudet .....                       | 79  |
| 5.3     | Näytteiden jäädyttäminen ja sulattaminen .....       | 80  |
| 5.3.1   | Koetyypit .....                                      | 80  |
| 5.3.1.1 | Avoin jäädytyskoe .....                              | 81  |
| 5.3.1.2 | Suljettu jäädytyskoe .....                           | 81  |
| 5.3.2   | Jäädytyksen ja sulatuksen tuloksia .....             | 82  |
| 6.      | TUTKIMUSMENETELMÄT .....                             | 84  |
| 6.1     | Menetelmien valinta .....                            | 84  |
| 6.2     | Raekokoanalyysi .....                                | 86  |
| 6.3     | Ominaispinta-ala .....                               | 87  |
| 6.4     | SEM-kuvaukset .....                                  | 88  |
| 6.5     | pH-mittaukset .....                                  | 90  |
| 6.6     | Sähkönjohtokyky mittaukset .....                     | 91  |
| 6.7     | AAS-analyysi .....                                   | 92  |
| 6.8     | Zeta potentiaali .....                               | 94  |
| 7.      | TUTKIMUKSEN TULOKSET .....                           | 96  |
| 7.1     | Raekoko .....                                        | 96  |
| 7.2     | Ominaispinta-ala .....                               | 99  |
| 7.3     | SEM-kuvat .....                                      | 101 |
| 7.4     | pH-arvo .....                                        | 105 |
| 7.5     | Sähkönjohtokyky .....                                | 106 |
| 7.6     | Vaihtuvat kationit .....                             | 108 |
| 7.7     | Zeta potentiaali .....                               | 109 |
| 8.      | TULOSTEN TARKASTELU JA YHTEENVETO .....              | 112 |
|         | KIRJALLISUUSLUETTELO .....                           | 116 |
|         | LIITTEET .....                                       | 121 |

OSA I / Ilkka Vähäaho

SULAMISKONSOLIDAATION VAIKUTUS SAVEN  
GEOTEKNISIIN OMINAISUUKSIIN



## MERKINNÄT

|                        |   |                                                                                         |
|------------------------|---|-----------------------------------------------------------------------------------------|
| A                      | = | sulamisen aiheuttama kokoonpuristuma kun kuormitus pysyy vakiona [%]                    |
| a                      | = | sulaneen maan kokoonpuristuvuusmoduuli [MPa]                                            |
| C                      | = | koheesio [kPa]                                                                          |
| G                      | = | tilavuuspaino [kN/m <sup>3</sup> ]                                                      |
| k <sub>1</sub>         | = | sulamispainumakerroin ( $\approx 3$ )                                                   |
| k <sub>2</sub>         | = | kerroin ( $\approx 20$ )                                                                |
| k <sub>3</sub>         | = | kerroin ( $\approx 40$ )                                                                |
| k <sub>4</sub>         | = | sulaneen maan kokoonpuristuvuusmoduulikerroin ( $\approx 2...4$ )                       |
| m <sub>2</sub>         | = | ödometrikokeesta määritetty palautusmoduuli [MPa] kun jännityseksponentti $\beta_2 = 1$ |
| r <sub>t</sub>         | = | leikkauslujuuden muutoskerroin                                                          |
| S <sub>k</sub>         | = | leikkauslujuus kartiokokeella [kPa]                                                     |
| S <sub>kh</sub>        | = | häiritty leikkauslujuus kartiokokeella [kPa]                                            |
| S <sub>r</sub>         | = | jäännös(residuaali)leikkauslujuus siipikairalla [kPa]                                   |
| S <sub>r</sub> (t)     | = | sulamiskonsolidaation aikainen/jälkeinen jäännös-leikkauslujuus siipikairalla [kPa]     |
| S <sub>s</sub>         | = | leikkauslujuus siipikairalla [kPa]                                                      |
| S <sub>s</sub> (t)     | = | sulamiskonsolidaation aikainen/jälkeinen leikkauslujuus siipikairalla [kPa]             |
| S <sub>sh</sub>        | = | häiritty leikkauslujuus siipikairalla [kPa]                                             |
| S <sub>sh</sub> (t)    | = | sulamiskonsolidaation aikainen/jälkeinen häiritty leikkauslujuus siipikairalla [kPa]    |
| S <sub>t</sub>         | = | sensitiivisyys eli häiriintymisherkkyys                                                 |
| w                      | = | vesipitoisuus kuivapainosta [%]                                                         |
| w <sub>L</sub>         | = | juoksuraja [%]                                                                          |
| $\beta_2$              | = | jännityseksponentti                                                                     |
| $\Delta \varepsilon_2$ | = | toistojäädytyksen ja sitä seuraavan sulamispainuman yhteisvaikutus [%]                  |
| $\Delta \varepsilon_3$ | = | kolmannen jäädytyksen ja sitä seuraavan sulamispainuman yhteisvaikutus [%]              |
| $\emptyset$            | = | kitkakulma (°)                                                                          |

# 1. JOHDANTO

Saven jäätyminen ja sitä seuraava sulamispainuma on tieteellis-teknisenä ilmiönä ollut maassamme lähes tuntematon, vaikka sulamispainuma saattaa olla jopa 30...40 % jäätyneen kerroksen paksuudesta. Tapahtuneet sulamispainumat on tulkittu johtuvaksi lähinnä normaaleista konsolidaatiopainumista.

Tässä tutkimuksessa sulamispainumaa on tutkittu Helsingin alueelta peräisin olevista savista. Savet ovat geologiselta alkuperältään Suomenlahteen laskeutuneita postglasiaalisia savia, jotka maan kohonamisen vuoksi eivät enää ole meren vaikutuspiirissä.

Tutkitut savikerrokset ovat routarajan alapuolelta, niiden vesipitoisuus on välillä 40...120 %, tilavuuspaino 14.5...18.0 kN/m<sup>3</sup> ja ne kutistuvat voimakkaasti kuivuessaan. Soverin (1956) tutkimusten mukaan suomalaisten savien mineraalikoostumus alle 0,001 mm:n aineksessa käsittää alle 10 % kvartssia, alle 10 % maasälpäiä sekä jäännöksiä amfiboliryhmän mineraaleista. Pääosa savesta on muodostunut kiillemäisistä mineraaleista käsittäen illiittia, seoshilamineraaleja, savivermikuliittia ja lisäksi savikloriittia. Rakennusteknilliseltä kannalta on suomalaisten savien mineraalikoostumusta pidettävä "tasalaatuisena ja helppona", sillä mm. varsinaisten paisuvahilaisten savimineraalien puuttuminen poistaa monia rakennusteknisiä ongelmia.

Vuoden 1979 lopulla käynnistyneen alikäytävän suunnittelun yhteydessä tehtyyn jäädytyskokeeseen ja laboratoriokokeisiin sekä myöhemmin yhteensä yli 8 vuoden aikana tehtyt in-situ ja laboratoriokokeisiin perustuvat tutkimustulokset julkaistaan seuraavassa tiivistetyssä muodossa. Jäädytyskoetta koskevat tulokset on esitetty yksityiskohtaisesti geoteknisen osaston tiedotteessa 44, Jäädytysmenetelmän käyttö (Vähäaho 1987).

Kuvissa esiintyvät kirjainyhdistelmät kertovat niiden suoritustavasta. Kirjainyhdistelmä FST tarkoittaa kenttäolosuhteissa tehtyjä tai kenttäolosuhteissa jäädytetyille näytteille tehtyjä kokeita. LT-kirjainyhdistelmällä merkityt tulokset on saatu laboratoriossa jäädyttämällä ja koestamalla.

Esitystavassa on pyritty kiinnittämään huomiota siihen, että julkaistut tulokset palvelisivat mahdollisimman hyvin käytännön geoteknistä suunnittelua ja innovoisivat myös uusien sovellusten löytämiseen sulamiskonsolidaation alalta.



## 2.

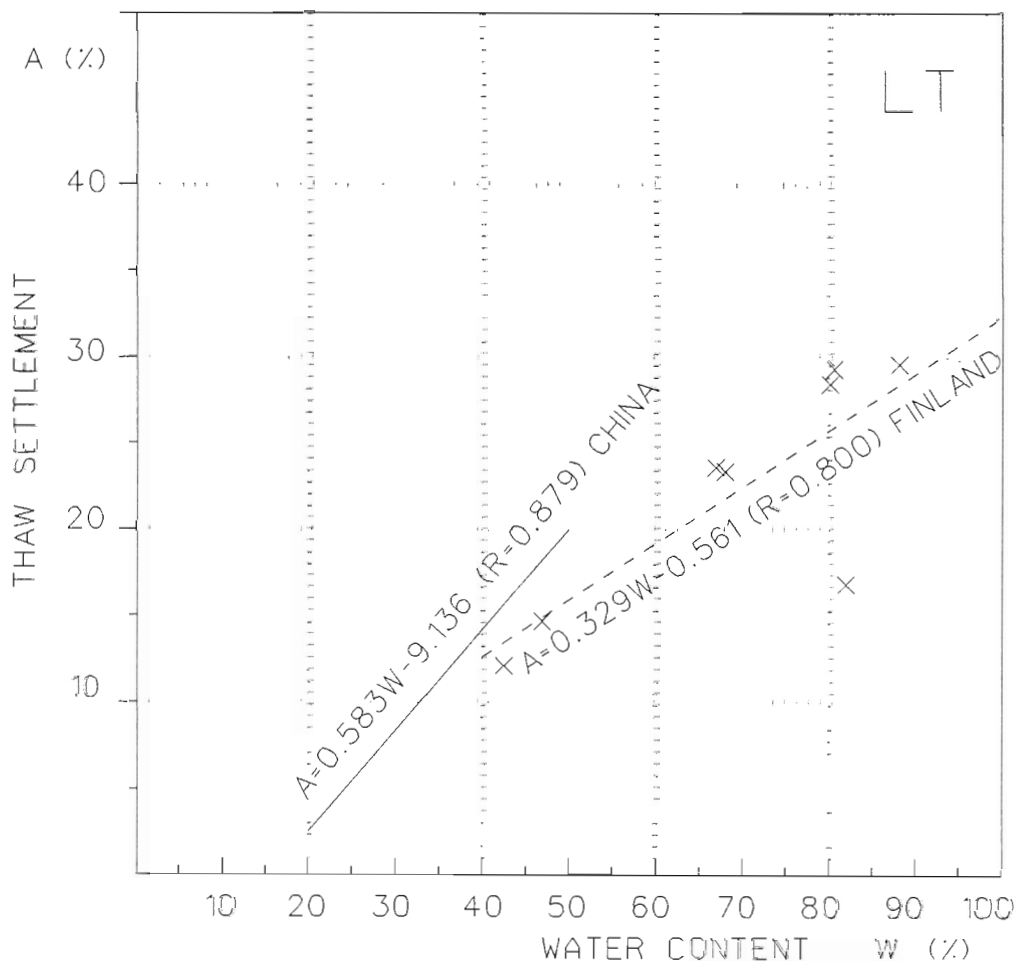
## PAINUMAT

## 2.1

## Sulamispainumat

Seuraavassa esitettävä teoria ja tulokset kuvaavat tilannetta, jossa jäätynyt savi sulatetaan ensimmäistä kertaa.

Kuvassa 1 on esitetty sulamispainumatuloksia vesipitoisuuden funktiona. Katkoviivalla kuvattu suora on geoteknisen osaston koetuloksista laskettu regressiosuora. Yhtenäisellä viivalla kuvattu suora edustaa Kiinassa tehtyjä (Tong C. & Chen E. 1985) yli 1000 koetulosta sikäläisellä laihalla savella.



Kuva 1. Sulamispainuman riippuvuus saven vesipitoisuudesta.

Yhteisellä alueella ( $w = 40 \dots 50$  %) ovat kumpienkin suorien antamat tulokset lähellä toisiaan, kun ottaa huomioon, että tutkitut näytteet ovat eri puolilta maapalloa.

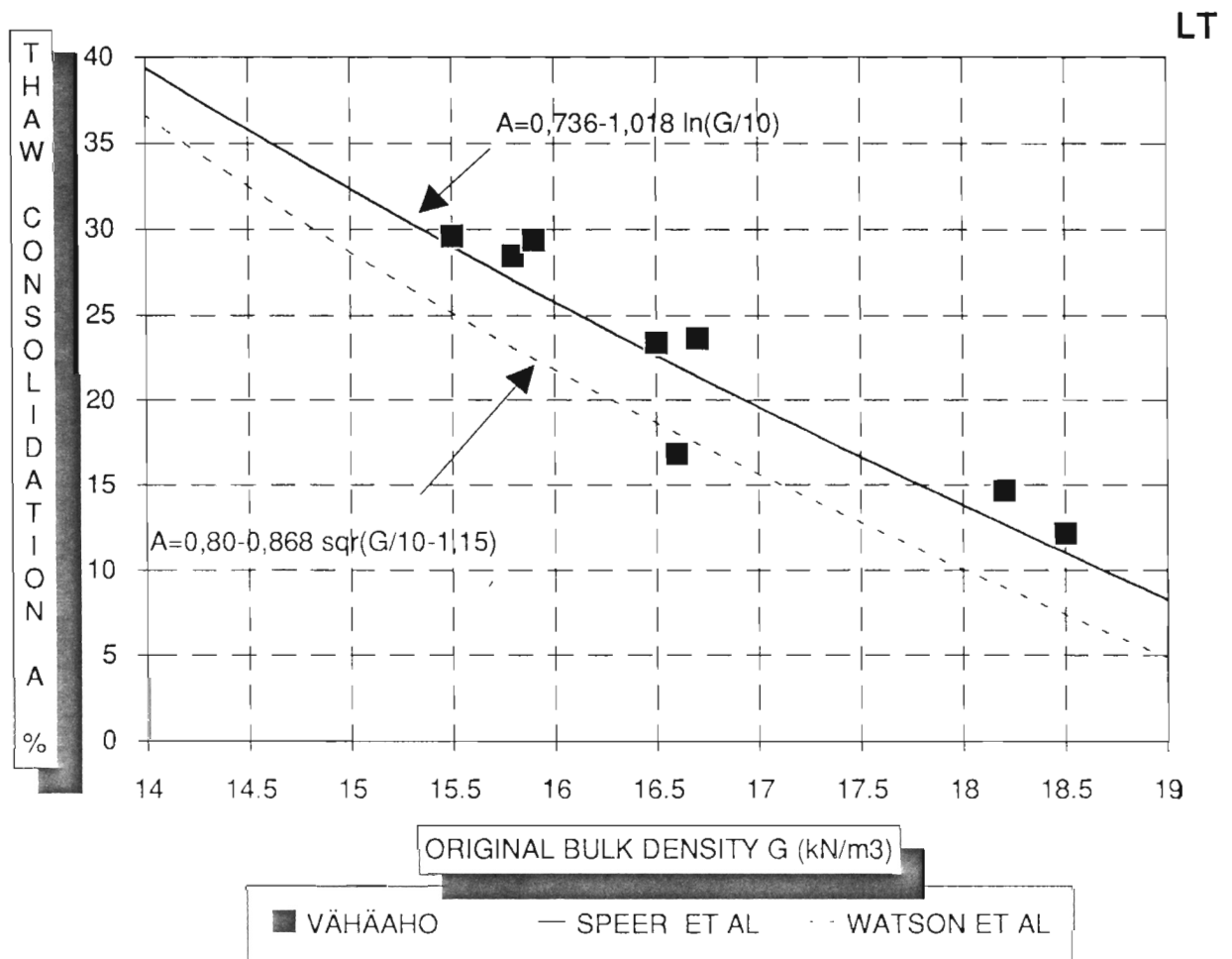
Sulamispainumien arvioimista varten kirjoittaja esittää (Vähäaho 1988) seuraavan kaavan:

$$A = \frac{w}{k_1} \quad (1)$$

jossa  $A$  = sulamispainuma (%),  $w$  = vesipitoisuus (%) ja  $k_1$  = sulamispainumakerroin, jonka arvo vaihteli kenttäolosuhteissa välillä 2...6, mutta laboratoriotulosten perusteella suositeltava arvo  $\approx 3$ .

Kaavan (1) avulla saadaan kohtuullisen hyvä arvio saven sulamispainumalle pelkän vesipitoisuustiedon perusteella. Muita yksinkertaisia sulamispainumakaavoja ovat esittäneet mm. Speer et al (1973) ja Watson et al (1973). Em. kanadalaisten esittämät tulokset perustuvat ikeroudan sulamisen yhteydessä tehtyihin mittaus-tuloksiin.

Kuvassa 2 esitetään em. tutkijoiden tilavuuspainon funktiona esittämät tilastolliset kaavat ja Helsingin geoteknisellä osastolla tehtyjen sulamispainumakokeiden tulokset. Tulokset näyttävät sopivan kanadalais-ten, varsinkin Speerin, esittämiin tuloksiin.



Kuva 2. Sulamispainuman riippuvuus saven tilavuuspainosta.

Kaava (1) on johdettu kokeista, joissa jäädytyslämpötila oli  $-10^{\circ}\text{C}$  ja sitä voidaan näin ollen soveltaa myös kausittaisen roudan aiheuttamien sulamispainumien arviointiin. Koska sulamispainuma on vesipitoisuuden kolmasosa, on kaava helppo muistaa. Jos saven alkupe-  
räinen vesipitoisuus on esim. 100 %, eikä savikerros ole aiemmin jäätynyt, aiheuttaa jäätymistä seuraava sulaminen noin 33 % sulamispainuman.

## 2.2

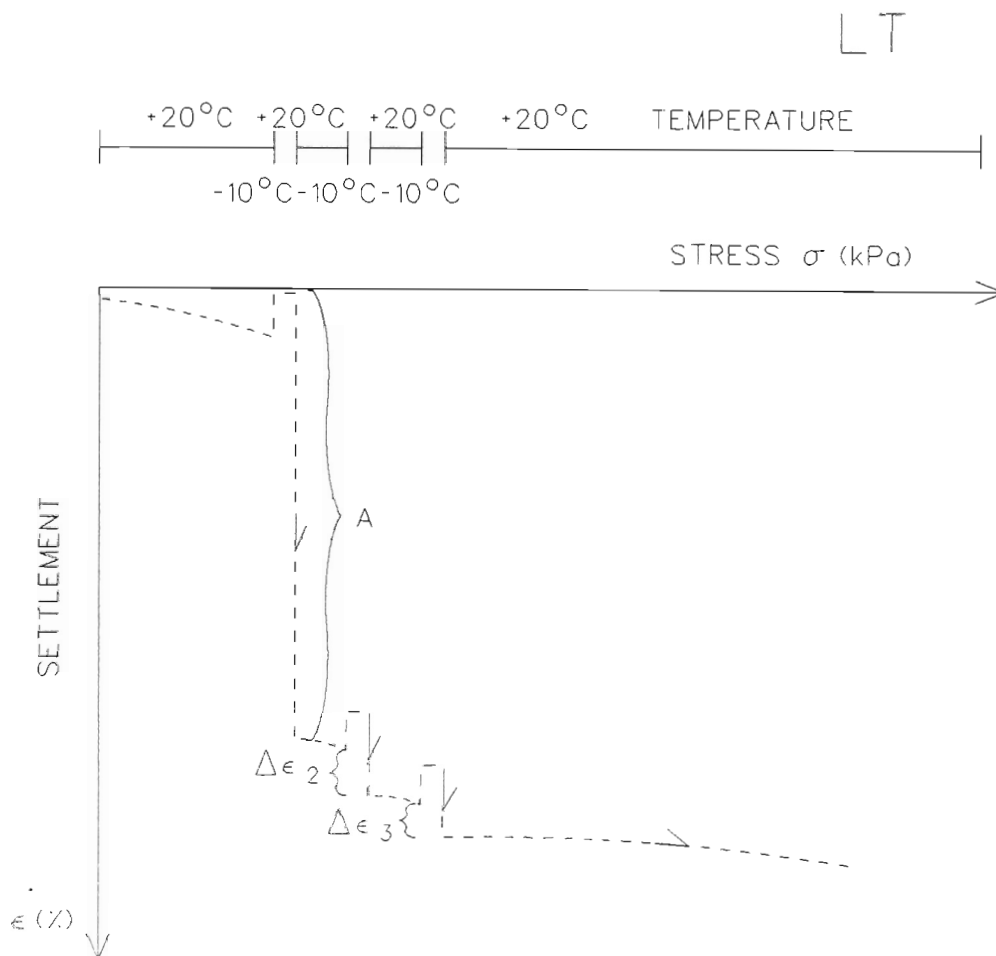
### Lisäsulamispainumat

Tehtyjen laboratoriokokeiden mukaan toisen tai kolmannen jäätymis-sulamissyklin jälkeiset sulamispainumat ovat huomattavasti pienemmät kuin ensimmäisessä sulamisvaiheessa (kuva 3).

Kaavan (2) avulla voidaan arvioida toisen ja kolmannen jäätymis-sulamissyklin aiheuttamia nettopainumia.

$$\Delta \varepsilon_2 = \frac{w}{k_2} \quad \text{ja} \quad \Delta \varepsilon_3 = \frac{w}{k_3} \quad (2)$$

jossa  $k_2 \cong 20$  ja  $k_3 \cong 40$



Kuva 3. Tyypillinen kolmeen kertaan jäädytetyn saven kuormitus-kokoonpuristumakuvaaja.



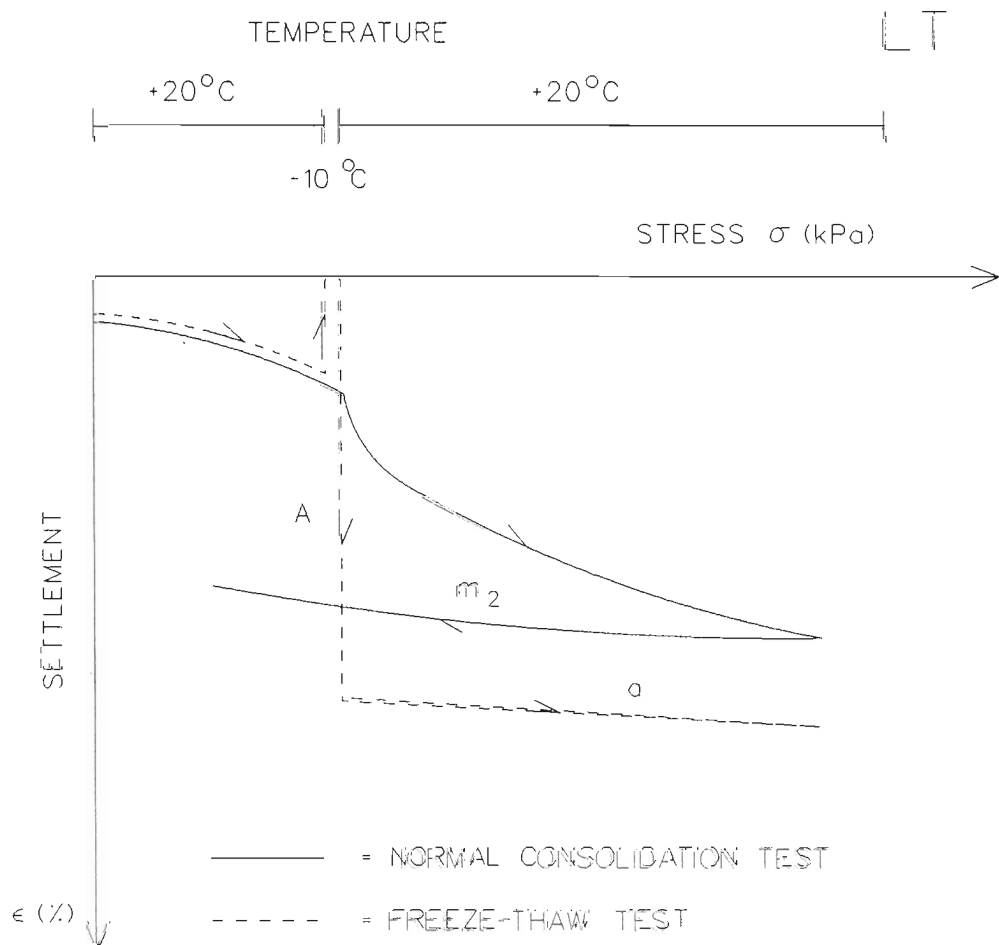
Edellisen esimerkin mukaiselle savikerrokselle, jonka alkuperäinen vesipitoisuus oli 100 %, aiheuttaisi toistojäädytys noin 5 % lisäpainuman ja kolmas jäädytys puolestaan noin 3 % lisäpainuman.

### 2.3

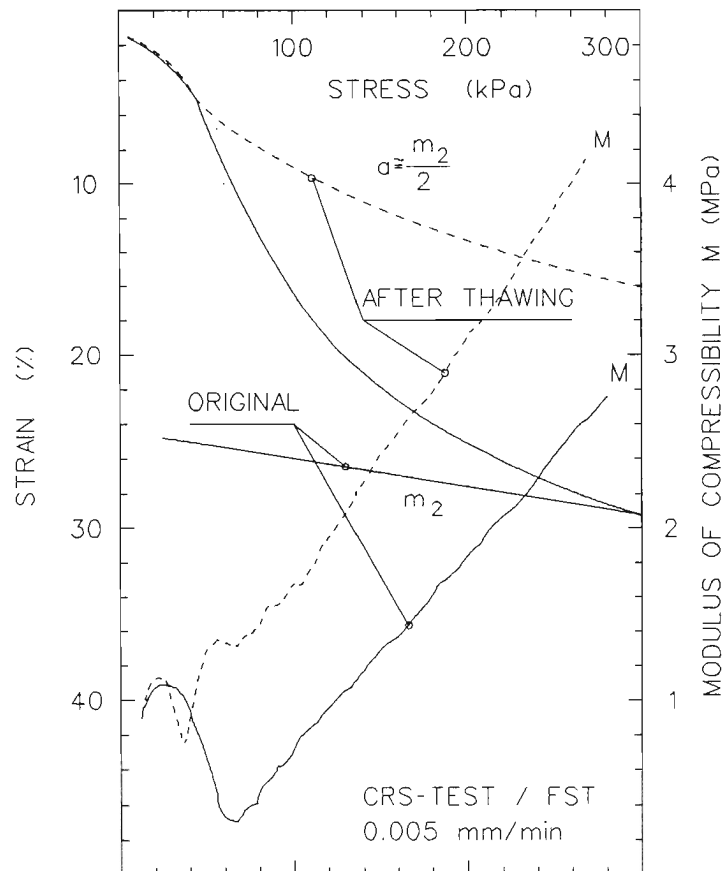
#### Sulamisen jälkeiset lisäkuormien aiheuttamat painumat

Sulamisen jälkeen tapahtuvat lisäkuormien aiheuttamat painumat ovat suhteellisen vähäisiä sulamispainumiin tai samojen lisäkuormien jäätymättömälle savelle aiheuttamiin painumiin verrattuna.

Sulamisen jälkeisessä kuormitustilanteessa painumaa kuvaava käyrä muistuttaa ylikonsolidoituneen saven painumaa (kuvat 4 ja 5). Kun 100 kPa lisäkuormitus aiheuttaa jäätymättömälle savelle 17 % kokoonpuristuman (kuva 5), niin sulamiskonsolidaation jälkeen saman lisäkuorman aiheuttama kokoonpuristuma on 6 %. Näin ollen esimerkin mukaiselle savelle painumat pienentyvät sulamiskonsolidaation vaikutuksesta noin kolmanteen osaan.



Kuva 4. Kokoonpuristumakäyrien muoto tavallisessa CRS-kokeessa ja jäätymis-sulamiskokeessa.



Kuva 5. CRS-kokeiden tulokset luonnontilaiselle ja sulamiskonsolidaatiotapahtuman läpikäyneelle savi-näytteelle.

Kirjoittaja on tullut seuraavaan tulokseen lisä-kuormituksen aiheuttamien painumien arvioimiseksi.

$$a = \frac{m_2}{k_4} \quad , \quad (3)$$

jossa  $k_4 \approx 2...4$

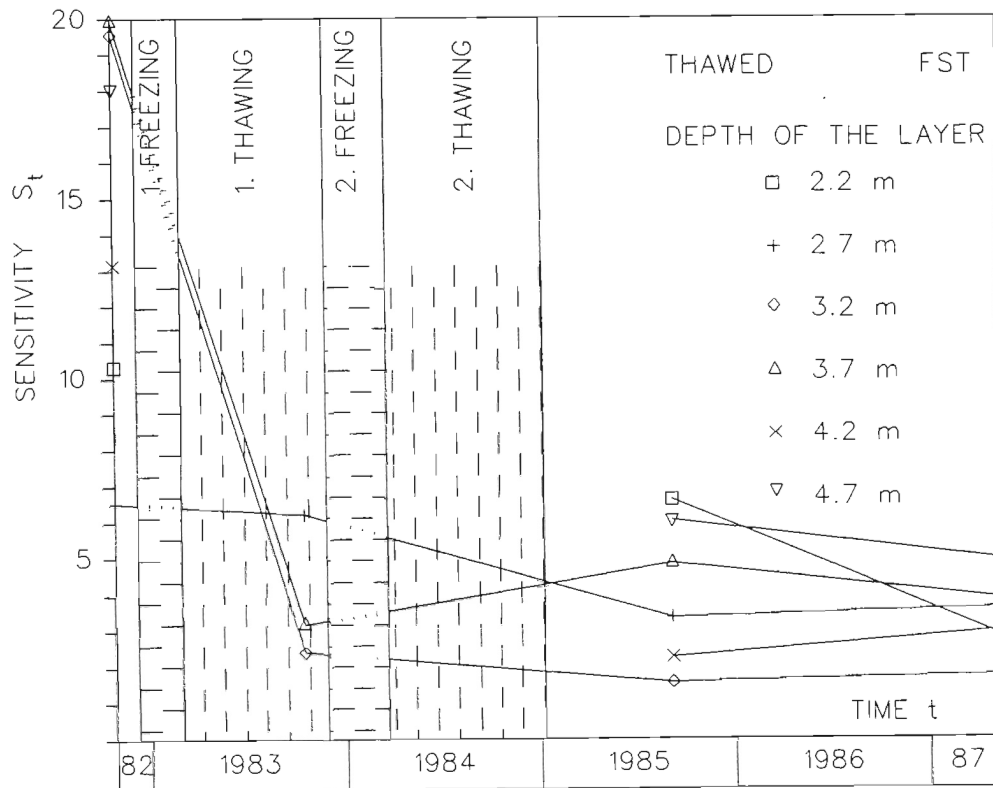
Kaavan (3) mukaan sulamisen jälkeinen kokoonpuristuvuusmoduuli (a) on 25...50 % alkuperäisen saven palautusmoduulin ( $m_2$ ) arvosta.

### 3.

#### LEIKKAUSLUJUUDEN MUUTOKSET SULAMISKONSOLIDAATION VAIKUTUKSESTA

Koejäädytysalueella Oulunkylässä saven siipikairauksella saatu leikkauslujuus vaihteli välillä 7...15 kPa, vesipitoisuus välillä 45...110 % ja juoksuraja välillä 45...90 %. Leikkauslujuuden kehittäytymistä on seurattu kuuden vuoden ajan. Siipikairauksia tehtiin myös ensimmäisen ja toisen jäädytyskerran välillä, kun alemmat kerrokset olivat vielä jäässä.

Leikkauslujuuden kehittymistä voidaan seurata kuvista 6 - 8. Erityisen selvästi tulee näkyviin häirityn leikkauslujuuden kasvu ja sen mukana myös sensitiivisyyden pienentyminen. Leikkauslujuuden huippuarvo sen sijaan aluksi pienenee, mutta kasvaa ajan funktiona selvästi alkuperäistä arvoaan suuremmaksi.



Kuva 6. Sulamiskonsolidaation vaikutus sensitiivisyyteen.

Kirjoittajan ehdotus kaavaksi, jolla voidaan arvioida sulamiskonsolidaatiosta aiheutuvia leikkauslujuuden muutoksia on seuraava:

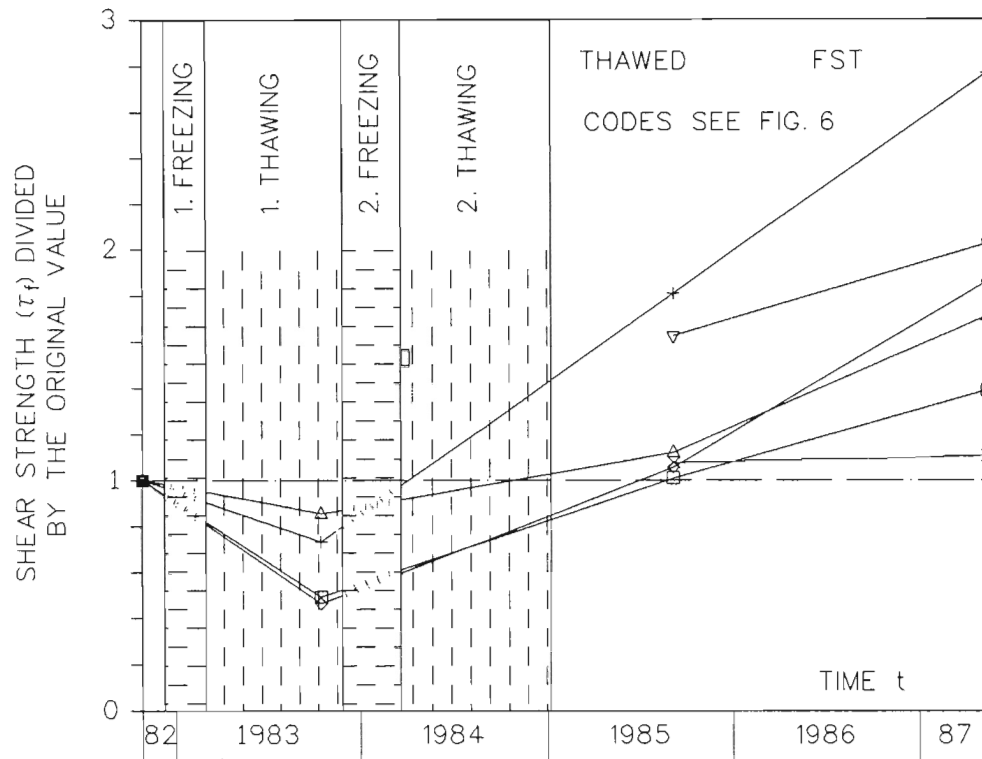
$$S_s(t) = r_t \cdot S_s \quad (4)$$

jossa  $r_t$  = on kerroin, joka on sulamisvaiheessa noin 0,5 ja lopullisessa lujittamisvaiheessa 1,35...1,9.

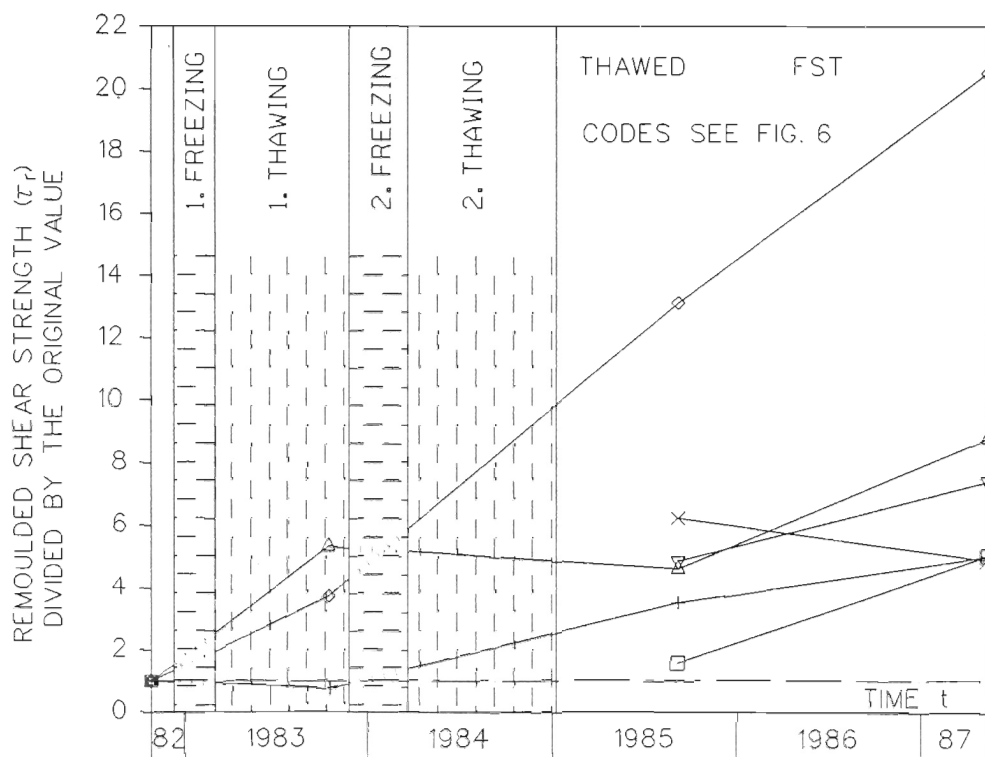
Vastaava kaava häirityn leikkauslujuuden muutosten arvioimiseksi on:

$$S_{sh}(t) = 4 \cdot r_t \cdot S_{sh} \quad (5)$$





Kuva 7. Sulamiskonsolidaation vaikutus leikkauslujuuteen.



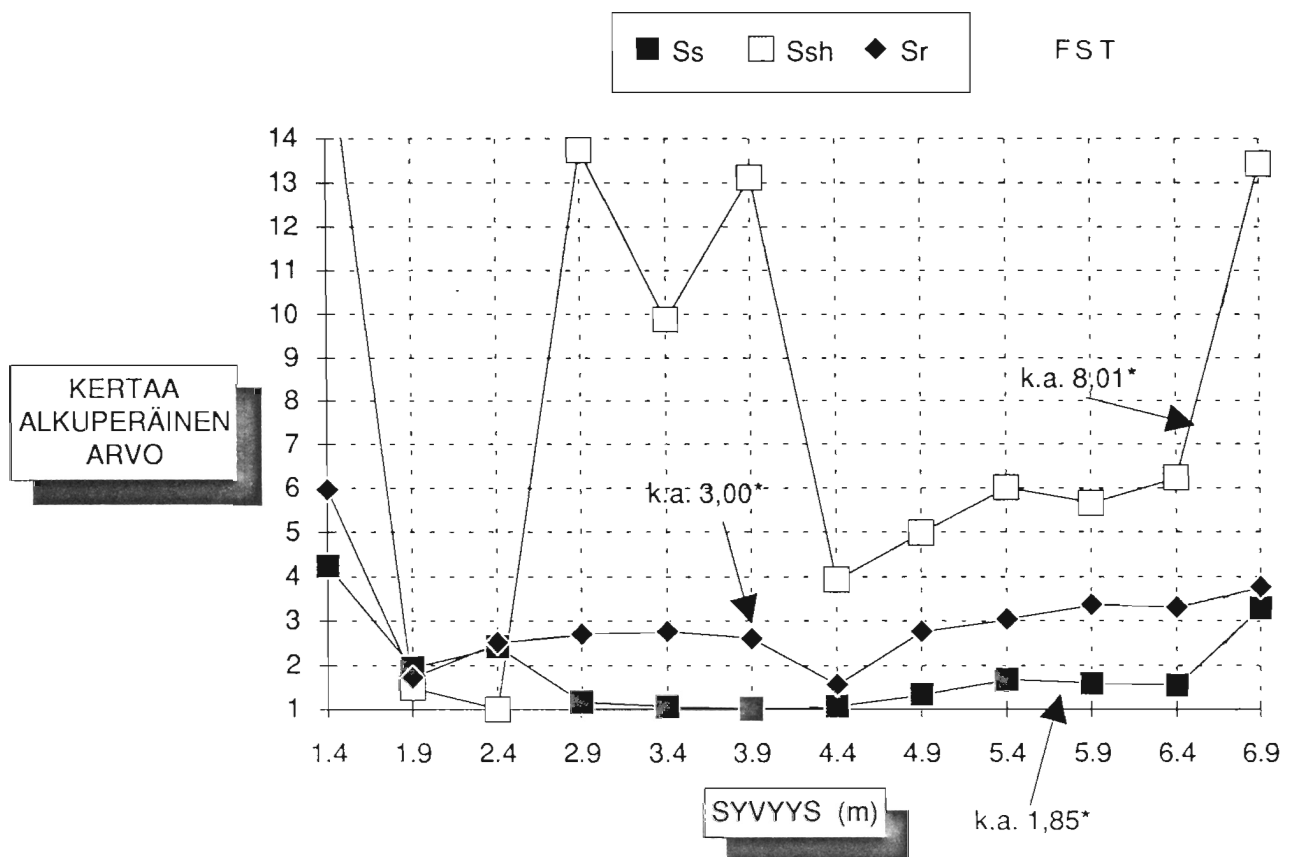
Kuva 8. Sulamiskonsolidaation vaikutus häirittyyn leikkauslujuuteen.

Kaavojen (4) ja (5) kertoimia on hieman muutettu aikaisempiin esityksiin (Vähäaho 1987, 1988, 1989) nähden. Tarkennukset perustuvat loppusyksystä 1988 tehtyihin kenttäkokeisiin, jossa leikkauslujuuden ja häirityn maan leikkauslujuuden muutokset analysoitiin 41 määrittelyn perusteella. Samassa yhteydessä analysoitiin jäännösleikkauslujuuden ( $S_r$ ) muutosta ja tulokseksi saatiin:

$$S_r(t) = 1,5 \cdot r_t \cdot S_r \quad (6)$$

Yhteenvedo lokakuussa 1988 tehdyistä siipikairaus-tuloksista esitetään kuvassa 9.

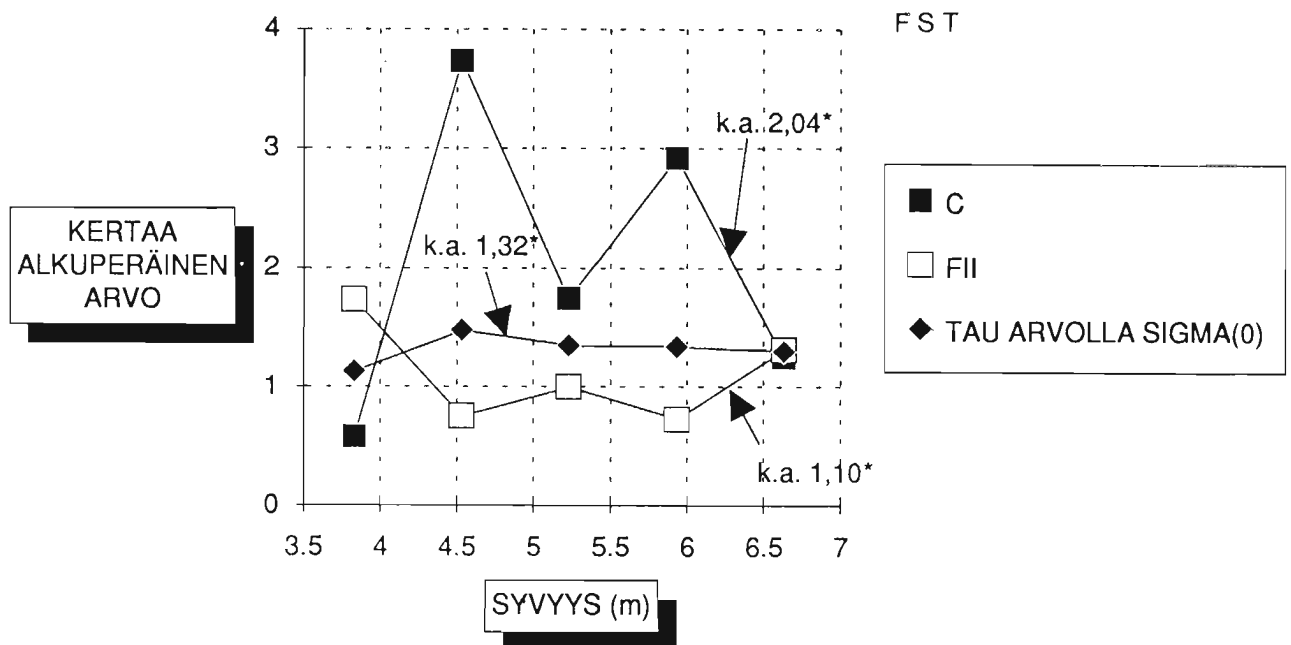
#### LEIKKAUSLUJUUDEN KASVU 29.10.1982 - 20.10.1988



Kuva 9. Sulamiskonsolidaation vaikutus siipikairalla määritettyyn leikkauslujuuteen ( $S_s$ ), häirityn maan leikkauslujuuteen ( $S_{sh}$ ) ja jäännösleikkauslujuuteen ( $S_r$ ).

Leikkauslujuuden lisäksi seuraavassa tarkastellaan sulamiskonsolidaation vaikutusta leikkauslujuusparametreihin eli koheesioon ja kitkakulmaan. Mainittujen asioiden selvittämiseksi tehtiin 73 suoraa leikkauskoetta, joiden yhteenveto esitetään kuvassa 10.

#### LEIKKAUSLUJUUDEN KASVU 29.10.1982 - 20.10.1988



Kuva 10. Sulamiskonsolidaation vaikutus koheesion (C) ja kitkakulman (FII) arvoihin sekä esikonsolidaatiokuormaa vastaavaan leikkausjännityksen (TAU) arvoihin.

Kuvan 10 mukaan koheesio on kasvanut keskimäärin 100 %, kitka noin 10 % ja leikkausjännitys esikonsolidaatiokuormituksella noin 30 %. Em. tulokset poikkeavat kirjoittajan aiemmin julkaisemista tuloksista (Vähäaho 1988), joissa lujuuden kasvun katsottiin johtuvan kitkakulman kasvusta. Nyt esitetty tulos perustuu kuitenkin laajempaan aineistoon, jossa paikallisten poikkeamien aiheuttamia virheitä on pyritty eliminoimaan käyttämällä rinnakkaisista näytepisteistä saatavia useiden määritysten keskiarvoja.

Kaavamuodossa leikkauslujuusparametrien muutokset ajan funktiona ovat:

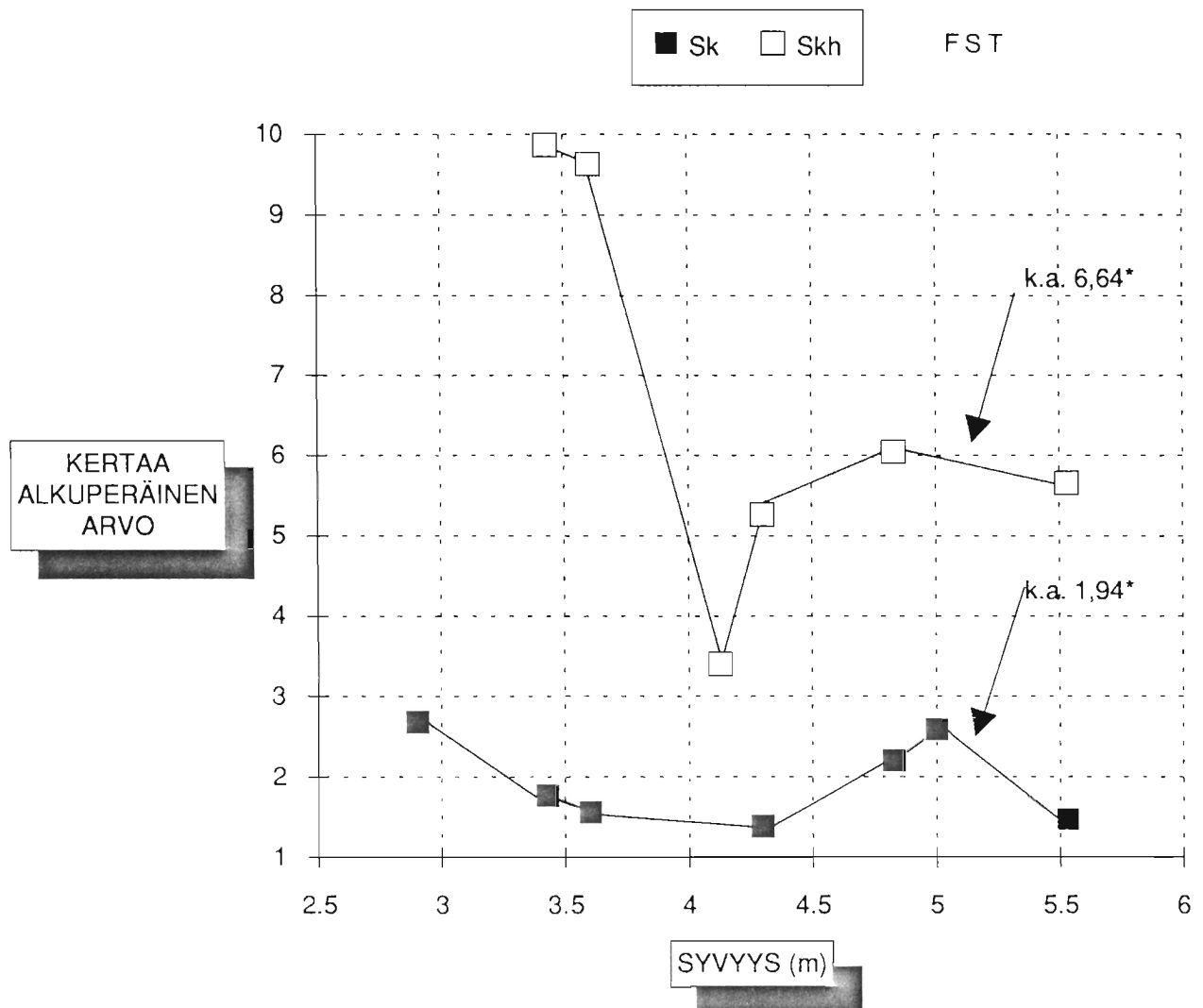
$$c(t) = r_t \cdot c \quad (7)$$

$$\phi(t) = \phi \quad (8)$$

Kaavojen (7, 8) mukaisesti sulamiskonsolidaation vaikutuksesta koheesio kasvaa samalla tavalla kuin siipikairalla mitattu leikkauslujuus (vrt. kaava 4), mutta kitkakulma ei muutu. Tätä olettamusta tukevat myös Ryhäsen osassa II esittämät tulokset, joiden mukaan nimenomaan savipartikkeleiden pinta pintaa vasten (face to face) sidokset lisääntyvät sulamiskonsolidaation johdosta ja kasvattavat koheesiovoimia.

Laboratoriossa tehdyt kartiokoemääritykset (kuva 11) antavat lähes saman tuloksen leikkauslujuuden ja häirityn leikkauslujuuden kasvulle kuin kuvassa 9 esitetty siipikairalla tehdyt määritykset.

#### LEIKKAUSLUJUUDEN KASVU 29.10.1982 - 12.10.1988



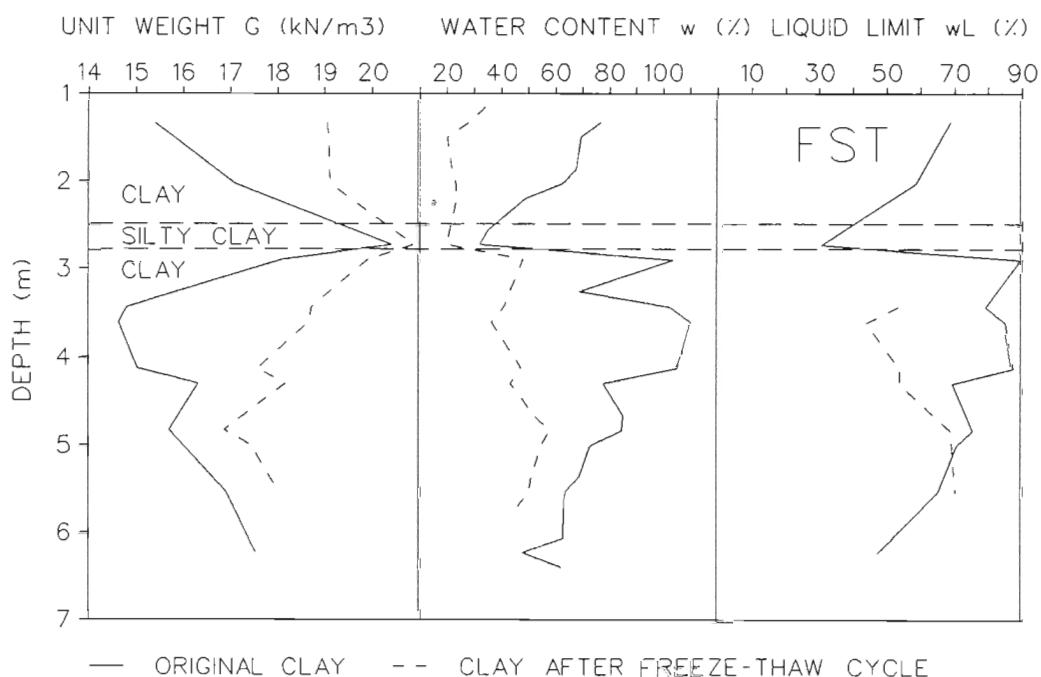
Kuva 11. Sulamiskonsolidaation vaikutus kartioko-keella määritettyyn leikkauslujuuteen ( $S_k$ ) ja häirittyyn leikkauslujuuteen ( $S_{kh}$ ).



#### 4. SAVEN MEKAANISTEN OMINAISUUKSIEN MUUTOKSISTA

Alkuperäistä ja sulamiskonsolidaation jälkeistä savea ja savelle tehtyjä koetuloksia tarkasteltaessa havaitaan suuria muutoksia miltei kaikissa mekaanisissa ominaisuuksissa. Helpoimmin havaittava ero on materiaalin ulkonäössä, jossa muutos on lähinnä savelta silttiin tai hiekkaan. Syitä havaittuihin muutoksiin on tarkasteltu osassa II, jossa kerrotaan saven mikrorakenteesta tapahtuvista muutoksista.

Tilavuuspainossa, vesipitoisuudessa ja juoksurajassa havaitut muutokset testialueella esitetään kuvassa 12.



Kuva 12. Sulamiskonsolidaation aiheuttamat muutokset tilavuuspainossa ( $G$ ), vesipitoisuudessa ( $w$ ) ja juoksurajassa ( $w_L$ ).

Keskimääräiset muutokset em. ominaisuuksissa ovat:

- tilavuuspainon ( $G$ ) kasvu      10...15 %
- vesipitoisuuden ( $w$ ) pieneneminen      33...40 %
- juoksurajan ( $w_L$ ) pieneneminen      15...25 %

Havaitut muutokset leikkauslujuusparametreissa ovat luvun 3 mukaisesti keskimäärin:

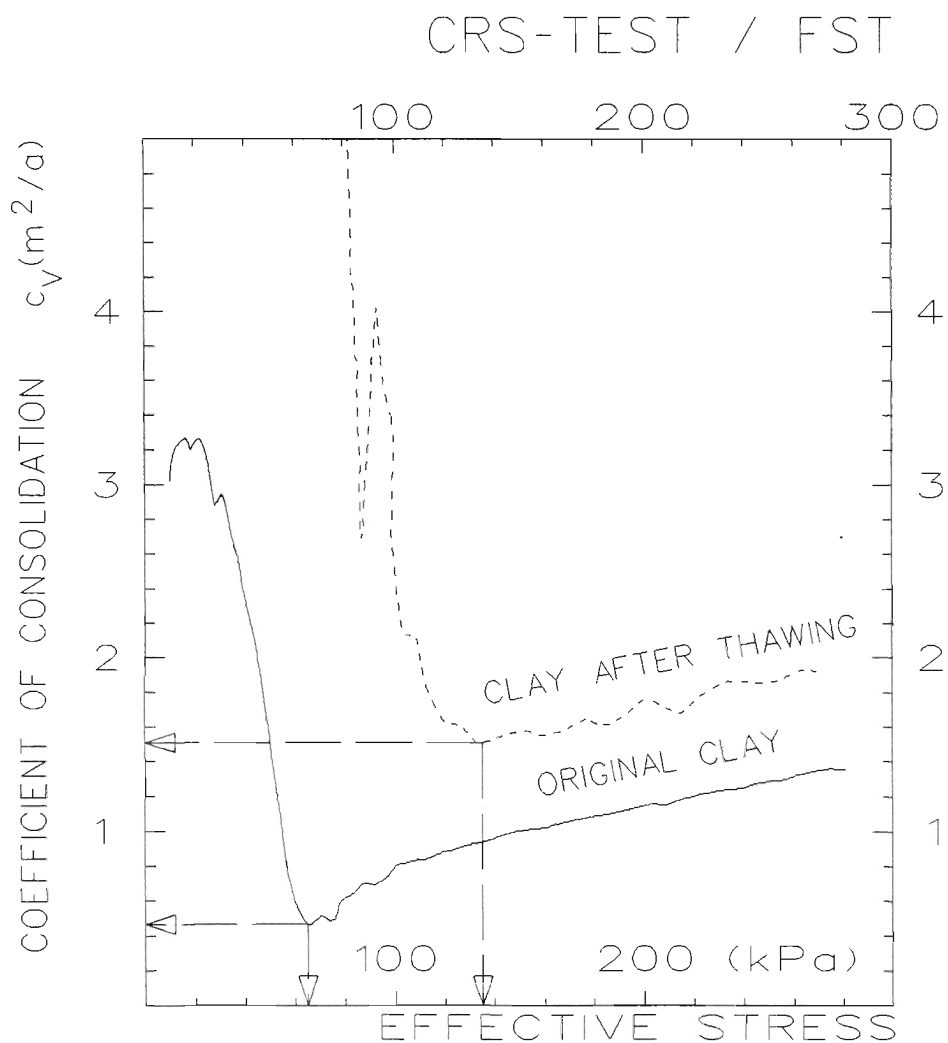
- leikkauslujuuden ( $S_s$  ja  $S_k$ ) kasvu      33...95 %
- jäännösleikkauslujuuden ( $S_r$ ) kasvu      140...200 %
- häirityn leikkauslujuuden ( $S_{sh}$  ja  $S_{kh}$ ) kasvu      250...700 %
- sensitiivisyyden ( $S_t$ ) pienentyminen      60...75 %

Painumaominaisuuksien muutokset ovat keskimäärin:

|                                                                                                        |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| -painuman pieneneminen, joka aiheutuu<br>100 kPa:n lisäkuormasta konsolidaatio-<br>jännitykseen nähden | 65...71 % |
| -konsolidaatiokertoimen ( $C_v$ ) kasvu                                                                | 130...410 |

Esimerkki konsolidaatiokertoimen muutoksesta esitetään kuvassa 13 ja painumien pienentymisestä kuvassa 5.

Maksimi- ja minimiarvot edellä esitetyissä vaihteluväleissä edustavat matemaattista keskiarvoa, minimiarvot puolestaan ns. varovaista keskiarvoa, joksi on tässä esityksessä otettu arvo, joka saadaan kun keskiarvosta vähennetään puolet keskihajonnasta.



Kuva 13. Esimerkki sulamiskonsolidaation vaikutuksesta konsolidaatiokertoimeen ( $C_v$ ) ja konsolidaatiokertoimen minimiarvoa vastaavaan jännitystilaan.

Yhteenvetona saven mekaanisten ominaisuuksien muutoksesta geoteknisen suunnittelun kannalta voidaan todeta, että sulamiskonsolidaatiolla on erittäin ratkaiseva merkitys painumaominaisuuksiin. Jäätymis-sulamis-

syklin läpikäytyään savi ikään kuin ylikonsolidoituu ja lisäkuormitusten aiheuttamat painumat jäävät suuruusluokalleen kolmanteen osaan jäätymättömän normaalikonsolidoituneen savikerroksen painumiin verrattuna. Myös saven häiriintymisherkkyys pienenee ratkaisevasti sulamiskonsolidaation kautta, koska häirityn maan leikkauslujuuden arvot kasvavat moninkertaisiksi. Leikkauslujuusominaisuuksista vielä residuaali - eli jäännösleikkauslujuuden kasvu on huomattava, häiriintymättömän leikkauslujuuden kasvu sen sijaan on edellistä vähäisempää, mutta senkin kohdalla tapahtuu selvää kasvua. Sulamiskonsolidaation jälkeen savi on siis vähemmän painuvaa, vähemmän herkkää ja muistuttaa ominaisuuksiltaan kuivakuorisavea.

## 5. ROUTASTABILOINTI - SULAMISKONSOLIDAATION HYVÄSIKÄYTTÖ

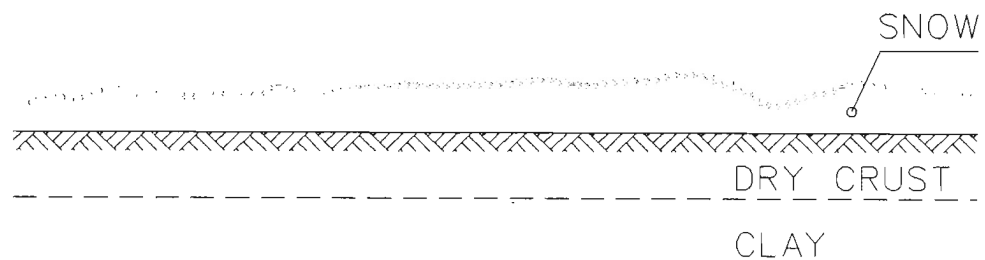
Sulamiskonsolidaatiota on mahdollista hyödyntää mitä moninaisimpiin kohteisiin, lähinnä luonnonmukaisena halpana stabilointikeinona. Kuvassa 14 on esitetty Suomen oloihin soveltuva yksinkertainen keinotekoisen kuivakuoren, ns. routakuoren, rakentamisperiaate. Routa tunkeutuu normaalioloissa savikerroksessa vain 0,5...1,0 m syvyyteen maanpinnasta eli suurin piirtein kuivakuorikerroksen alapintaan. Jos maanpinnasta leikataan kuivakuorta, joudutaan perustamis- ja maarakennustyöt yleensä tekemään heikosti kantavissa kerroksissa. Tämä on mahdollista välttää tekemällä kaivanto etukäteen ja pitämällä se puhtaana lumesta 1 - 2 talven ajan, jonka seurauksena jäätyneestä kerroksesta poistuu sulamisvaiheessa vettä ja kerros lujittuu. Normaaliolosuhteissa routaa muodostuu noin 1 metrin syvyyteen, jolloin sulamisvaiheessa savikerros, jonka vesipitoisuus on esim. 90 %, kokoonpuristuu noin 30 cm ( $= 100 \text{ cm} \times 90 \% / 3$ ). Myöhemmin kuormitettuna sama kerros kokoonpuristuisi ainoastaan noin 1/3 vastaavaan stabiloimattomaan kerrokseen verrattuna. Lisäksi kuormituksen aiheuttamat painumat jäätyneessä ja sulaneessa kerroksessa tapahtuvat huomattavasti nopeammin kuin jäätymättömässä kerroksessa. Mikäli ko. kerroksen leikkauslujuus olisi ollut esim. 8 kPa, jäännösleikkauslujuus 3 kPa ja häiritetty leikkauslujuus 0,8 kPa, olisivat mainitut lujuudet jäätymis-sulamissyklin jälkeen 11...15 kPa, 6...8,5 kPa ja 4...6 kPa.

Toinen mielenkiintoinen sovellutuskohde routastabiloinnille on heikosti kantavien ja vaikeasti käsiteltävien ylijäämämassojen (savi/lieju) ominaisuuksien parantaminen. Ruoppausmassojen tiivistämiseen on routastabiloinnin käyttöä tutkittu ainakin suurten järvien vesiväylillä USA:ssa (Chamberlain & Blouin 1978). Ruoppausmassat tulee sijoittaa siten, että koko kerros

ehtii jäätyä talvijakson aikana. Toinen mahdollisuus on pumpata ruoppausmassoja ohuina lamelleina siten, että edellinen kerros ehtii jäätyä ennen seuraavan kerroksen pumppaamista. Paksujen lumikerrosten muodostuminen jäätyvän kerroksen päälle heikentää routastabiloinnin tehoa. Jäätymisen jälkeen on routastabiloinnin vaikutusta mahdollista tehostaa ylipenkereellä. Jäätymisen ja sulamisen vaikutuksesta ruoppausmassat tiivistyvät ja mikäli lisäksi käytetään ylipengertä, nopeutuvat varsinaiset konsolidaatiopainumat kohonneiden konsolidaatiokertoimien vuoksi.

## STEP 1

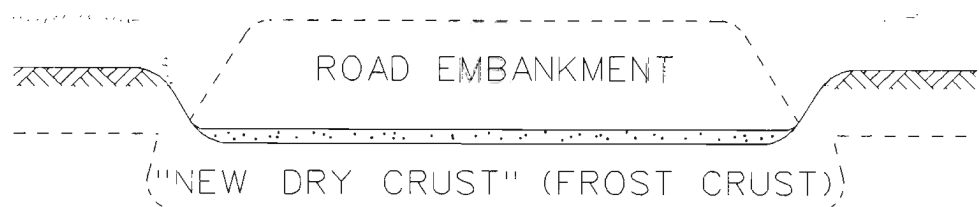
## NATURAL STATE



## STEP 2

## FROST STABILIZATION

1-2 WINTERS + THAWING BEFORE  
BUILDING THE ROAD EMBANKMENT



Kuva 14. Routastabiloinnin eli routakuorimenetelmän periaate sovellettuina tiepenkereen pohjan lujittamiseen.

## 6. SULAMISPAINUMAT JA SULAMISHEIKKENEMINEN - SULAMISKONSOLIDAATIOSTA AIHEUTUVIEN HAITTOJEN VÄLTÄMINEN

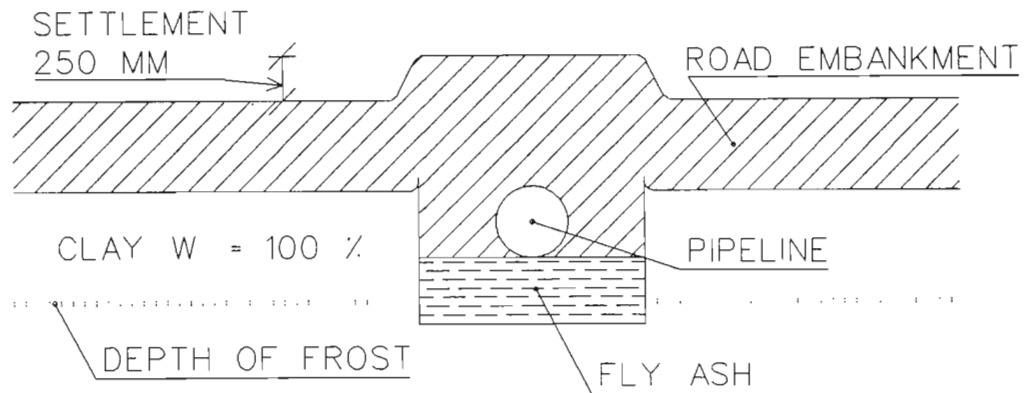
Esimerkki Helsingin Torpparinmäessä kesällä 1987 havaitusta sulamiskonsolidaation aiheuttamasta painumavauriosta esitetään kuvassa 15. Tiepenkereen pohjaa leikattiin noin 0,5 m luonnollista maanpintaa alemmaksi. Kun tie rakentamisen jälkeen pidettiin myös puhtaana lumesta, pääsi pakkanen tunkeutumaan savikerroksessa noin 0,7 m syvemmälle kuin aikaisemmin. Seurauksena oli 0,25 m painuma. Painuman alkuperää ei aluksi tiedetty, eikä maassamme sulamispainumavaaraa rakentamisen yhteydessä ole tiettävästi aikaisemmin osattu

edes odottaa. Sulamiskonsolidaation aiheuttamat painumat onkin ilmeisesti päätelty lisäkuormitusten aiheuttamiksi. Ko. esimerkissä kuormitusero putkilinjan ja muun tiepenkereen välillä oli kuitenkin niin pieni, ettei sen perusteella voitu selittää lähes pystysuoraa painumaeroa (kuva 16).



Kuva 15. Kesällä 1987 havaittuja sulamispainumia Helsingin Torpparinmäessä.

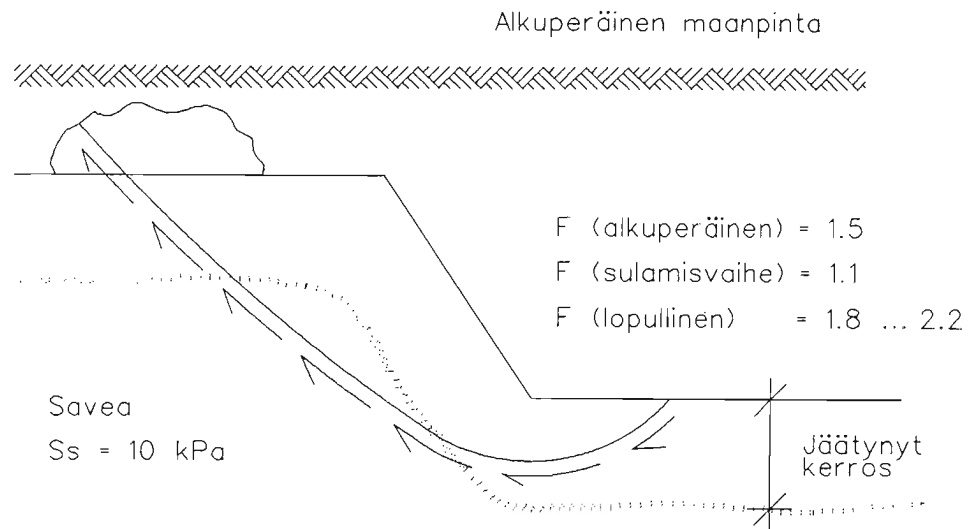




Kuva 16. Tiepenkereen alapuolisen savikerroksen jäätymisestä aiheutunut painumavaurio (Helsinki/Torpparinmäki).

Painumaeron aiheutti se, että putkilinjan alla oli kivihiilituhkasta rakennettu arina. Lämpöeristeenä se esti putkilinjan alapuolista savea jäätymästä. Muun tiepenkereen alapuolinen savikerros sen sijaan jäättyi ja tästä aiheutui painuma, jonka laskennalliseksi arvoksi kaavasta (1) saadaan 233 mm ( $= 100 \% / 3 / 100 \times 700 \text{ mm}$ ).

Esimerkki sulamiskonsolidaation aiheuttamasta stabiliteettiriskistä esitetään kuvassa 17. Ko. luiska täyttää alkutilanteessa, ennen jäätymistään, stabiliteettivaatimuksen  $F = 1,5$ . Mikäli maapohja pääsee jäätymään, kasvattaa jäätyminen stabiliteettia edelleen, mutta sulamisvaiheen alussa leikkauslujuus laskee alle alkuperäisen arvonsa ja aiheuttaa stabiliteettiriskin. Jäätäneen kerroksen sulaessa pienenee alkuperäinen leikkauslujuus (10 kPa) kaavan (4) mukaan arvoon 5 kPa ( $= 10 \text{ kPa} \times 0,5$ ), jolloin koko liukupinnalle laskettu keskimääräinen leikkauslujuus laskee arvoon 7,3 kPa ja tästä puolestaan saadaan kokonaisvarmuuden arvoksi  $F = 1,1$ . Luiska on näin ollen sortumistilassa ja seurauksena on vähintään huomattavia siirtymiä. Mikäli luiska kuitenkin pysyisi pystyssä kriittisen aikajakson yli, nousee varmuus lopputilanteessa arvoon  $F = 1,8 \dots 2,2$ , kun leikkauslujuus saavuttaa kaavan (4) mukaan arvon 13,5...19 kPa [ $= 10 \text{ kPa} \times (1,35 \dots 1,9)$ ], jolloin koko liukupinnalle laskettu keskimääräinen leikkauslujuus on 11,9...14,9 kPa.



Kuva 17. Esimerkki kaivannosta, joka alkutilanteessa täyttää stabiliteettivaatimuksen  $F = 1,5$ , mutta jäätymisen ja sulamisen seurauksena on vaarassa sortua.

Muita varottavia esimerkkejä saven sulamiskonsolidaatiosta ovat luettelon omaisesti mm seuraavat:

- penkereen stabiliteetin pieneneminen sulamiskonsolidaatiosta aiheutuvan leikkauslujuuden heikkenemisen seurauksena
- jokiluiskan stabiliteetin lasku em. syystä
- sulamispainumat jäätyneen kerroksen varaan rakennettaessa
- sulamispainumat, jotka aiheutuvat rakenteiden erilaisista routasuojauksista
- jäädytysmenetelmän käyttö aiheuttaa painuma- ja stabiliteettiriskejä sulamisvaiheessa
- rakennus-, putki-, ym. kaivantojen jäätymisestä aiheutuu stabiliteetin laskua sekä painumia ja sivusiirtymiä sulamisvaiheessa; painumien- ja sivusiirtymien kehittyminen saattaa jatkua vuosia.

Vaikka edellä oleva luettelo ei olekaan kattava, osoittanee se kuitenkin sen, että sulamiskonsolidaatiosta aiheutuvien ongelmien välttäminen kuuluu geotekniseen suunnitteluun, yhtä itsestään selvänä asiana kuin routasuojauksen suunnittelu routanousuhaittojen välttämiseksi.

## 7. YHTEENVETO

Sulamiskonsolidaation vaikutukset saven kokoonpuristuvuus- ja lujuusominaisuuksiin esitetään seuraavassa kootusti. Tärkein tulos on tiettyjen lainalaisuuksien löytyminen. Kaavoissa esitettyjen kertoimien arvoille on sen sijaan tarpeen saada edelleen tarkennusta ja kattavuutta. Suurin osa tässä työssä käytetystä koeaineistosta on peräisin Oulunkylän koejäädätysalueelta Helsingistä. Saven ominaisuuksien vaihtelurajat koalueella esitetään taulukossa 1.

Taulukko 1. Saven ominaisuuksien vaihtelurajat Oulunkylän koejäädätysalueella.

| Vesipitoisuus<br>$W$<br>[%] | Juoksuraja<br>$W_L$<br>[%] | Tilavuuspaino<br>$G$<br>kN/m <sup>3</sup> | Leikkauslujuus                   |                               |                              |
|-----------------------------|----------------------------|-------------------------------------------|----------------------------------|-------------------------------|------------------------------|
|                             |                            |                                           | häiriintymätön<br>$S_s$<br>[kPa] | häiritty<br>$S_{sh}$<br>[kPa] | residuaali<br>$S_r$<br>[kPa] |
| 45-110                      | 45-90                      | 14,5-18                                   | 7-15                             | 0,3-1,7                       | 3,7-5,2                      |

Sulamispainumat voidaan arvioida kaavasta:

$$A = \frac{w}{k_1}$$

jossa  $A$  = sulamispainuma (%),  $w$  = vesipitoisuus (%) ja  $k_1$  = sulamispainumakerroin, jonka arvo vaihteli kenttäolosuhteissa välillä 2...6, mutta laboratori-otulosten perusteella suositeltava arvo  $\approx 3$ .

Lisäsulamispainumat toisen ja kolmannen jääty-mis-sulamissyklin aiheuttamille nettopainumille voidaan arvioida kaavasta:

$$\Delta \epsilon_2 = \frac{w}{k_2} \quad \text{ja} \quad \Delta \epsilon_3 = \frac{w}{k_3}$$

jossa  $k_2 \approx 20$  ja  $k_3 \approx 40$

Lisäkuormitusten aiheuttamat painumat sulamisen jälkeen voidaan arvioida kokoonpuristuvuusmoduulin avulla kaavasta:

$$a = \frac{m_2}{k_4}$$

jossa  $k_4 \approx 2...4$  ja  $m_2$  = alkuperäisen saven palautusmoduuli ödometrikokeessa.

Leikkauslujuuden muutoksia voidaan arvioida kaavasta:

$$S_s(t) = r_t \cdot S_s$$

jossa  $r_t$  = kerroin, joka on sulamisvaiheessa noin 0,5 ja lopullisessa lujittamisvaiheessa 1,35...1,9.

Vastaava kaava häirityn leikkauslujuuden muutosten arvioimiseksi on:

$$S_{sh}(t) = 4 \cdot r_t \cdot S_{sh}$$

Jäännösleikkauslujuuden  $S_r$  muutosta voidaan arvioida kaavasta:

$$S_r(t) = 1,5 \cdot r_t \cdot S_r$$

Sulamiskonsolidaation vaikutukset leikkauslujuusparametreihin (koheesioon ja kitkaan) voidaan arvioida kaavoista:

$$c(t) = r_t \cdot c$$

$$\phi(t) = \phi$$

Sulamiskonsolidaatio kasvatti lisäksi saven

- tilavuuspainoa ( $G$ ) 10...15 %
- konsolidaatiokerrointa ( $C_v$ ) 130...410%
- vedenläpäisevyyttä.

Sulamiskonsolidaation seurauksena pienenevät

- vesipitoisuus ( $w$ ) 33...40 %
- juoksuraja ( $W_L$ ) 15...25 %
- sensitiivisyys ( $s_t$ ) 60...75 %

Yhteenvetona saven mekaanisten ominaisuuksien muutok-  
sista geoteknisen suunnittelun kannalta voidaan tode-  
ta, että sulamiskonsolidaatiolla on erittäin ratkaise-  
va merkitys painumaominaisuuksiin. Jäätymis-sulamis-  
syklin läpikäytyään savi ikään kuin ylikonsolidoituu  
ja lisäkuormitusten aiheuttamat painumat jäävät suu-  
ruusluokalleen kolmanteen osaan jäätymättömän norma-  
likonsolidoituneen savikerroksen painumiin verrattuna.  
Myös saven häiriintymisherkkyys pienenee ratkaisevasti  
sulamiskonsolidaation kautta, koska häirityn maan  
leikkauslujuuden arvot kasvavat moninkertaisiksi.  
Leikkauslujuusominaisuuksista vielä residuaali - eli  
jäännösleikkauslujuuden kasvu on huomattava, häiriin-  
tyttömän leikkauslujuuden kasvu sen sijaan on edel-  
listä vähäisempää, mutta senkin kohdalla tapahtuu  
selvää kasvua. Sulamiskonsolidaation jälkeen savi on  
siis vähemmän painuvaa, vähemmän herkkää ja muistuttaa  
ominaisuuksiltaan kuivakuorisavea.

## KIRJALLISUUSLUETTELO

Chamberlain, E.J., and S.E. Blouin, 1978. Densification by Freezing and Thawing of Fine Material Dredged from Waterways. Proc. 3rd Int. Conf. Permafrost, Edmonton, Alta., pp. 623-628.

Soveri, U., 1956. On the mineralogical composition of argillaceous sediments of Finland. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser A, III, 48.

Speer, T.L., G.H. Watson, and R.K. Rowley, 1973. Effects of Ground Ice Variability and Resulting Thaw Settlements on Buried Warm Oil Pipelines, North Am. Contrib. Proc. 2d Int. Permafrost, Yakutsk, U.S.S.R., National Academy of Sciences, Washington, pp. 746-751.

Tong, C., and E. Chen, 1985. Thaw consolidation behaviour of seasonally frozen soils. Proc. Fourth Int. Symp. on Ground Freezing, Sapporo, ed. S. Kinoshita & M. Fukuda, Balkema, Rotterdam, pp. 159-163.

Watson, G.H., W.A. Slusarchuk, and R.K. Rowley, 1973. Determination of Some Frozen and Thawed Properties of Permafrost Soils, Can. Geotech. J., 10:592-606.

Vähäaho, I., 1987. Jäädytysmenetelmän käyttö (=The Use of Ground Freezing), Geoteknisen osaston tiedote 44, Helsinki (in Finnish only).

Vähäaho, I., 1988. Soil freezing and thaw consolidation results for a major project in Helsinki. Proc. 5th Int. Symp. on Ground Freezing, Nottingham, ed. R.H. Jones & J.T. Holden, Balkema, Rotterdam, pp. 219-223.

Vähäaho, I., V. Lappalainen, and H. Ryhänen, 1989. Thaw consolidation of frozen clays of post-glacial origin in Helsinki. Proc. frost in geotechnical engineering. Volume 2. Int. Symp., Saariselkä, Finland, ed. H. Rathmayer, Technical Research, Finland, (VTT), Espoo, pp. 583-600.





OSA II / Hannu Ryhänen

SULAMISKONSOLIDAATION VAIKUTUS  
SAVEN RAKENTEESEEN

## MERKINNÄT JA KÄSITTEET

|               |                                                                           |
|---------------|---------------------------------------------------------------------------|
| AAS           | = atomiabsorptiospektrofotometri                                          |
| adsorptio     | = pintaan pidäytyminen (myös adsorbtio)                                   |
| aggregaatti   | = mineraaliainekasauma, partikkeliryhmä                                   |
| alkaalinen    | = emaksinen (pH>7)                                                        |
| anioni        | = ioni, joka on negatiivisesti varautunut                                 |
| co- ioni      | = samanmerkkisesti varautunut ioni                                        |
| counter- ioni | = vastakkaismerkkisesti varautunut ioni                                   |
| deformaatio   | = muodonmuutos                                                            |
| dispersio     | = hajaantuminen                                                           |
| elektrolyytti | = ionisoitunut, liuennut aine                                             |
| entropia      | = termodynaaminen funktio, termisen hajaantumisen mitta                   |
| faasi         | = olomuoto                                                                |
| hydratoitunut | = ionin vesipitoinen muoto                                                |
| kationi       | = positiivisesti varautunut ioni                                          |
| konsentraatio | = vakevyys, pitoisuus                                                     |
| meq           | = milliekvivalentti, atomipaino/valenssilla                               |
| mMol          | = millimooli, konsentraation mitta, $10^{-3}$ mol/dm <sup>3</sup>         |
| µm            | = mikrometri, $10^{-6}$ m                                                 |
| nm            | = nanometri, $10^{-9}$ m                                                  |
| pH            | = happamuuden mitta, vetyionikonsentraation Briggsin logaritmin vastaluku |
| S             | = siemens, l/ohm                                                          |
| T             | = absoluuttinen lämpötila, Kelvin                                         |
| valenssi      | = ionin arvoisuus, uloimman kuoren elektronien yli/alimäärä               |
| viskositeetti | = nesteen sitkaus                                                         |
| w%            | = vesipitoisuus kuivapainosta                                             |
| wL            | = juoksurajan vesipitoisuus                                               |
| Å             | = ångström, $10^{-10}$ m                                                  |

# 1. JOHDANTO

Tämä tutkimus käynnistyi Vähäähon (1987) julkaiseman Kylänvanhimmantien alikäytävän suunnitteluun liittyneen tutkimusaineiston pohjalta. Jäätymisen ja/tai sulamisen todettiin Vähäähon tutkimuksissa aiheuttaneen saven rakenteeseen osittain pysyviä muutoksia, jotka havaittiin mm. suurentuneena raekokona, pienentyneenä juoksurajan vesipitoisuutena ja suurentuneena vedenläpäisevyytenä.

Sulamisvaiheessa tapahtuva saven huomattava konsolidaatiopainuminen sekä normaalia suurempi painumisnopeus ovat osittain seurausta muutoksesta saven rakenteessa ja sen myötä suurentuneesta vedenläpäisevyydestä. Sulamisen jälkeen kehittyvä leikkauslujuus ja pienentyvä häiriintymisherkkyys viittaavat siihen, että muutokset saven rakenteessa ovat luonteeltaan pysyviä (Vähäaho 1987).

Jäätymisen ja sulamisen yhteydessä tapahtuvia muutoksia saven ominaisuuksissa päätettiin selvittää laboratorio-olosuhteissa tehdyillä koesarjoilla. Koesarjoissa pyrittiin useaa rinnakkaisnäytettä käyttäen toteamaan jaatymisprosessin aiheuttamia systemaattisia muutoksia hienorakeisen maalajin ominaisuuksissa, sekä näiden vaikutus maalajin alkuperäiseen rakenteeseen. Tutkimusmenetelmät valittiin mahdollisuuksien mukaan niin, että saataisiin selvitettyksi myös riittävän pitkälle ne syyt, jotka näitä muutoksia aiheuttavat.

Laboratoriotutkimusten ohella tehtiin kirjallisuustutkimusta, jolla selvitettiin saven rakennetta ja siihen vaikuttavia tekijöitä. Routimisilmiöön liittyvä kirjallinen selvitys todettiin myös tässä yhteydessä tarpeelliseksi, jotta ymmärretäisiin saven rakenteeseen jäätymisen ja sulamisen aikana kohdistuvia deformatiivisia tekijöitä.

Näytemateriaalina päätettiin tutkimuksessa lopulta käyttää suunnitellun Kylänvanhimmantien alikäytävän alueen savia, koska Vähäaho oli tutkimuksessaan todennut alueen savien olevan homogeenisia ja vahan orgaanista ainesta sisältäviä. Myös näiden savien tilavuuspaino, sekä savi- ja vesipitoisuus ovat tähän tutkimukseen sopivia.

Tutkimus sovittiin suoritettavaksi Turun yliopiston maaperageologian osastolla. Lisätutkimuksia jouduttiin suorittamaan Turun yliopiston geologian ja mineralogian osastolla, materiaalitieteen ja biokemian laitoksilla sekä Åbo akademissa, fyysikaalisen kemian laitoksella.

## 2. TUTKIMUKSEN TARKOITUS

Hienorakeisten maalajien jäätymiseen ja sulamiseen liittyneissä tutkimuksissa (esim. Chamberlain & Gow 1979, Yong et al. 1982, -85 ja Vahäaho 1987 ) on tehty havaintoja muutoksista maalajin rakenteessa. Vahäahon esittämien Oulunkylän savien jäädytyskokeitten yhteydessä tehtyjen saven rakenteeseen liittyneiden välillisten laboratoriokokeiden sekä visuaalisten havaintojen perusteella on syytä uskoa, että jäätymisprosessi saa aikaan pysyviä muutoksia mm. saven mikrorakenteeseen. Muutokset näkyvät ilmeisenä saven raekoon kasvamisena, ja tätä havaintoa tukivat myös kokeissa saadut mm. juoksurajan alenemista ja vedenläpäisevyyden kasvua osoittavat tulokset.

Yong et al. esittävät jäätymisen ja sulamisen aikaansaavan savissa jäätymisaggregaattien muodostumisen, jonka myötä partikkelikokoon liittyvät ominaisuudet muuttuvat. Chamberlain & Gow ovat puolestaan havainneet jäätymisvaiheen negatiivisessa huokosvedenpaineessa syntyvien, kutistumishalkeamien rajoittamien aggregaattien vaikuttavan ratkaisevasti sulavan saven ominaisuuksiin.

Tämän tutkimuksen tarkoituksena on selvittää hienorakeisessa maalajissa jäätymisen ja sulamisen yhteydessä tapahtuvien fyysikaalis-kemiallisten ilmiöiden vaikutusta maalajin rakenteeseen. Tutkimuksessa on keskitytty savipartikkelien valisissa voima-suhteissa tapahtuviin muutoksien selittämiseen, joiden uskotaan vaikuttavan saven mikrorakenteeseen.

Tästä tutkimuksesta ei ole mahdollista yhden tutkijan työpanoksella tehdä yleispätevää, erilaisia savityyppejä koskevaa tutkimusta. Vaikka tutkimusmateriaalina käytettiin vain Helsingin Oulunkylään suunnitellun Kylänvanhimmantien alikäytävän alueen savia, voidaan muiden tutkimusten samansuuntaisten tulosten perusteella olettaa useampien savityyppien käyttäytyvän jäätymisprosessin vaikutuksesta samalla tavoin.

## 3. SAVEN RAKENNE

Suomalaiset savet ovat muodostuneet pääasiassa jääkauden loppuvaiheissa ja sen jälkeisenä postglasiaalikautena. Jääkauden aikana, jaatikon sulamisvaiheissa syntyneet savet ovat rakenteeltaan kerrallisia ns. lustosavia. Tämä tarkoittaa sitä, että niissa on



vertikaalisuunnassa vuoroin karkeammasta aineksesta ja vuoroin hienommasta aineksesta koostuvia kerroksia. Vuodenaikojen vaihtelut vaikuttivat jään sulamisnopeuteen. Paksummat ja karkearakeisemmat kerrokset syntyivät kesällä voimakkaamman sulamisen, ja sen myötä jäätikköjokien kuljettaman runsaamman lietemäärän tuloksena. Talvikausien aikana syntyivät puolestaan ohuemmat ja hienorakeisemmat talvilustot. Tällaista epähomogeenista rakennetta kutsutaan diataktiseksi rakenteeksi (Sauramo 1929, Lappalainen et al. 1985).

Jääkauden jälkeen syntyneet savikerrokset ovat rakenteeltaan pääosin homogeenisia. Eri aikakausina muodostuneissa kerrostumissa on kuitenkin koostumuseroja. Varhaisimpien postglasiaalisavien rakenne saattaa olla heikosti kerrallinen, jolloin niiden rakennetta kutsutaan symmiktiseksi. Postglasiaalisen kauden aikana syntyneet eri savityypit nimetään savikerroksen syntymävaiheen aikaisen Itämeren vaiheen mukaan. Itämeren ollessa merenä, eli sen ollessa yhteydessä valtameriin, siihen kerrostuneet savet ovat suolapitoisempia kuin järvivaiheen aikaiset savet. Ilmaston ollessa lämpimämpi mineraaliaineksen mukana kerrostui myös runsaammin orgaanista ainesta. Lisäksi veden syvyys sedimentaatioalueella vaikutti savien rakenteeseen; syvään veteen eli kauemmas rantavyöhykkeestä sedimentoitui raekooltaan hienompaa ainesta kuin matalaan veteen lähelle rantavyöhykettä (Soveri 1956, Rankama 1964).

Jääkauden loppuvaiheen aikana syntyneet savikerrostumat saavat nimensä silloisen Itämeren vaiheen, Baltian jääjärven mukaan. Postglasiaalisavet nimetään samalla tavoin vanhimman Yoldiameren, Ancyclusjärven ja nuorimman Litorinameren mukaan. Eri Itämeren vaiheiden aikana sedimentoituneet savityypit erotetaan toisistaan niiden mukana kerrostuneiden mikrofossiilien eli siitepölyjen ja piilevien mukaan. Etenkin piilevälajisto on tyypillinen aina tietylle Itämeren vaiheelle. Lisäksi savityypeillä on muita, lähinnä syntyhistoriastaan riippuvia tunnuspiirteitä. Esimerkiksi suolaiseen veteen syntyneet savet muodostavat suurempia partikkelikasaumia eli aggregaatteja kuin makeaan veteen kerrostuneet savet. Taulukossa 1. on esitetty Itämeren vaiheiden aikana syntyneiden eri savityyppien ominaisuuksia (Sauramo 1940, Gardemeister 1975).

Kerrallisten sedimenttien savipitoisuus on yleensä pienempi kuin homogeenisten sedimenttien; lihavimmat savet esiintyvät Yoldiameren aikaisissa kerrostumissa. Humuspitoisuus on nuoremmissa savissa yleensä suurempi, kuin vanhemmissa savissa. Humuspitoisuuden seurauksena syntyneiden humushappojen vaikutuksesta nuoremmat savet ovat näinollen myös happamampia kuin vanhemmat savet. Baltian jääjärven ja Yoldiameren ai-

kana syntyneet savet ovat puolestaan lievästi emäksisiä. Merivaiheiden aikaisten savien suolapitoisuus on luonnollisesti suurempi kuin järvivaiheiden aikana syntyneiden savien suolapitoisuus. Suurimmat huokosveden suolapitoisuudet ovat Litorinasavissa - n. 0,4-0,8 %. Yoldiasavien huokosveden suolapitoisuus on 0,05-0,3 %, Ancyussavien 0,1-0,2 % ja Baltian jäärjärven savien vain 0,01-0,05 % (Gardemeister 1975).

**Taulukko 1. Suomalaisten hienorakeisten sedimenttien ominaisuuksia**

|                                        | Li          | An          | Yo          | Ba          |
|----------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| pH                                     | 5,4 ± 1     | 6,6 ± 7     | 7,1 ± 4     | 7,3 ± 5     |
| Suolapitoisuus %                       | 0,80 ± 1,55 | 0,13 ± 0,10 | 0,13 ± 0,1  | 0,12 ± 0,06 |
| Humuspitoisuus %                       | 3,9 ± 2,0   | 1,0 ± 0,4   | 1,2 ± 0,4   | 0,6 ± 0,2   |
| Savipitoisuus %                        | 40 ± 19     | 42 ± 20     | 64 ± 25     | 34 ± 24     |
| Vesipitoisuus %                        | 94 ± 38     | 71 ± 22     | 76 ± 28     | 51 ± 20     |
| Kiintotiheys $\rho_s$ t/m <sup>3</sup> | 2,58 ± 0,08 | 2,67 ± 0,05 | 2,69 ± 0,05 | 2,69 ± 0,05 |
| Huokosluku $l_0$                       | 2,46 ± 0,91 | 2,00 ± 0,70 | 2,13 ± 0,78 | 1,42 ± 0,56 |

Li Litorinameren kerrostuma

An Ancyusjärven kerrostuma

Yo Yoldiameren kerrostuma

Ba Baltian jäärjärven kerrostuma

Savien vedenläpäisevyys on yleensä hyvin pieni, noin  $10^{-8}$  -  $10^{-10}$  m/s. Glasiaalisavien kerrallisuudesta johtuen saven vertikaalinen vedenläpäisevyys saattaa olla huomattavasti pienempi, kuin sen horisontaalinen vedenläpäisevyys. Siipikairauksella määritettyjen leikkauslujuuksien arvot ovat Suomenlahden alueella olleet Litorinasavilla 5-10 kPa. Vastaavat arvot Ancyus- ja Yoldiasavilla ovat olleet 10-30 kPa (Gardemeister 1975).

### 3.1

#### Savipartikkelit

##### 3.1.1

#### Savien mineralogia

Saven mineraalikoostumukseen vaikuttaa ensisijaisesti aineksen synty tapa. Savien mineraalikoostumuksien erot aiheutuvat jo eroista lähtöaineksissa. Lisäksi postglasiaalisavet ovat jääkauden jälkeisen maankohoamisen myötä joutuneet vedenpinnan yläpuolelle, ja tällöin ovat sadevesi ja siihen liuenneet hiilihapot muuttaneet maasälpä ja kiilteitä rapautumistuotteiksi (Soveri 1951).

### 3.1.1.1

#### Mineraalien alkuperä

Saven sisältämät mineraalit voidaan syntytapansa mukaan jakaa kahteen ryhmään; kallioperästä peräisin oleviin, rapautumattomiin- tai heikosti rapautuneihin primaärimineraaleihin, sekä sekundaärimineraaleihin, jotka ovat syntyneet rapautumis- ja ns. hydrotermisten muutosprosessien yhteydessä ensimmäisen ryhmän mineraaleista. Sekundaärimineraaleihin kuuluvat varsinaiset savimineraalit (Grim 1968).

Kallioperästä lähtöisin ovat mm. kvartsi, maasälvät, kiilteet, pyrokseenit ja amfibolit. Suhteellisesti näitä mineraaleja esiintyy eniten kerrallisissa savissa. Eräät mineraalit kestävät rapautumista melko hyvin, kuten kvartsi ja jotkut maasälvät, joskin niillä raekoko on huomattavasti pienempi kuin terveellä kiviaineksella. Näitä kivimineraaleja kutsutaan residuaalisiksi mineraaleiksi, eli primaäriainekseksi. Rapautumisasteen lisääntyessä kvartsin osuus pysyy vakiona, mutta muiden, helpommin rapautuvien osuus vähenee (Soveri 1951, Grim 1968).

Varsinaiset savimineraalit ovat ns. hydrolysaatteja. Ne ovat syntyneet kemialliseen rapautumiseen kuuluvien hydrolysaatio-reaktioiden tuloksena. Ne ovat saven ominaisuuksiin eniten vaikuttavia kiinteitä aineosia. Savimineraalien osuus savissa vaihtelee lähes nollasta aina sataan prosenttiin asti. Savimineraalien kiteytymisaste voi vaihdella lähes amorfisesta aineksestä täysin kehittyneeseen ideaaliseen kiderakenteeseen (Grim 1968, Millot 1970).

### 3.1.1.2

#### Savimineraalit

Savimineraalit ovat kiderakenteeltaan verkkosilikaatteja, eli ovat rakenteeltaan samanlaisia kuin useimmat kiillemineraalit. Savimineraalit tosin ovat kidekooltaan huomattavasti pienempiä. Verkkosilikaatti- nimitys tulee siitä, että toisen savimineraalien rakennekerroksen, tetraedrilevyn ( $\text{Si}_2\text{O}_4$ -tetraedri) molekyylit ovat järjestyneet tasoverkoksi, jonka kuviointi on kuusikulmainen (Grim 1968, Millot 1970).

Savimineraalit ovat rakentuneet levymaisista pii-happi-tetraedreistä ( $\text{Si}_2\text{O}_4$ ) ja alumiini-hydroksyyli-oktaedreistä ( $\text{Al}_2(\text{OH})_6$ ) (kuva 1). Nämä rakennekerrokset ovat puolestaan koostuneet molekyyleistä, atomeista ja ioneista, ja kerrokset ovat liittyneet toisiinsa sähköisten vetovoimien avulla. Vetovoimia on kahta

tyyppiä: Sähköstaattiset Coulombin voimat esiintyvät kahden erimerkkisesti varautuneen kappaleen välillä, ja ns. vaihtovoimat (exchange forces) esiintyvät kahden naapuriatomin välillä kun näillä on yhteinen elektroni. Edellisessä tapauksessa sidos on tyypiltään ionisidos ja jälkimmäisessä tapauksessa metallisidos (Grim 1968).

Yleisimmät savimineraalien rakennekerroksia muodostavat yksiköt ovat  $\text{Si}^{4+}$  ( $\varnothing$  0.08 nm),  $\text{Al}^{3+}$  ( $\varnothing$  0.1 nm),  $\text{OH}^-$  ( $\varnothing$  0.26 nm) ja  $\text{O}^{2-}$  ( $\varnothing$  0.27 nm). Rakennekerroksista toinen, tetraedrilevy on muodostunut siten, että keskusatomina on pii ja siihen on liittynyt kärkiatomeiksi neljä happiatomia. Toisessa rakennekerroksessa, oktaedrilevyssä on keskusatomina alumiini ja kärkiatomeina kuusi hydroksyyliryhmää (kuva 1, Grim 1968, Smart & Tovey 1982).

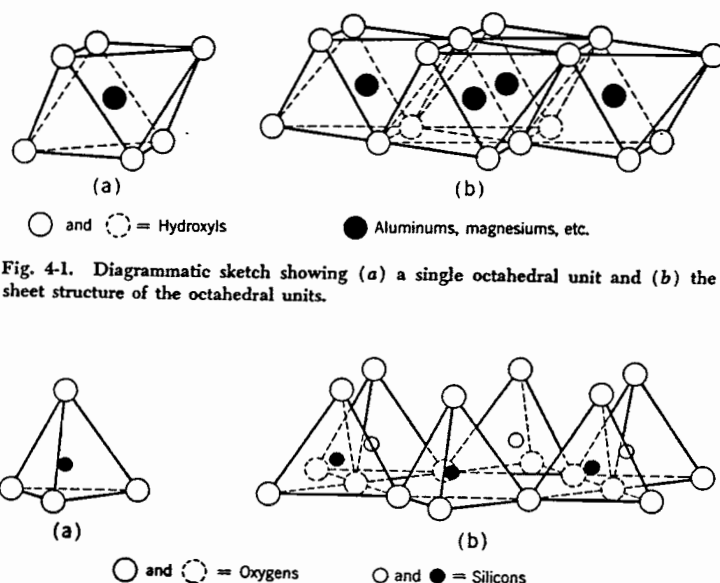


Fig. 4-1. Diagrammatic sketch showing (a) a single octahedral unit and (b) the sheet structure of the octahedral units.

Kuva 1. a. Tetraedrilevyn ja b. Oktaedrilevyn rakenne (Grim 1968).

Tetraedri- ja oktaedrilevyt ovat kiinnittyneet toisiinsa muodostaen savimineraalin kerrosyksikön (unit layer). Kerrosyksikön rakenne ja yksiköiden liittymistapa toisiin samanlaisiin yksiköihin on kullekin savimineraaliryhmälle ominainen. Tetraedri- ja oktaedrilevyjen keskinäisen järjestyksen mukaan kerrosyksiköitä on kolmea tyyppiä (Grim 1968):

1:1- rakenne, jonka muodostavat yksi tetraedri- ja yksioktaedrikerros

2:1- rakenne, jonka muodostavat kaksi tetraedrikerrosta ja niiden välissä oleva oktaedrikerros

2:2- rakenne, jossa tetraedri-oktaedri-tetraedri- tyyppiin liittyy vielä yksi oktaedrikerros

Kerrosyksiköiden välillä esiintyy neljää eri sidostyyppiä kerrosyksikkötyypistä riippuen. Yleisimpiä ovat van der Waalsin sidokset eli sivuvalenssivoimien aiheuttamat sidokset, jotka ovat ominaisia kaikille savimineraalityypeille. Materiayksiköiden väliset sivuvalenssivoimat johtuvat dipolisten kappaleiden sähköisistä momenteista. Nämä dipolien väliset voimat voivat olla joko veto- tai hylkimisvoimia riippuen niiden suhteellisesta asemasta. Summavaikutuksena syntyy kuitenkin aina vetovoimaa. Muut kolme sidostyyppiä ovat vetysidos, vaihtumattomien ionien aiheuttamat sidokset sekä vaihtuvien ionien aiheuttamat sidokset. 1:1- tyyppisessä kerrosyksikössä sidosvoimana on vetysidos. 2:1- tyyppisessä isomorfisen korvautumisen aiheuttama negatiivinen varaus saa aikaan kationien adsorption yksiköiden välitilaan, mikä puolestaan aiheuttaa ionisidoksen syntymisen yksiköiden välille (Leonards 1962).

### 3.1.1.3

#### Savimineraaliryhmät

Kerrosyksikkötyypin ja kerrosyksiköiden yhteeliittymistavan perusteella savimineraalit luokitellaan eri savimineraaliryhmiksi. Yleisimmät savimineraaliryhmiät ovat kaoliniittiryhmä, smektiittiryhmä eli montmorilloniittiryhmä, kloriittiryhmä, illiittiryhmä eli kiilleryhmä sekä vermikuliittiryhmä. Lisäksi on olemassa amorfisia savimineraaleja sekä ns. seoshilamineraaleja, jotka ovat koostuneet kahden tai useamman mineraaliryhmän sekoituksena. Suomalaisittain harvinaisia savimineraaliryhmiä ovat halloysiitit ja sepioliitti-palygorskiitti-attapulgiitit. Kotimaiset savet koostuvat pääosin kloriitti-, illiitti- ja vermikuliittiryhmien mineraaleista. Myös seoshilamineraaleja ja amorfisia mineraaleja on jonkin verran savissamme. Kaoliniitti- ja smektiittiryhmän mineraalit ovat suomalaisissa sedimenttisavissa jokseenkin harvinaisia. Kalliosavissa näitä mineraaleja on runsaammin (Millot 1970, Sipola 1974).

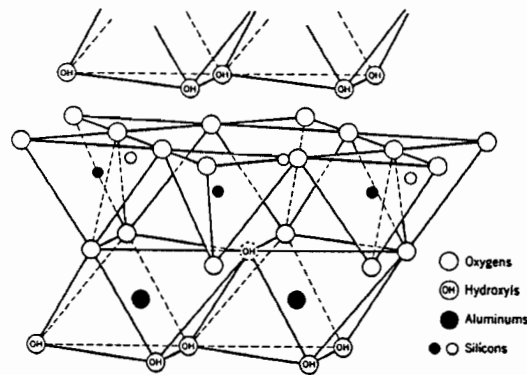
Grim luokittelee savimineraalit rakenteen ja muodon perusteella. Pääryhmiä on hänen luokittelussaan kaksi; amorfiset- ja kiteiset savimineraalit. Jälkimmäinen ryhmä voidaan jakaa alaluokkiin mineraalien kerrosyksikkörakenteen mukaan seuraavasti:

- A. Kaksikerroksiset (kaksi erilaista yksikkökerrosta)
  - 1. Tasasuuret
    - Kaoliniittiryhmä
  - 2. Pitkänomaiset
    - Halloysiittiryhmä
- B. Kolmikerroksiset (kaksi tetraedrikerrosta ja yksi oktaedrikerros)
  - 1. Laajentuvahilaiset
    - a. Tasasuuret
      - Montmorilloniittiryhmä
      - Vermikuliittiryhmä
    - b. Pitkänomaiset
      - Osa montmorilloniittiryhmästä
  - 2. Kiinteähilaiset
    - Illiittiryhmä
- C. Säännölliset seoshilamineraalit (säännönmukaisesti vaihteleva kerrosrakenne)
  - Kloriittiryhmä
- D. Ketjurakenteiset (sarvivalketyyppiset pii-tetraedriketjut, jotka ovat liittyneet Al- ja Mg-atomeja sisältävien happi- ja hydroksyylioktaedrien avulla)
  - Attapulgiitti
  - Sepioliitti
  - Palygorskiitti

#### Kaoliniittiryhmä:

Kaoliniittiryhmän mineraalit ovat rakenteeltaan yksinkertaisimpia savimineraaleja. Kerrosyksikkö on 1:1- tyyppinen, ja eri yksiköt ovat liittyneet toisiinsa lujan vetysidoksen avulla muodostaen pakkamaisen savipartikkelin (kuva 2). Kerrosyksiköiden valinen etäisyys hilamitta on kaoliniiteilla 7 Å. Kaoliniitti on tämän ryhmän tärkein mineraali, ja se on maasälpien muuttumistulos. Kaoliniittiryhmän mineraaleja esiintyy sekä sedimenttisavissa että kalliosavissa. Suomessa kaoliniitit ovat kuitenkin suhteellisen harvinaisia, ja niitä tavataankin meillä yleisimmin kallioissa rapautumiskerroksessa ja sisäisissä savijuonissa. Kaoliniittien yksinkertaisen ja lujan rakenteen vuoksi niiden ominaispinta-ala- ja ioninvaihtoarvot ovat pienempiä kuin muilla savimineraaleilla (Grim 1968, Sippola 1974).



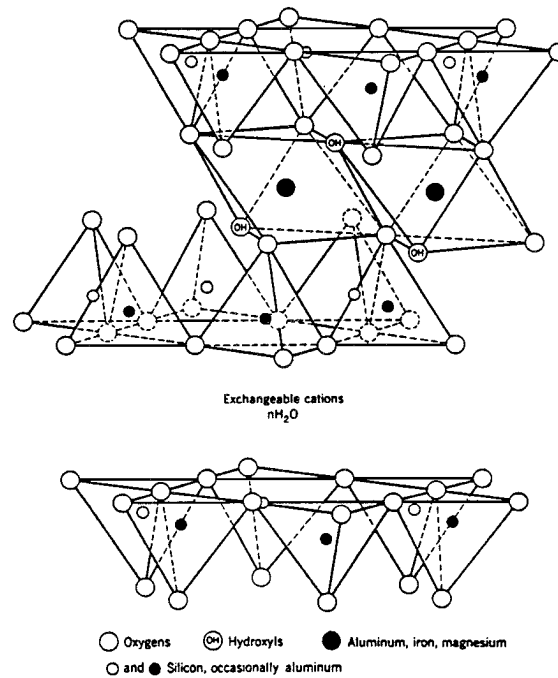


**Kuva 2. Kaoliniittiryhmän savimineraalien rakenne (Grim 1968)**

### **Smektiittiryhmä (Montmorilloniittiryhmä):**

Smektiittiryhmän mineraalien kerrosyksikkörakenne on tyyppiä 2:1 ja kerrosyksiköitä sitoo toisiinsa yksiköiden väliin adsorpoituneet hydratoituneet ionit ja vesimolekyylit (kuva 3). Montmorillonittien kerrosyksiköiden välinen etäisyys eli sen hilamitta on normaalitilassa 12-14 Å. Isomorfisen korvautumisen aiheuttaman sähköisen epästabiilisuuden smektiittiryhmän mineraalit pyrkivät tasapainottamaan adsorpoimalla partikkelien pinnalle, ja myös kerrosyksiköittensä väliin, vaihtokykyisiä ioneja ja dipoli-luonteista vettä. Veden kiinnittyessä kerrosyksiköiden väliin ns. suuntautuneeksi vedeksi kasvaa mineraalin hilamitta ja mineraali paisuu. Smektiittiryhmän mineraaleja kutsutaan tämän ominaisuutensa vuoksi paisuvahilaisiksi savimineraaleiksi. Paisumispaaine saattaa olla huomattavan suuri, jonka vuoksi esim. smektiittejä sisältävät kallioruhjeet saattavat vaikeuttaa louhintaa huomattavasti (Grim 1968, Kauranne et al. 1972).

Smektiittiryhmää kutsutaan myös montmorilloniittiryhmäksi samannimisen savimineraalin mukaan. Smektiittien ominaispinta-ala- ja ioninvaihtoarvot ovat niiden rakenteen johdosta suuremmat kuin muilla savimineraaleilla (taulukko 2). Smektiitit ovat Suomessa harvinaisia (Grim 1968, Sippola 1974).

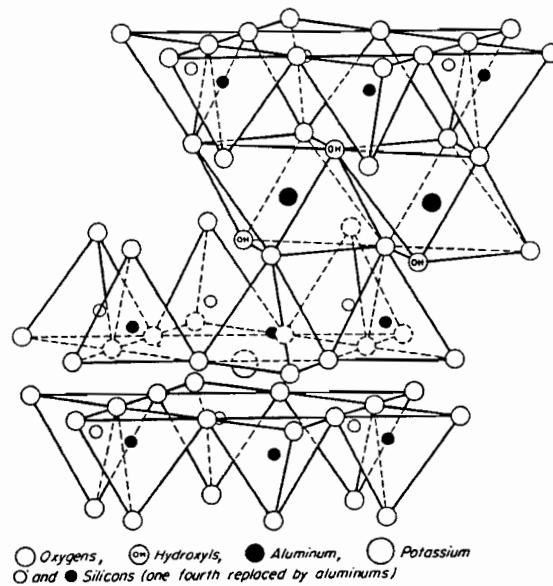


**Kuva 3. Smektiittiryhmän savimineraalien rakenne (Grim 1968)**

### **Illiittiryhmä (Kiilleryhmä):**

Illiittiryhmän mineraalit ovat koostuneet 2:1- kerrosyksikoistä, jotka ovat liittyneet toisiinsa vaihtumattomien kaliumionien välityksellä (kuva 4). Illiittien rakenne on periaatteessa samanlainen kuin smektiittien rakenne. Kerrosyksiköiden sidoksena oleva kaliumioni ei kuitenkaan ole vaihtokykyinen, joten yksiköiden väliin ei adsorpoidu muita ioneja eikä vettä. Tämän vuoksi illiittimineraalit eivät ole paisuvahilaisia. Tämän mineraaliryhmän tärkein hilamitta on 10 Å (Grim 1968, van Olphen 1963).

Illiittiryhmään kuuluvat maasalpien ja kiilteiden muuttumistuloksena syntyneet illiitit. Illiitit rapautuvat kaoliniitiksi, ja myös vermikuliitit ovat illiittien rapautumistuotteita. Illiitit ovat yleisimpiä savimineraaleja. Suomessa illittejä tavataan kaikissa savityypeissä ja lisäksi niitä on myös moreenin hienoaineksessa (Sippola 1974).



**Kuva 4. Illiittiryhmän savimineraalien rakenne (Grim 1968)**

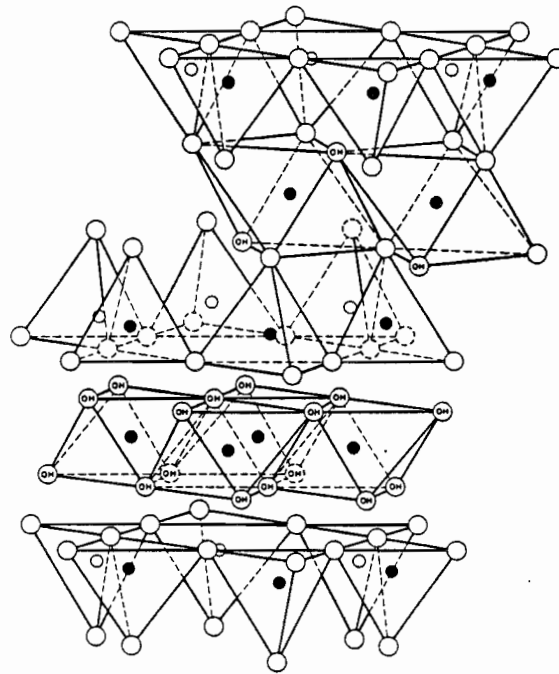
#### Kloriittiryhmä:

Kloriittiryhmän savimineraalit ovat koostuneet 2:2- tyyppisestä kerrosyksikkörakenteesta, jossa 2:1- tyyppisten kerrosyksiköiden väliin on liittynyt ionisidoksen avulla yksi ylimääräinen oktaedrikerros (kuva 5). Kloriittien hilamitta on 14 Å. Kloriittiryhmän mineraalit syntyvät sarvivalkkeen ja biotiitin muuttumistuloksena, jonka vuoksi kloriitit ovat yleensä vihertäviä. Kloriitit ovat illiittien ohella yleisimpiä savimineraaleja Suomessa, ja niitä tavataan myös kalliosavissa ja kallioruhjeissa (Soveri 1956, Grim 1968).

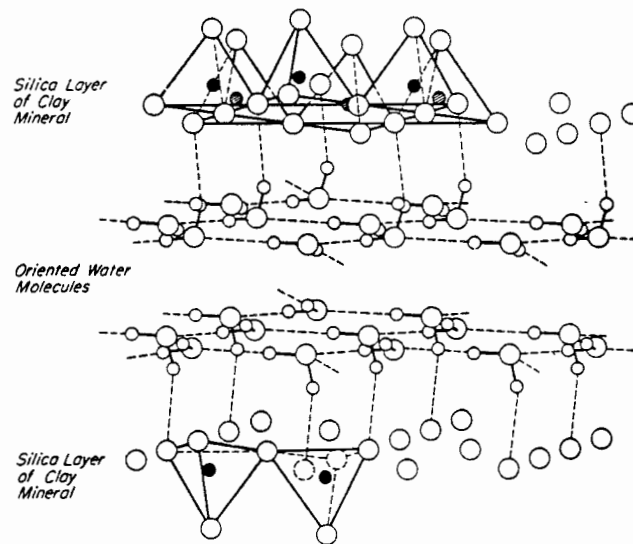
#### Vermikuliittiryhmä:

Tämän ryhmän muodostavat ne savimineraalit, joiden kerrosyksiköt ovat tyyppiä 2:1 ja liittyneet toisiinsa yksiköiden väliin adsorpoituneiden hydratoituneiden vaihtokkyisten ionien tai suuntautuneiden vesimolekyylien välityksellä. Vermikuliittien tärkein hilamitta on 10-14 Å. (kuva 6, Grim 1968).

Vermikuliittia syntyy biotiitin rapautuessa. Lisäksi illiitti rapautuu vermikuliitiksi siten, että kerrosyksiköiden välit aukeavat, ja kaliumionin ( $K^+$ ) tilalle tulee magnesiumioni ( $Mg^{2+}$ ). Vermikuliitit ovat yleisiä savimineraaleja Suomessakin. Sen avonainen rakenne, jossa ionien vaihtumista tapahtuu myös kerrosyksiköiden välissä, aiheuttaa sen, että mineraalilla on suhteellisen suuri ominaispinta-ala ja ioninvaihtokapasiteetti (taulukko 2).



Kuva 5. Kloriittiryhmän savimineraalien rakenne (Grim 1968)



Kuva 6. Vermikuliittiryhmän savimineraalien rakenne (Grim 1968)

#### Seoshilamineraalit:

Savimineraalit esiintyvät myös ns. seoshilamineraaleina. Tällaisissa mineraaleissa kerrosyksiköt vuorottelevat joko säännöllisesti tai epäsäännöllisesti. Ne muodostuvat yleensä kahdesta tai

kolmesta savimineraalityypistä. Suomessa yleisin seoshilamine-raalityyppi on sedimenttisavissa esiintyvä kloriitti-illiitti-yhdistelmä. Kalliosavissa taas tavataan smektiitti-kloriitti-yhdistelmää (Sippola 1974).

**Taulukko 2. Yleisimpien savimineraalien ioninvaihtokapasiteetti ja ominaispinta-ala (Grim 1968, Kujala 1985)**

| Mineraali         | Ioninvaihtokapasiteetti me/100 g | Ominaispinta-ala m <sup>2</sup> /g |
|-------------------|----------------------------------|------------------------------------|
| Kaoliniitti       | 3—15                             | 10—20                              |
| Montmorilloniitti | 80—150                           | 700—840                            |
| Illiitti          | 10—40                            | 65—100                             |
| Vermikuliitti     | 100—150                          | 870                                |
| Kloriitti         | 10—40                            | 80                                 |

### 3.1.2

#### Savipartikkelien fysikaalis-kemialliset ominaisuudet

Savipartikkeleiksi lasketaan kaikki halkaisijaltaan alle 2 µm kokoiset partikkelit. Todellisuudessa savipartikkelit ovat yleensä muodoltaan litteitä, "kaurahiutalemaisia". Pallomaisen, halkaisijaltaan alle 2 µm rakeen ominaisuuksia, kuten massaa ja termistä nopeutta vedessä, vastaavan savipartikkelin suurin dimensio on n. 10 µm (Smart & Tovey 1982).

Savipartikkelien käyttäytyminen nesteessä (vedessä) muuttuu huomattavasti raekoon pienentyessä alle 1 µm:n. Tätä raekokoa pienemmät partikkelit näet pysyvät dispergoituneina eivätkä sedimentoidu. Dispersiota kutsutaan kolloidiseksi liuokseksi (colloid solution, sol), ja näitä pieniä partikkelita kolloideiksi. Suurempien savipartikkelien dispersiota nesteessä kutsutaan suspensioksi eli lietteeksi ja nämä partikkelit sedimentoituvat kohdalaisen ajan kuluessa (van Olphen 1963).

Alle 1 µm:n kokoisten partikkelien kolloidisen luonteen vuoksi niihin kohdistuvista voimista gravitaatiovoimia tärkeämpiä ovat ne voimat, jotka liittyvät partikkelien pintojen ominaisuuksiin (McConnachie 1971).

Partikkelien valiset pintavoimat tulevat sitä määräävämmiksi, mitä pienempi partikkelien raekoko on. Raekoon pieneminen mm. lisää huomattavasti maalajin ominaispinta-alaa, eli partikkelien yhteenlaskettua pinta-alaa painoyksikköä kohti. Savilla

ominaispinta-alan suuruus vaihtelee mineraalikoostumuksen mukaan kaoliniitin n.  $10 \text{ m}^2/\text{g}$  montmorilloniitin n.  $800 \text{ m}^2/\text{g}$  (taulukko 2).

### 3.1.2.1.

#### Partikkelien sähköinen kokonaisvaraus

Partikkelien pintoihin liittyvistä voimista tärkeimpiä ovat sähkövarauksellisten kappaleiden väliset sähköstaattiset voimat eli Coulombin voimat. Coulombin lain mukaan sähkövarausten välillä vaikuttava voima on suoraan verrannollinen varausten tuloon ja kääntäen verrannollinen niiden väliseen etäisyyteen. Samanmerkkisten varausten välillä vaikuttava voima on työntövoimaa, ja erimerkkisten varausten välillä vetovoimaa (Paavola & Lehtinen 1982).

Ideaalisissa olosuhteissa savipartikkelit ovat sähköisesti neutraaleja, eli niiden kokonaisvaraus (net charge) on nolla. Kuitenkin savipartikkelit ovat yleensä negatiivisesti varautuneita. Negatiivisen kokonaisvarauksen suuruus vaihtelee eri savipartikkeleilla sen aiheuttavien tekijöiden mukaan. Varaustiheys voi olla epätasaisesti jakautunut partikkelin pinnalle - jopa niin, että jotkut pinnan osat ovat negatiivisesti- ja jotkut osat positiivisesti varautuneita (Helfferich 1962).

Tärkein varauksen aiheuttaja on savimineraalien rakennekerroksissa tapahtunut isomorfinen korvautuminen. Tässä tapahtumassa kiderakenteessa oleva korkeampivalenssinen kationi korvautuu alempivalenssisella kationilla. Seurauksena kidehilan jää negatiivisen varauksen ylijäämä. Varausepätasapaino pyrkii neutraloitumaan siten, että mineraali adsorpoi pinnalleen positiivisesti varautuneita ioneja eli kationeja (Helfferich 1962).

Partikkelin varautumista aiheuttaa myös rakennekerrosten reunoilla epäjatkua ja täten epätäydellinen kideristikko. Kationit ja anionit kiderakenteen reunoilla aiheuttavat ymparistöonsa tyydyttämättömän elektrostaattisen varauksen. Särkyneissä sidoksissa (reunoilla) paljastuneet hydroksyyliyhdytysryhmät ( $\text{OH}^-$ ) voivat luovuttaa vetyionin ( $\text{H}^+$ ), joka korvautuu toisella kationilla. Myös joissakin olosuhteissa kiderakenteeseen kuuluvat ionit, kuten alumiini tulevat vaihtokäytännöiksi, eli siirtyvät "vaihtoalueelle" (Gillot 1987).



**Isomorfinen korvautuminen:**

Isomorfisessa korvautumisessa tetraedrikerroksen pii ( $\text{Si}^{4+}$ ) korvautuu alumiinilla ( $\text{Al}^{3+}$ ) ja oktaedrikerroksen alumiini korvautuu magnesiumilla ( $\text{Mg}^{2+}$ ) tai raudalla ( $\text{Fe}^{2+}$ ). Taulukossa 3 on esitetty eraiden ideaaliolosuhteissa olevien 1:1- (kaoliniitti) ja 2:1- tyyppisten (pyrofylliitti) savimineraalien kiderakenteen ionien varaukset (Grim 1968).

**Taulukko 3 a: Kaoliniitin kidehilan ionien ideaalinen varaus (kerrosyksiköiden sidokset vetysidoksia)**

|              | ioni                         | varaus |
|--------------|------------------------------|--------|
| tetraedrinen | $6\text{O}^{2-}$             | -12    |
|              | $4\text{Si}^{4+}$            | +16    |
|              | $4\text{O}^{2-}2\text{OH}^-$ | -10    |
| oktaedrinen  | $4\text{Al}^{3+}$            | +12    |
|              | $6\text{OH}^-$               | -6     |

**Taulukko 3 b: Pyrofylliitin kidehilan ionien ideaalinen varaus (kerrosyksiköiden sidokset sivuvalenssivoimien sidoksia)**

|              | ioni                         | varaus |
|--------------|------------------------------|--------|
| tetraedrinen | $6\text{O}^{2-}$             | -12    |
|              | $4\text{Si}^{4+}$            | +16    |
|              | $4\text{O}^{2-}2\text{OH}^-$ | -10    |
| oktaedrinen  | $4\text{Al}^{3+}$            | +12    |
|              | $4\text{O}^{2-}2\text{OH}^-$ | -10    |
| tetraedrinen | $4\text{Si}^{4+}$            | +16    |
|              | $6\text{O}^{2-}$             | -12    |

Kaoliniiteissa esiintyy hyvin vähän isomorfista korvautumista. Illiittien negatiivinen varaus on seurauksena tetraedrilevyn piin korvautumisesta alumiinilla; yleensä noin 20 % pii-ioneista on korvautunut. Negatiivinen kokonaisvaraus on osittain kompensoitunut kerrosyksiköiden välissä sidoksina olevien vaihtumattomien kaliumionien toimesta. Montmorilloniiteilla korvautuminen on yleisempää kuin muilla savimineraaleilla, ja sitä tapah-

tuu sekä tetraedri- että oktaedrilevyjen kiderakenteessa. Montmorillonitilla ja vermikuliitilla n. 80 % pintavarauksesta aiheutuu isomorfisesta korvautumisesta (Grim 1968, Smart & Tovey 1982).

Isomorfinen korvautuminen aiheuttaa partikkelin pinnan negatiivisen varauksen vaikka korvautuminen tapahtuukin kiderakenteen sisällä, sillä staattinen sähkö asettuu aina kappaleen pinnalle siten, että jokaiseen varausyksikköön vaikuttavien voimien resultantti on kohtisuorassa pintaa vastaan. Isomorfinen korvautuminen on mineraaleilla luonteeltaan pysyvää ja se on riippumaton ympäröivistä olosuhteista. Isomorfisen korvautumisen aiheuttama negatiivinen varaus esiintyy usein kiteen sivuakselien tasossa (Helfferich 1962).

#### Reunavaraus:

Reunavaraus (edge charge) ilmenee partikkelien reunoilla, ja voi olla joko positiivinen tai negatiivinen. Atomirakenne on reunojen alueella erilainen kuin sivupinnoilla. Levyjen reunoissa oktaedriset alumiinikerrokset ja tetraedriset piikerrokset ovat epäjatkuvia, primääriset sidokset ovat murtuneet. Tilanne on samanlainen, kuin pii- ja aluminiumoksidipartikkeleilla. Tällaisilla pinnoilla sähköisen kaksoiskerroksen kehittyminen on seurauksena ns. potentiaalin määräävien ionien adsorptiosta (van Olphen 1963).

Särkyneen oktaedrilevyn reunan rakennetta voidaan verrata aluminiumoksidi- partikkelin pinnan rakenteeseen. Happamissa olosuhteissa, joissa alumiini-ioni ( $\text{Al}^{3+}$ ) on potentiaalin määräävä ioni kehittyä positiivisesti varautunut kaksoiskerros, ja alkaalissa oloissa hydroksyyli-ionin ( $\text{OH}^-$ ) vaikutuksesta negatiivisesti varautunut kaksoiskerros. Varauksen ei välttämättä ole nolla neutraalissa liuoksessa, eli pH 7:ssä, vaan se vaihtelee kiderakenteen mukaan. Tämän vuoksi on mahdollista, että partikkelien reunojen esillä olevien aluminiumoksidilevyjen pintoihin voi kehittyä positiivinen varaus myös neutraaleissa savissa. Tämän kaksoiskerroksen positiivinen varaus kasvaa pH:n pienentyessä, ja sen varaus voi toisaalta muuttua negatiiviseksi pH:n kasvaessa (van Olphen 1963).

Se osa reunaa, jossa särkynyt tetraedrikerros on esillä, käyttäytyy piioksidin partikkelin tavoin. Vaikka piioksidin pintavarauksen on yleensä negatiivinen, sen tiedetään muuttuvan positiiviseksi suspension sisältäessä vähäisen määrän alumiini-ioneja. Koska tasapainoisessa savisuspensiossa voi olla alumiini-ioneja savien vähäisen liukenemisen seurauksena, oletetaan reunojen piiker-

rosten pinnalle kehittyvän positiivisen varauksen. Lisäksi on havaittu, että tetraedrikerrokset murtuvat helpommin sieltä, missä alumiini-ionit ovat korvanneet piin. Tällöin esillä olevan tetraedrikerroksen käyttäytyminen on verrattavissa paremminkin aluminiumoksidin pinnan käyttäytymiseen. Sopivissa oloissa koko partikkelin reunapinta saa positiivisen varauksen (van Olphen 1963).

Negatiivisen reunavarauksen saattaa myös aiheuttaa vetyionien ( $H^+$ ) vajoaus tetraedrikerroksessa. Vetyionikonsentraation pienen-  
tyessä eli pH:n kasvessa suurenee reunojen negatiivinen varaus, mikä puolestaan lisää saven kationinvaihtokapasiteettia. Kun pH laskee alle 7 kasvaa vetyionikonsentraatio, ja vetyioneita adsorpoituu oktaedrikerrokseen aiheuttaen positiivisen varauksen partikkelien reunoihin. Tämän myötä kationinvaihtokapasiteetti pienenee. Schofield ja Samson (1954) ja van Olphen (1963) osoittivat tämän ilmiön vaikutuksen kaoliniitilla ja montmorilloniitilla. Tällä tavoin varautuneet alueet pyrkivät neutraloitumaan siten, että ne alhaisissa pH-olosuhteissa adsorpoivat huokosvedessä ylimääränä olevia vety-ioneja, ja emäksisissä oloissa ne puolestaan luovuttavat vetyionin.

Wiklander (1964) esittää, että reunoilta särkyneiden tetraedrikerrosten pii sitoo alkaalisissa liuoksissa hydroksyyli-ioneja, jolloin tämä aiheuttaa negatiivisen varauksen hilaan. Positiiviset varaukset syntyvät reunoilla esillä olevien särkyneiden oktaedrikerrosten vastaanottaessa vetyioneja happamissa liuoksissa.

### 3.1.3 Kationinvaihto

Saven kationinvaihtokykyä kuvataan kationinvaihtokapasiteetilla, joka on niiden vaihtokykyisten kationien kokonaissumma, jotka savimineraali voi adsorpoida. Koska jokainen kationi liittyy partikkelin pinnan negatiivisesti varautuneeseen alueeseen voidaan partikkelin negatiivista kokonaisvarausta pitää likimain yhtäsuurena kuin sen kationinvaihtokapasiteettiä. Saven kationinvaihtokapasiteetti ilmoitetaan mittausmenetelmästä johtuen milliekvivalentteina sataa grammaa kuiva-ainesta kohti (Helfferich 1962).

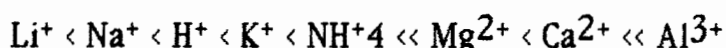
Kationinvaihtokapasiteetti suurenee raekoon pienentyessä ja ominaispinta-alan kasvaessa. Raekoon pienentyminen vaikuttaa kationinvaihtokapasiteettiin eniten kaoliniiteilla ja illiiteillä, joiden kationiadsorptio aiheutuu pääosin partikkelien reunavarauksista. Raekoon pienentyessä reunojen suhteellinen osuus kasvaa. Suurimmat ioninvaihtokapasiteetin arvot ovat montmorilloniiteilla ja vermikuliiteilla. Tähän on syynä se, että näillä savimineraaliryhmillä kationinvaihtoa tapahtuu partikkelien ulkopinnan lisäksi myös kerrosyksiköiden välissä. Näillä mineraaleilla n. 80 % kationiadsorptiosta aiheutuu isomorfisesta korvautumisesta ja n. 20 % reunavarauksista. Raekoon pieneneminen ei lisää kationinvaihtokapasiteettia niin ratkaisevasti kuin kaoliniitilla ja illiitillä (Grim 1968).

### 3.1.3.1

#### Kationinvaihtomekanismit

Mitkä tahansa mineraaleihin sitoutuneet kationit voivat vaihtua toisiin kationeihin. Yleisesti ottaen ionit vaihtuvat toisiin ioneihin sitä helpommin, mitä suurempi tilalle tulevan ionin konsentraatio liuoksessa on ja mitä korkeampi on tämän ionin valenssi (Grim 1968).

Korkeampivalenssiset ionit ovat myös voimakkaammin sitoutuneet partikkelien pintaan kuin alempivalenssiset ionit, jonka vuoksi näiden syrjäyttämiseen vaaditaan suurempi energia. Ionien sidosvoimakkuus ja samalla vaadittava syrjäytysenergia kasvavat seuraavan sarjan mukaan:



Järjestys ei ole absoluuttinen, vaan riippuu kyseisestä mineraalista ja vallitsevista olosuhteista. Kiinnittymisvoimakkuuteen vaikuttaa ionin valenssi Coulombin lain mukaan seuraavasti: Sähkökentässä  $E$  olevaan varaukseen  $Q$  vaikuttaa voima  $F$ , jonka suuruus on  $F = QE$ . Yksivalenssisen kationin varaus on sama, kuin alkeisvaraus  $e$  ( $1.60 \times 10^{-9}$  As). Kaksivalenssisen ionin varaus on  $2e$  jne. (Young & Warkentin 1975, Paavola & Lehtinen 1982).

Ioninvaihtoreaktiot ovat palautuvia. Ionien valikoituvuus (selectivity) on kationinvaihtomekanismeissa esitetty tapahtuvan niin, että etusijalla ovat (muiden ominaisuuksien ollessa samoja) ne kationit, joiden hydratoitunut säde on pieni. Kun kaksi samanvalenssista kationia on vaihtoreaktiossa mukana, suurin korvautumisvoima on sillä kationilla, jonka on vähiten hydratoitunut.

Pienin hydratoitunut säde on yleensä ionilla, jonka säde kiinteässä muodossa on suurin. Tällaiset ionit asettuvat hyvin lähelle pintaa (Helfferich 1963, Gillot 1986).

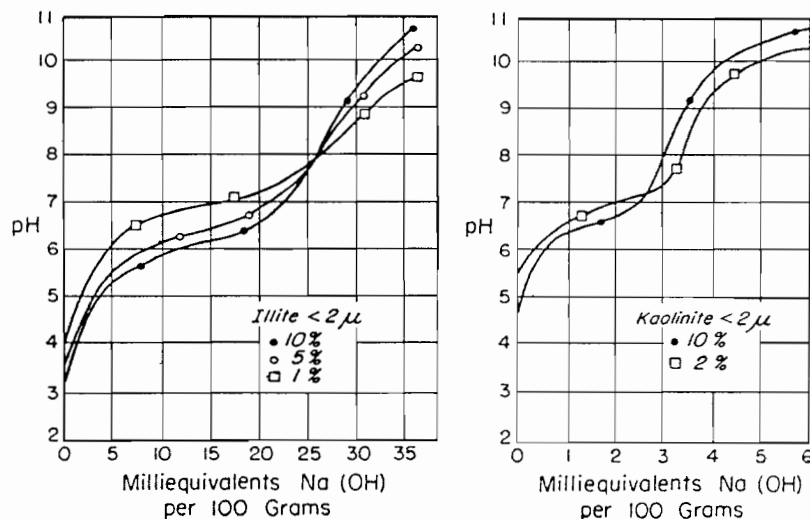
### 3.1.3.2

#### Muita ioninvaihtokapasiteettiin vaikuttavia tekijöitä

Edellisissä luvuissa on esitetty happamuuden vaikutusta partikkelien pintavarauksiin ja sen myötä ioniadsorptioon. Yleisesti ottaen kationinvaihtokapasiteetti kasvaa pH:n kasvaessa, ja anioninvaihtokapasiteetti kasvaa pH:n pienentyessä (kuva 7, Grim 1968).

Myös savissa olevat amorfiset komponentit ovat mukana kationinvaihtoreaktioissa. Tietyt geelimäiset aineet, kuten aluminiumoksidi reagoivat pH:n muutoksiin siten, että ne happamissa olosuhteissa saavat positiivisen varauksen ja emäksisissä oloissa negatiivisen varauksen. Happamat olosuhteet lisäävät anioninvaihtokapasiteettia ja emäksiset olosuhteet kationinvaihtokapasiteettia (Wada 1977, Gillot 1986).

Tällaisia komponentteja esiintyy savien aktiivisen rapautumisen yhteydessä. Niillä uskotaan olevan merkittävä vaikutus saven kokonaisvarauksen muutokseen pH:n muuttuessa. Tietyssä happamuudessa saven positiiviset ja negatiiviset varaukset ovat tasapainossa keskenään. Tätä pH:n arvoa kutsutaan isoelektriseksi pisteeksi (Gillot 1986).



Kuva 7. Saven pH:n muutos NaOH titrauksessa;  
a. Illiitti, b. Kaoliniitti

## 3.2

### Savi-vesi- systeemi

#### 3.2.1

##### Veden esiintymismuodot savissa

Hienorakeisissa maalajeissa esiintyy vettä kolmessa eri muodossa: Vapaana- eli gravitaatiovetenä, kapillaarivetenä ja adsorptiovetenä. Vapaata vettä, joka liikkuu huokosissa painovoiman vaikutuksesta, on savissa suhteellisen vähän vain suurikoisimmissa huokosissa. Kapillaarivesi kiinnittyy maarakeiden välisiin tiloihin pääasiassa pintajännityksen vaikutuksesta. Savien huokostila on yleensä kokonaan kapillaariveden täyttämä. Adsorptiovesi on vesimolekyylien ja partikkelin välisten sähköstaattisten kiinnevoimien vaikutuksesta partikkelien ympärille sitomaa vettä. Näiden vesityyppien lisäksi savimineraaleissa esiintyy rakenneosana ns. kidevetä.

Lambe (1958) esittää vesiluokittelun sen mukaan kuinka suuri on vesimolekyylien ja partikkelin välinen vetovoima: Lähinnä partikkeliä on adsorptiovetä, joka on kiinnittynyt lujimmin savi-partikkeleihin. Seuravaksi on heikommin kiinnittynyttä kaksoiskerrosvettä. Uloimpana on sähköstaattisten vetovoimien ulottumattomissa olevaa vapaata vettä.

Saven fysikaalisiin- ja sen myötä myös mekaanisiin ominaisuuksiin on adsorptioveden vaikutus huomattava. Tämän vuoksi on syytä selvittää adsorptioveden olemusta tarkemmin.

##### 3.2.1.1

##### Adsorptiovesi

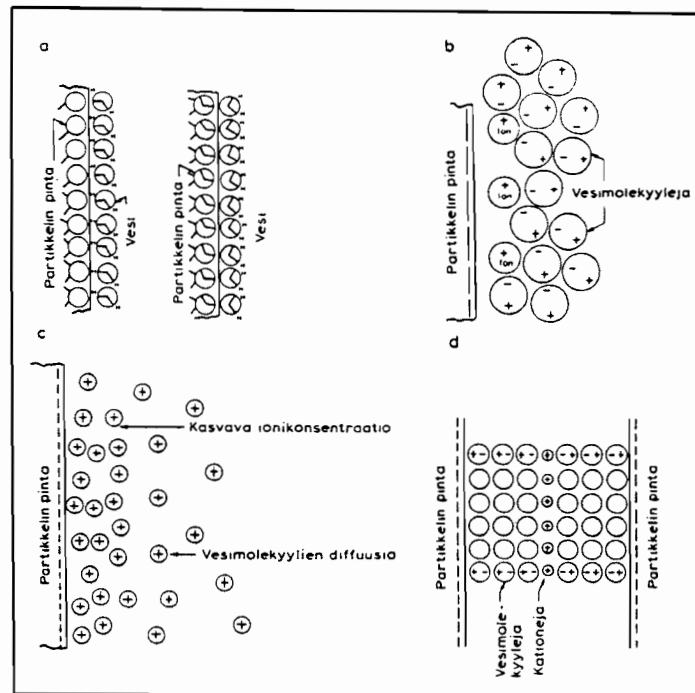
Ympäröivät olosuhteet, kuten esimerkiksi veden elektrolyytikkonsentraatio, pH, kationien valenssi, lämpötila ja saatavilla olevan veden määrä vaikuttavat siihen, kuinka suureksi partikkeleita ympäröivä adsorptiovesikerros kehittyy.

Adsorptiovesikerros on kiinnittynyt partikkelien ympärille voimilla, jotka vähenevät etäisyyden kasvaessa. Nämä sidosvoimat vaikuttavat kahdella tavalla: Vesimolekyylit ovat dipoleja ja pyrkivät kiinnittymään suoraan positiivisella päällään ( $H^+$ ) negatiivisesti varautuneen partikkelin pintaan (kuva 8 a). Toisaalta partikkelin pintaan kiinnittyneet kationit vetävät puoleensa vesimolekyylien negatiivista päätä ( $O^-$ , kuva 8 b). Myös sähköisen kaksoiskerrosteorian mukaan vesimolekyylit sitoutuvat suuren ionikonsentraation aiheuttaman osmoottisen imun vai-

kutuksesta ionien välityksellä partikkelin pintaan (kuva 8 c). Lisäksi lähekkäin olevien varautuneiden partikkelien väliin voi kiinnittyä vettä sähköstaattisten voimien vaikutuksesta vesimolekyylihilaksi (kuva 8 d, Mitchell 1976, Kujala 1985).

Adsorptiovesivaipan paksuuden uskotaan olevan yleisesti 8-28 Å. Tämän paksuiseen kerrokseen mahtuu 3-10 vesimolekyylikerrosta.

Adsorptioveden fysikaalisista ominaisuuksista on useita arvioita. Sen uskotaan eroavan rakenteeltaan normaalista nestemäisestä vedestä. On esitetty teorioita, että adsorptiovesi on lähempänä kiinteää ainetta, tai että se on kaksidimensionaalinen neste ja kolmannen dimensionsa (partikkelin pinnan normaalin) suuntaan se käyttäytyisi kuin kiinteä aine (Martin 1960).



Kuva 8 a, b, c, d. Adsorptioveden kiinnittymistapoja (Kujala 1985)

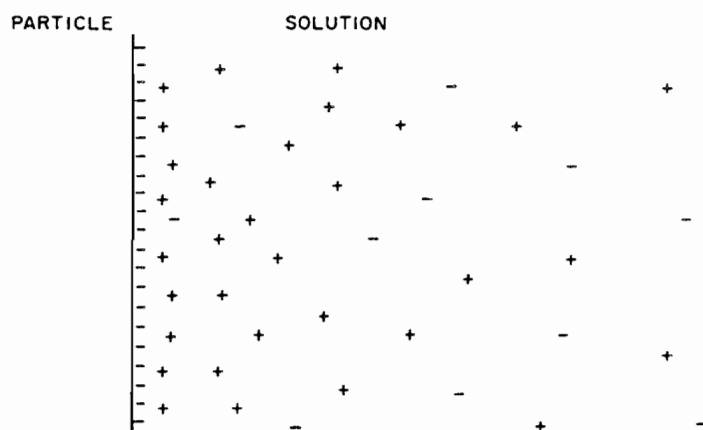
### 3.2.2

#### Sähköinen kaksoiskerros

Negatiivisesti varautuneen partikkelin pinnan ja siihen vesiliuoksessa adsorpoituneiden kationien muodostamaa varauskenttää sanotaan sähköiseksi kaksoiskerrokseksi. Kaikki kationit eivät ole kiinni partikkelin pinnassa, vaan tietyllä etäisyydellä siitä - sitä kauempana mitä heikompi on ionin ja pinnan välinen vetovoima (kuva 9 ja 11 a).



Erimerkkisten varausten johdosta vetää negatiivinen pinta Coulombin lain mukaan sähköstaattisten voimien vaikutuksesta positiivista ionia (kationia) puoleensa. Vetovoima on yleisesti ottaen sitä suurempi mitä korkeampi ionin valenssi on. Korkeampi valenssi lisää ionin ja partikkelin pinnan välistä sähköistä potentiaaliero. Toisaalta ionien konsentraatio kasvaa partikkelin pinnan läheisyydessä, jolloin ionien lämpövarähtely pakottaa ne diffundoitumaan pienemmän konsentraation suuntaan. Tasapaino Coulombin voimien ja lämpöenergian välillä määrää kationin aseman, jonka seurauksena syntyy diffuusiokerros (van Olphen 1963).



Kuva 9. Diffuusio- kaksoiskerros Gouyn mukaan (van Olphen 1963)

Kationien konsentraatio diffuusiokerroksessa voidaan laskea mm. Gouy-Chapmanin teorian mukaan yhtälöstä:

(1)

$$n_+ = n_0 [\cot(Kx/2)]^{2z}$$

$n_+$  = kationikonsentraatio diffuusiokerroksessa

$n_0$  = kationikonsentraatio huokosvedessä

$z$  = kationin valenssi

$Kx$  = etäisyydestä riippuva vakio

Paisuvahilaisten savimineraalien paisuminen liittyy kationikonsentraation kasvamiseen partikkelin pinnan tuntumassa. Kerrosyksiköiden välissä olevat vaihtuvat kationit eivät pääse diffundoitumaan alemman konsentraation suuntaan. Konsentraatio pyrkii kuitenkin tasoittumaan siten, että huokosvetta imeytyy osmoottisella paineella kerrosyksiköiden väliin. Tämä paine laajen-

taa kerrosyksiköiden välistä tilaa. Osmoottinen paine voidaan laskea esim. van't Hoffin yhtälöstä (Young & Warkentin 1975):

$$p = RT \sum (\sum C_{iA} - C_{iB}) \quad (2)$$

- $p$  = osmoottinen paine
- $R$  = yleinen kaasuvakio
- $T$  = lämpötila
- $C_{iA}$  = ionikonsentr. kerrosyksiköiden välissä
- $C_{iB}$  = ionikonsentr. huokosvedessä

Jos perusliuoksen (bulk solution) eletrolyyttikoostumus muuttuu, muuttuu myös diffuusiokerroksen ionikoostumus massanvaikutuksen lain mukaan (van Olphen 1963):

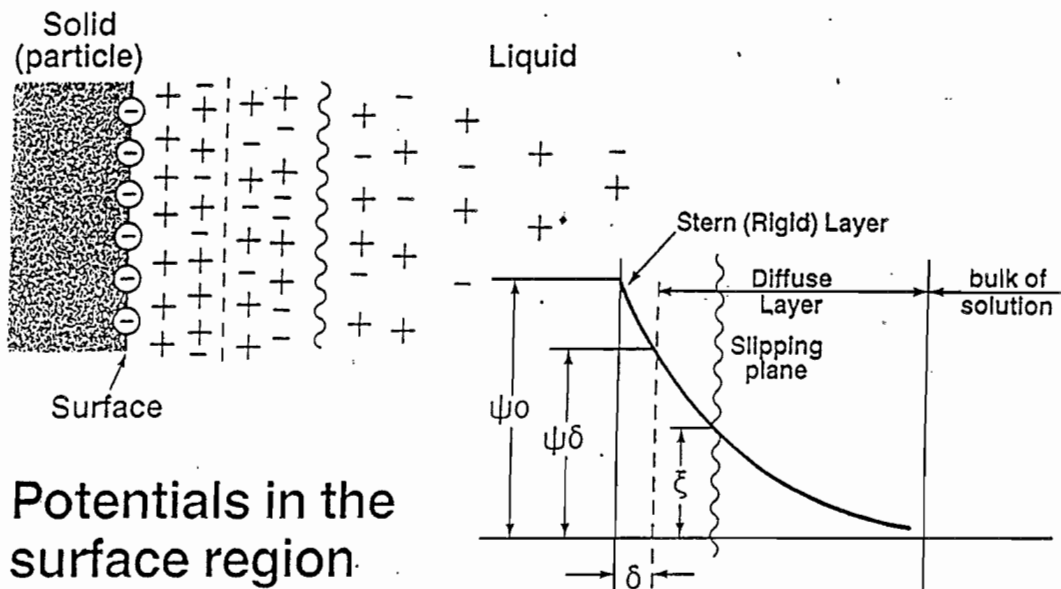
$$K = (A)_i (B)_e / (A)_e (B)_i \quad (3)$$

- $K$  = tasapainovakio
- $A$  = ionin A konsentraatio
- $B$  = ionin B konsentraatio (ioneilla sama valenssi)
- $i$  = diffuusiokerroksessa
- $e$  = perusliuoksessa

### 3.2.2.1

#### Kaksoiskerroksen rakenne

Kaksoiskerroksen oletetaan muodostuvan kahdesta osasta: Sisemmän alueen ionit ovat suhteellisen voimakkaasti adsorpoi-tuneet partikkelin pintaan. Ulomman, diffuusiokerroksen ionija-kauman määrää elektrostaattisten voimien ja ionien lämpöener-gian aiheuttaman liikkeen tasapainotila. Sisempää kerrosta kut-sutaan Sternin kerrokseksi ja ulompaa Gouyn kerrokseksi (kuva 11 b). Sähköinen jännite pienenee etäisyyden kasvaessa partik-kelin pinnasta, kunnes perusliuoksessa jännite saavuttaa arvon nolla (kuva 10, Wedd 1986).



## Potentials in the surface region

Kuva 10. Partikkelien jakautuminen kaksoiskerroksessa ( $\psi$  = sähköinen potentiaali)

Ionien konsentraatio kaksoiskerroksessa etäisyydellä  $x$  voidaan laskea pisteen sähköisen potentiaalin suhteen Boltzmannin teoreeman mukaan (van Olphen):

(4)

$$n_- = n_-^* \exp(v_- e\psi/kT)$$

$$n_+ = n_+^* \exp(-v_+ e\psi/kT)$$

$$p = v_+ en_+ - v_- en_-$$

$n_-$  = anionikonsentraatio pisteessä  $x$

$n_+$  = kationikonsentraatio pisteessä  $x$

$n_-^*$  = anionikonsentr. perusliuoksessa

$n_+^*$  = kationikonsentr. perusliuoksessa

$v_-$  ja  $v_+$  = ionien valenssit

$e$  = elektronin alkeisvaraus

$\psi$  = sähköinen potentiaali

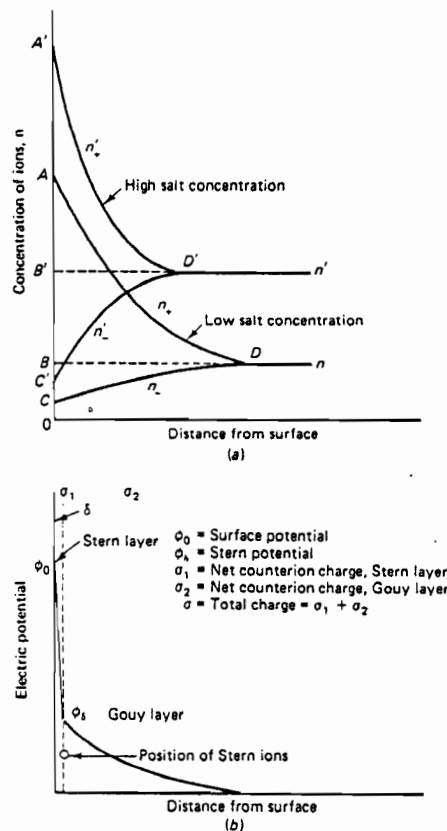
$k$  = Boltzmannin vakio

$T$  = absoluuttinen lämpötila, K

$p$  = varaustiheys alueella

Kaksoiskerroksessa ei ole ainoastaan vastakkaismerkkisiä counter-ioneja vaan myös pintavarauksen kanssa samanmerkkisiä co-ioneja. Tästä ilmiöstä käytetään nimitystä negatiivinen ioniansorptio. Kuitenkin näiden ionien konsentraatio on lähellä

partikkelia sähköisten hylkimisvoimien johdosta pienempi kuin perusliuoksessa. Kuvassa 11 b taso (B-D) kuvaa kationi- ja anionikonsentraatioita tietyllä etäisyydellä (kaukana) partikkelin pinnasta. Counter- ionikonsentraatio,  $n_+$  kasvaa partikkelin pinta lähestyttäessä käyrän D-A mukaan. Samaan aikaan pienenee co- ionikonsentraatio käyrän D-C mukaan. Ionikonsentraatioiden muutokset on esitetty kahdella eri perusliuoksen elektrolyyttipitoisuudella (B-D ja B'-D'). Pinta-ala BAD esittää kokonaiskationikonsentraation kaksoiskerroksessa (van Olphen 1963).



Kuva 11 a, b. Kaksoiskerroksen ionisuhteet sekä jännitteen jakautuminen (van Olphen 1963)

### 3.2.3

#### Savipartikkelien välisistä vetovoimista

##### 3.2.3.1

##### Kaksoiskerrosvoimat

Kaksoiskerroksen alueella esiintyy kappaleiden varauksien suuruudesta ja -merkistä riippuvia elektrostaattisia Coulombin voimia sekä materiakappaleiden välisiä van der Waalsin vetovoimia. Samanmerkkisesti varautuneet savipartikkelit hylkivät toisiaan kun kaksoiskerroksen uloimpien osien varaus on vielä niin suuri, että sen aiheuttama sähköstaattinen hylkimisvoima on suurempi kuin partikkelien välinen vetovoima. Jos kaksoiskerroksen pak-

suuteen vaikuttavat tekijät muuttuvat siten, että kaksoiskerros pienenee pääsevät myös partikkelit lähemmäksi toisiaan. Lyhyemmän vaikutusetaisyyden omaavat vetovoimat pääsevät vaikuttamaan ja partikkelit vetävät toisiaan voimakkaammin puoleensa.

Kaksoiskerrosalueella ilmenevät hylkimis- ja vetovoimien suhteeseen vaikuttaa ensisijaisesti alueen elektrolyyttikonsentraatio, joka määrää kaksoiskerroksen paksuuden (taulukko 4, van Olphen 1963). Kuvassa 12 on veto- ja hylkimisvoimien suhde esitetty kolmella eri elektrolyyttikonsentraatiolla.  $V_R$  on hylkimis-potentiaali ja  $V_A$  on vetopotentiaali.

Taulukko 4. Kaksoiskerroksen paksuus elektrolyyttikonsentraation funktiona (van Olphen 1963)

APPROXIMATE "THICKNESS" OF THE ELECTRIC DOUBLE LAYER  
AS A FUNCTION OF ELECTROLYTE CONCENTRATION AT A  
CONSTANT SURFACE POTENTIAL

| Concentration of<br>ions of opposite<br>charge to that of<br>the particle,<br>mole/liter | "Thickness" of the double layer, Å |               |
|------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------|---------------|
|                                                                                          | Monovalent ions                    | Divalent ions |
| 0.01                                                                                     | 1000                               | 500           |
| 1.0                                                                                      | 100                                | 50            |
| 100.                                                                                     | 10                                 | 5             |

Kun perusliuoksen counter- ionikonsentraatiota lisätään puristuu diffuusiokerroskehä lähemmäksi partikkelin pintaa. Kasvava ionikonsentraatio pienentää sähköisen jännitteen arvoa tietyllä etäisyydellä partikkelin pinnasta. Jännite on suurimmillaan partikkelin pinnassa. Kaksoiskerroksen muodostuessa adsorpoituvat counter- ionit rajoittavat potentiaalın suuruutta jo pinnan tasolla. Potentiaali voidaan laskea Nearstin yhtälöstä:

(5)

$$\psi_0 = kT/v_e \ln c/c_0$$

- $\psi_0$  = pintapotentiaali  
 $k$  = Boltzmanin vakio  
 $T$  = abs. lämpötila  
 $e$  = elektronin varaus  
 $v$  = jännitettä rajoittavan ionin valenssi  
 $c$  = naiden ionien konsentraatio perusliuoksessa  
 $c_0$  = ionien konsentraatio varauksen nollakohdassa,  
 kun  $\psi_0 = 0$

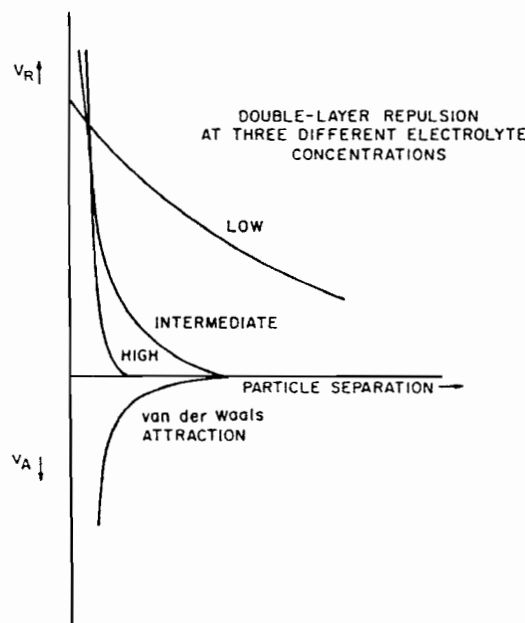
### 3.2.3.2 van der Waalsin voimat

Partikkelien yhteenliittyminen eli flokkulaatio suspensioissa osoittaa partikkelien välisten vetovoimien olemassaolon. Näiden voimien suuruuden on ainakin lähietäisyydellä oltava vähintään sama kuin sähköisten hylkimisvoimien suuruus.

Kahden atomin väliset van der Waalsin vetovoimat ovat additiivisia (summautuvia), jonka vuoksi tällaisen systeemin vetovoima toiseen systeemiin on yhtä suuri kuin systeemissä olevien yksiköiden yhteenlaskettu van der Waalsin voima. Vetovoimien kannalta on täten edullista, että molemmat partikkelit sisältävät suuren määrän atomeja (van Olphen 1963).

Van der Waalsin voimien vaikutusetäisyys on kuitenkin suhteellisen lyhyt - tehokas vaikutusetäisyys on n. 10-20 Å partikkelin pinnasta. Kahden atomin välisten van der Waalsin voimien vaikutus on kääntäen verrannollinen etäisyyden seitsemänteen potenssiin. Kahden ympyränmuotoisen kappaleen väliset van der Waalsin voimat ovat puolestaan kääntäen verrannollisia etäisyyden kolmanteen potenssiin (van Olphen 1963).

Kuvassa 12  $V_A$  ("vetopotentiaali") osoittaa van der Waalsin voimien aiheuttaman vetovoiman etäisyyden funktiona. Näiden voimien aiheuttama vetovaikutus pysyy muuttumattomana olosuhteiden, kuten ionikonsentraation, muuttuessa.



Kuva 12. Veto- ja poistovoimien suhde elektrolyyttikonsentraatioiden funktiona (van Olphen 1963)

### 3.2.3.3

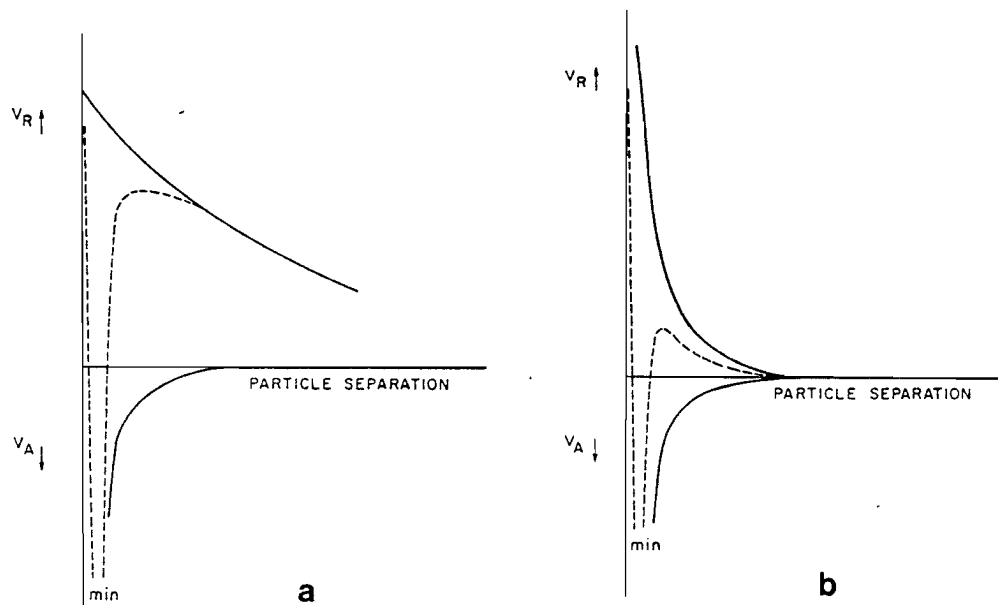
#### Muita partikkelien välisiä voimia

Partikkeleilla on edellämainittujen voimien lisäksi kahden tyyppisiä hyvin lyhyen kantaman voimia: Bornin hylkimisvoimat tulevat tehokkaiksi kun ulostyöntyvät kidehilat tulevat kosketuksiin toistensa kanssa esim. partikkelien särkyneillä reuna-alueilla. Nämä voimat estävät kidehiloja liukumasta toistensa lomaan. Toinen lyhyen kantaman hylkimisvoima on nestemäisissä väliaineissa esiintyvä molekyylien ja kidehilan välinen ominais-adsorptiovoima (specific adsorption force). Tämän voiman aiheuttavat rakenteen pinnalle tiukasti sitoutuneet yksi tai kaksi vesimolekyylikerrosta. Tällaisen veden syrjäyttäminen, desorptio, vaatii hyvin suuren voiman. Molempien voimien vaikutusetäisyys on 10 Å tai vähemmän (van Olphen 1963).

### 3.2.3.4

#### Partikkelien välisten voimien yhteisvaikutus

Partikkelien välisten voimien yhteisvaikutusta voidaan havainnollistaa esimerkiksi esittämällä koordinaatistossa voimien suuruus etäisyyden funktiona. Kuvassa 13 hylkimisvoimat on kuvattu positiiviseksi ja vetovoimat negatiiviseksi. Hylkimisvoimien suuruutta on kuvattu kahdella eri elektrolyyttikonsentraatiolla. Voimien resultantti on esitetty katkoviivalla (van Olphen 1963).



Kuva 13. Partikkelien välisten voimien yhteisvaikutus, a. pieni- ja b. suuri elektrolyyttikonsentraatio (van Olphen 1963)



### 3.3

#### Saven mikrorakenne

Hienorakeisissa maalajeissa harvoin esiintyy yksittäisesti käytäytyviä partikkeleita. Savipartikkelit ovat lähes aina aggregoituneet jollakin tavoin. Nämä yhdessä suurempien mineraalirakeiden, orgaanisten ainesten, suolakiteiden ym. kanssa ovat savien rakennekomponentteja. Pienten partikkelien taipumus liittyä yhteen muodostaen suurempia yksiköitä, jotka puolestaan liittyvät suurempiin partikkeleihin sedimentaation aikana johtaa homogeenisen aggregoituneen mikrorakenteen syntymiseen (Pusch 1970).

Tärkeimmät tekijät, jotka määräävät hienorakeisen sedimentin lopullisen rakenteen ovat elektrokemiallinen sedimentaatioympäristö ja yläpuolisten maamassojen aiheuttama jännitystila. Partikkeleihin kohdistuvien voimien luonteet ja resultanttivoimat yhdessä vallitsevan jännitystilan kanssa määräävät partikkelien keskinäisen aseman (Pusch 1970).

Elektrokemialliseen ympäristöön vaikutta kaksi tekijää: Ensimmäinen tekijä on partikkelien välisen huokosveden sisältämien kationien tyyppi ja konsentraatio. Kasvava ionikonsentraatio pienentää zeta potentiaalia ja kaksoiskerroksen laajuutta vähentäen partikkelien välistä hylkimisvoimaa. Tämän tekijän vaikutus on kuitenkin voimakkaasti riippuvainen partikkelikoosta. Toinen tekijä on partikkelien välisten vesimolekyylien rakenteellinen järjestys. Kationit ovat kiinnittyneen negatiivisesti varattuihin partikkelipintoihin. Diffundoituessaan kiteiden väliseen tilaan kationit, riippuen niiden koosta ja varauksesta, voivat reagoida vesihilan kanssa niin, että partikkelien välinen hylkimisvoima osittain kumoutuu (Anderson, Pusch & Penner 1979).

Savisuspensiossa partikkeleiden keskinäisen järjestäytymisen määräävä voimien resultantti saa aikaan joko kasaumarakenteen tai hajarakenteen synnyn. Vetovoimien ollessa suurempia partikkelit flokkuloituvat eli pyrkivät tarttumaan toisiinsa kiinni muodostaen erilaisia kasaumarakenteita. Partikkelien kontaktipinnoissa on yleensä väliaineena adsorptiovesikerros tai enemmän tai vähemmän järjestäytyneitä ioneja. Myös joissakin olosuhteissa saattaavat partikkelit semetoitua toisiinsa kiinni (McConnachie 1971).

Rakenteissa on todettu olevan kolmen tyyppisiä partikkeliyhteenliittymiä: Pintojen välinen liitos, ns. face to face- tyyppi syntyy lähinnä van der Waalsin voimien vaikutuksesta. Pinnan ja reunan välisen, ns. face to edge- liitostyyppin aiheuttajana on

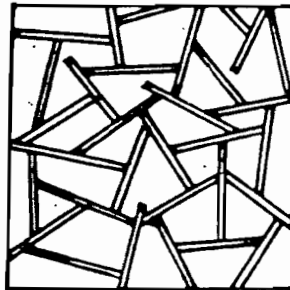
yleensä negatiivisesti varautunut pinta ja positiivisesti varautunut reuna. Edge to edge- eli reunojen välisessä liitoksessa partikkelien reunoista paljastuneet kidehilat ovat aiheuttaneet reunoihin erimerkkiset varaukset (van Olphen 1963, Pusch 1970).

Boltin ja Millerin (1955) mukaan negatiivisten pintojen ja positiivisten reunojen välinen vetovoima on savien rakenteiden muodostumisen kannalta tärkeämpi, kuin van der Waalsin voimat. Kuitenkin on esitetty, että sähköstaattisten vetovoimien merkitys on siinä, että ne pidemmän kantaman voimina tuovat partikkelit toistensa läheisyyteen, jolloin lyhytkantoisemmat van der Waalsin voimat tulevat tehokkaiksi (McConnachie 1971).

### 3.3.1

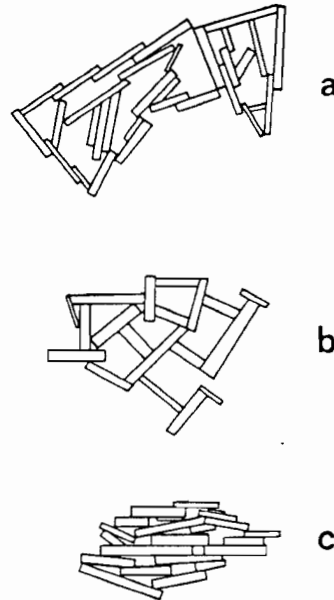
#### Erilaisia rakennetyyppejä

Tutkimuksissa on todettu, että partikkelien flokkulaatio sattaa muodostaa useita partikkelien yhteenliittymistyypppejä. Van Olphen (1963) oletti, että savipartikkelien reunat ovat varautuneet positiivisesti, ja tämän johdosta positiivisten reunojen ja negatiivisten pintojen välinen vetovoima aiheuttaa folkkulointia (kuva 14). Se osa reunojen alueesta, joissa oktaedrikerrokset ovat rikkoutuneet varautuvat happamissa ja neutraaleissa liuoksissa positiivisesti. Alkaalisissa liuoksissa nämä alueet saavat negatiivisen varauksen. Niillä reunan alueilla, joissa tetraedrikerrokset ovat tulleet esille, positiivisesti varautuneen kaksoiskerroksen saa aikaan pieni määrä suspensiossa liuenneena olevia saven alumiini-ioneja. Sopivissa olosuhteissa saattaa näiden tekijöiden vaikutuksesta koko reuna-alue olla varautunut positiivisesti (Van Olphen 1963).



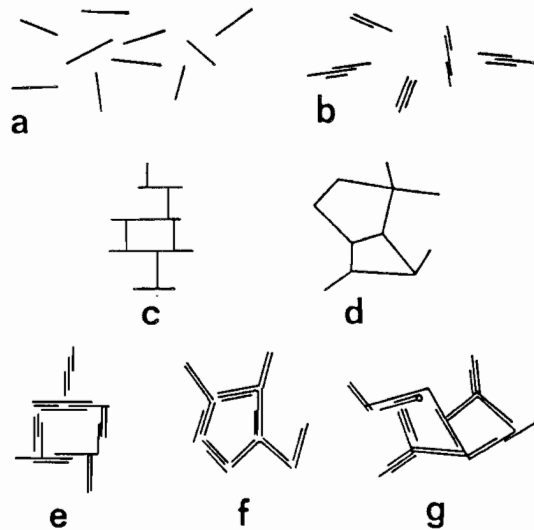
Kuva 14. Saven rakenne, jossa reunat ovat positiivisesti- ja pinnat negatiivisesti varattuja (van Olphen 1963)

Lambe (1958) ehdotti, että sedimentin tilavuuteen vaikuttaa hydratoituneiden ionien koko, joka pienenee järjestyksessä  $\text{Li} > \text{Na} > \text{K} > \text{Cs}$ . Lamben mukaan voidaan olettaa, että pienemmät hydratoituneet ionit päästävät partikkelit lähemmäksi toisiaan ja flokkuloitumaan nopeammin. Lisäksi partikkelien reunat oletetaan positiivisesti varautuneiksi. Tämän teorian mukaan makeaan veteen kerrostuneissa savissa partikkelit kiinnittyvät toisiinsa kohtisuoraan muodostaen neliömäisen rakenteen (kuva 15 b). Pieni elektrolyyttilisäys johtaa partikkelien dispersioon, koska anioniadsorptio vähentää reunojen positiivista varausta ja kationiadsorptio sivujen negatiivista varausta. Suolapitoisuuden lisääntyessä kaksoiskerroksen paksuus pienentyy ja partikkelien flokkulointi lisääntyy. Partikkelit järjestyvät pintojen välisten sidosten myötä enemmän yhdensuuntaisesti (kuva 15 a).



Kuva 15 a, b, c. Partikkelien järjestyminen veden suolaisuuden mukaan (Lambe 1958)

Avoimet rakenteet ovat yleisiä kokoonpuristumattomissa luonnontilaisissa sedimenteissä. Terzaghin teorian mukaan tällainen rakenne syntyy seuraavasti; kun erittäin pieni partikkeli sedimentoituu nestesuspensiossa se jää siihen asentoon missä se on tullut sedimentin pinnalle, koska tällaiseen partikkeliin vaikuttavat näissä oloissa gravitaatiovoimia suhteessa paljon suuremmat sidosvoimat. Tällaisissa oloissa ovat syntyneet ns. hunajankenorakenne (reunojen välinen sidos) ja korttitalorakenne (reunan ja pinnan välinen sidos) (kuva 16 c-d, Van Olphen 1963)



Kuva 16. Partikkelien järjestäminen savisuspensiassa  
(van Olphen 1963)

Rosenqvistin (1955) tekemissä savien sedimentaatiotutkimuksissa eri suolaliuoksilla ja suolakonsentraatioilla todettiin, että sedimentaatiotilavuus kasvoi konsentraation kasvaessa. Eri suolaliuoksilla tilavuus kasvoi järjestyksessä NaCl, KCl ja CsCl. Rosenqvistin mukaan tietyn lujuuden omaavan savisedimentin tilavuus kasvaa partikkelien epäjärjestyksasteen lisääntymisen myötä. Han myös totesi saven häirityn leikkauslujuuden olevan suoraan verrannollinen niiden ionien polaarisuuteen, jolla savi oli kyllästetty. Rosenqvistin esittämä partikkelien reunojen ja pintojen yhteenliittymisrakenne on esitetty kuvassa 17.



Kuva 17. Reunojen ja sivujen yhteenliittymisrakenne

Van Olphen (1963) esittää lisäksi, että partikkelien flokkuloidessa esiintyy kaikkia kolmea yhteenliittymistyyppiä. Partikkelien eri kaksoiskerroskombinaatiot, sekä erilaisten geometrioiden mukaiset erot van der Waalsin voimien vuorovaikutuksessa ai-

heuttavat sen, että partikkelien välisten voimien summapotentiaalikäyrät ovat erilaisia. Van Olphenin mukaan nämä kolme liitostyyppiä eivät välttämättä esiinny samanaikaisesti tai samassa laajuudessa kun savipartikkelit flokkuloivat. Pintojen välinen liitos aiheuttaa paksujen ja tiheiden aggregaattien muodostumisen (kuva 16 b), ja muut tyypit johtavat kolmidimensionaalisen, tilavan "korttitalo"- rakenteen syntymiseen.

### 3.3.2 Partikkelien yhdensuuntainen asettuminen

Yhdensuuntaista asettumista (preferred orientation) ei yleensä tapaa pehmeissä merellisissä- tai puolisuolaiseen veteen kerrostuneissa savissa. Makean veden savissa yhdensuuntainen asettuminen on ominaista yleensä vain yli  $0,5\ \mu\text{m}$  partikkeleille. On todettu, että edes  $150\ \text{kPa}$ :n normaalijännitys ei vielä riitä aiheuttamaan partikkelien yhdensuuntaista asettumista. Paikalliset ryhmät yhdensuuntaisesti asettuneita partikkeleita (domainit) ovat puolestaan melko yleisiä merellisissä savissa, mutta harvinaisia muissa savissa (Pusch 1970).

Yhdensuuntaisten partikkelien muodostamien ns. Schillerin kerrosten syntyyn stabiilissa suspensiossa saattaa vaikuttaa painovoiman ja hylkivien kaksoiskerrosvoimien vuorovaikutus (Van Olphen 1965). Kerrosten välimatka saattaa olla useita tuhansia mikrometrejä. Toinen partikkelimuodostumat, jossa partikkelit ovat yhdensuuntaisina ovat ns. tactoidit. Partikkelien välimatka on tässä muodostumassa n.  $0.01\ \mu\text{m}$ . Saven deformaation yhteydessä syntyneissä domaineissa partikkelit ovat myös järjestäytyneet yhdensuuntaisesti.

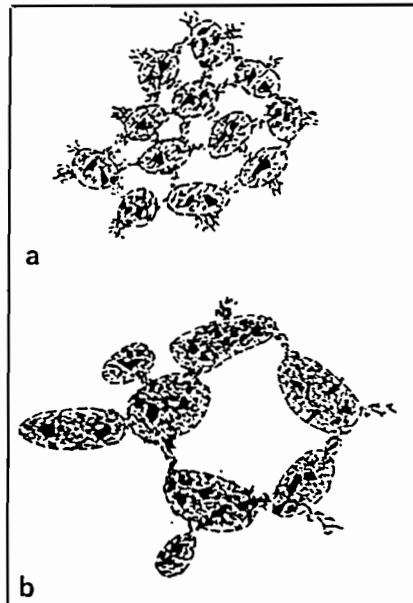
### 3.3.3

#### Partikkeliaggregaatit

Pusch esittää saven mikrorakenteen koostuvan flokkulaation seurauksena syntyneistä partikkelikasaumista eli aggregaateista ja niiden väliin jäävistä, hienommasta saviaineksesta muodostuneista silloista. Aggregaatit käsittävät suuren ryhmän erilaisia kasaumarakenteita halkaisijaltaan muutaman  $\mu\text{m}$ :n suuruisista mikroaggregaateista satojen  $\mu\text{m}$ :en suuruisiin partikkeleihin. Jännitystilan ylittäessä esikonsolidaatiojännityksen muuttuu partikkelien keskenäinen asema aggregaatteja yhdistävissä silloissa, ja seurauksena saattaa olla voimakas kokoonpuristuminen.

Meriveteen kerrostuneet savet sisältävät aikaisemmin mainittujen tekijöiden mukaan suuria, tiheitä aggregaatteja. Makean ve-

den sedimenteissä aggregaatit ovat pienempiä ja vähemmän tiheitä, mutta partikkelien järjestäytyminen on yhdenmukaisempi (kuva 18, Pusch 1970). Molemmissa olosuhteissa yleisin on reunojen välinen kontaktityyppi. Myös reunan ja pinnan välinen, sekä pintojen välinen kontakti ovat yleisiä. Koska konsolidaation aikana tapahtuu yleensä huomattavaa partikkelien liikkumista toisiinsa nähden voidaan olettaa, että ainoastaan ensimmäinen sidostyyppi edustaa alkuperäistä, sedimentaation aikaista sidostyyppiä. Merellisten savien P/T-arvon (pore area/total area) keskiarvo on Puschin mukaan n. 45 % veden suolaisuuden ollessa 3,5 %. Makeammissa vesissä P/T- arvo on n. 18 %, kun suolaisuus on 0-1,5 %.

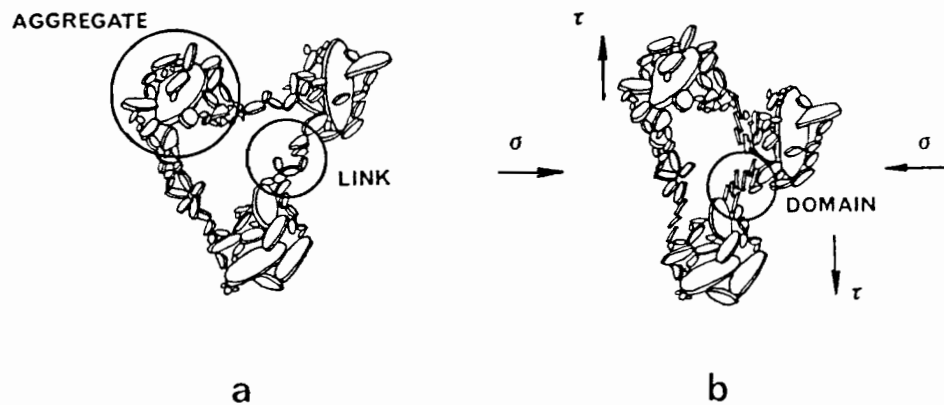


Kuva 18 a. Makeaan veteen kerrostuneen saven rakenne,  
b. Suolaiseen veteen kerrostuneen saven rakenne

### 3.3.4 Jännitystilan muutoksen aiheuttamia rakenteita

Tiedetään, että savissa jännitystilan kasvaminen aiheuttaa partikkeleita ja saviaggregaatteja yhdistävien, kolloidisten partikkelien muodostamien yhdyssiltojen murtumisen paikallisesti. Kun vesipitoisuus on suhteellisen suuri liikkuvat suuret partikkelit tai aggregaatit toisiinsa nähden ja aiheuttavat deformaatiota yhdyssiltojen rakenteessa. Tämä johtaa sarkyneissa silloissa olleiden partikkelien järjestäytymiseen yhdensuuntaisesti. Tällaista partikkelimuodostumaa kutsutaan domainiksi. Murtumisen jälkeen domainit eivät ole kuormitettuja ja huokosista niihin virtaava vesi lisää partikkelien helppoa liikkuvuutta toisiinsa nähden (kuva 19, Pusch 1970, Anderson, Pusch & Penner 1979).

Kun murtuvien yhdyssiltojen eli muodostuvien domainien määrä hetkellisesti ylittää kriittisen arvon tapahtuu saven murtuminen. Jäännöslujuuteen vaikuttavat partikkelien ja aggregaattien muodonmuutos- ja sitkeysominaisuudet, kuten kitka jne. Domaineilla ei ole suuren deformaation takia vaikutusta jäännöslujuuteen (Pusch 1970).



Kuva 19. Aggregaatti- ja domainirakenteet, a. luonnontilainen- ja b. konsolidoituva savi (Pusch 1970)

#### 4. SAVEN JÄÄTYMINEN

Maan lämpötilan laskiessa alle siinä olevan veden jäätymispisteen, joka on puhtaalla vedellä normaalissa ilmanpaineessa  $0^{\circ}\text{C}$  tapatuu maan routaantuminen. Kun maan tilavuus veden jäätymisen ja jäätymisvyöhykkeelle alemmista maakerroksista imeytyvän veden johdosta suurenee puhutaan routimisesta. Routineen maakerroksen tilavuuden kasvu ilmenee maanpinnan kohoamisena tai sen esteenä oleviin rakenteisiin kohdistuvana routimispaineena. Jäätymässä maan lujuus kasvaa ja sen muutkin ominaisuudet muuttuvat oleellisesti. Osa muutoksista on palautuvia, mutta jäätymisen aiheuttaa maahan myös pysyviä muutoksia (Keinonen 1974).

##### 4.1 Huokosveden jäätyminen

Maan lämpötilan laskiessa alle  $0^{\circ}\text{C}$ :n sen huokostilaan alkaa muodostua jääkiteitä. Hobbsin (1974) mukaan tämä johtuu yleensä heterogeenisestä kiteytymisestä, joka alkaa huokosvedessä olevien hiukkasten vaikutuksesta. Andersonin (1967) ja Hobbsin esittämässä homogeenisessä kiteytymisteoriassa oletetaan kitey-



tymisen alkavan spontaanisti alle 0°C:n lämpötilassa. Tätä lämpötilaa, jossa jääkiteet itsestään syntyvät ja alkavat kasvaa huokos-tilassa kutsutaan jäätymispisteen alenemaksi, ja vesi on tällöin alijäähtynyttä.

Jääkide syntyy aina huokosen keskiosaan, jossa veden jäätymispiste on korkein. Jääkide jatkaa kasvuaan kohti rajoittavia maapartikkeleita, mutta ei tule kosketuksiin partikkelien kanssa. Jäätymätön vesikerros erottaa jäätyneessä maassa jään mineraalipartikkeleista. Tämä vaippavesi on huokosvettä suuremmassa paineessa muodostaen sähkökemiallisten sidosvoimien alaisena partikkelien pinnalle polarisoituneen vesikerroksen. Myös ionien diffuusiota on todettu tapahtuvan jään ja mineraalipartikkelin välisen jäätymättömän vaippaveden kautta (Keinonen 1974, Anderson, Pusch & Penner 1979, Saarelainen 1986).

## 4.2 Routiminen

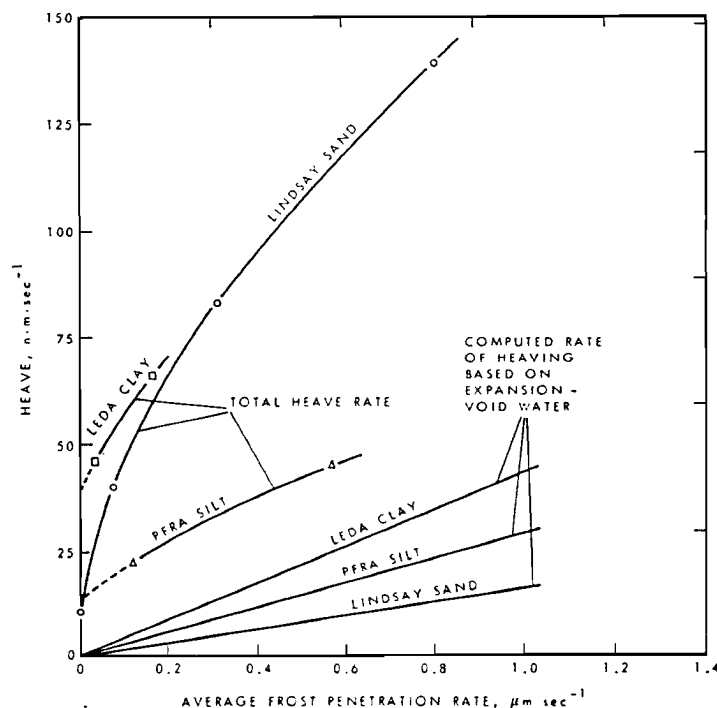
Routiminen on sellaista erikoislaatuista routaantumista, jossa maan vesipitoisuus ja sen myötä maan tilavuus kasvavat merkittävästi. Routiminen tapahtuu yleisesti ottaen kahdesta syystä: Paikallaan oleva huokosvesi laajenee jäätyessään n. 9 %. Tämä johtuu amorfisen veden kiteytymisestä heksagoniseksi kiderakenteeksi sen muuttuessa nesteestä kiinteäksi. Toinen routimisen aiheuttaja on jäälinsien muodostuminen. Routimisilmiölle on tunnusomaista veden keraantuminen routivaan maahan linssimäisiksi jääakkumulaatioiksi, jotka esiintyvät yleensä isotermissen jäätymistason suuntaisesti. Myös vertikaalisia jäälinssejä tavataan erityisesti savissa. Linsien laajeneminen tapahtuu aina lämpövirtauksen ja horisontaalitason normaalin suuntaan (Anderson, Pusch & Penner 1979).

Jäätyvän maakerroksen linsienmuodostumiherkkyyteen vaikuttavat useat tekijät, kuten seuraavat maaperän olosuhteista riippuvat suureet; maalajin hydraulinen johtavuus, jäätymisen aiheuttama veden imuvoiman suuruus, kyllästymisaste ja pohjaveden asema. Lisäksi sellaiset satunnaiset tekijät kuten roudan tunkeutumisnopeus ja kuormitus vaikuttavat myös linsien muodostumiseen (Keinonen 1974). Kuvassa 20 on esitetty esimerkinomaisesti huokosveden jäätymisen ja linsienmuodostumisen osuudet routimisnousun aiheuttajina.

Lämpötilan laskiessa yhä suurempi osa huokosvedestä jäätyy ja maapartikkeleita ympäröivä sula vesikerros ohenee. Partikkeleita ympäröivä vesivaippa poikkeaa kuitenkin fysikaalis-kemiallisilta ominaisuuksiltaan huomattavasti huokosvedestä; se on

mm. sähkökemiallisten sidosvoimien alainen, ja sillä on huokosvettä suurempi elektrolyyttikonsentraatio. Keskellä huokosia vesi jäätyy vähän alle  $0^{\circ}\text{C}$ :n lämpötilassa, mutta lähempänä maapartikkelin pintaa jopa alle  $-20^{\circ}\text{C}$ :n lämpötilassa (Keinonen 1974). Yleensä jäätympisteen alenema vesivaipassa on enimmillään  $-2$ – $-8^{\circ}\text{C}$  (Anderson, Pusch & Penner 1979).

Jäätyminen aiheuttaa imugradientin, jolloin lisää vettä virtaa alemmista pohjavesikerroksista jäätyvään vyöhykkeeseen. Jäälinsien horisontaaliseen dimensioon vaikuttavat maalajin homogeenisuus, lämpötilagradientti ja lämpövirtauksen tasaisuus. Jäälinsin paksuus ja sijainti riippuvat lämpövirtauksen määrästä ja veden imeytymisnopeudesta routivassa kerroksessa (frozen fringe). Jäälinssejä syntyy näiden tekijöiden ollessa sattumanvaraisessa tasapainotilassa (Anderson, Pusch & Penner 1979).



Kuva 20. Huokosveden jäätyksen ja jäälinsien osuus routaususta eri routan tunkeutumisnopeuksilla (Anderson, Pusch & Penner 1979)

#### 4.2.1 Teoriaa

Routimisilmioon liittyvien jäälinsien muodostumiselle jäätyvään kerrokseen virtaavan veden vaikutuksesta on esitetty viimeisen 20 vuoden aikana useita syitä. Etenkin 1960-luvulla lupaavana selityksenä pidettiin ns. kapillaariteoriaa. Teorian kehittäjiä olivat Penner (1958) sekä Everett & Haynes (1965). Kapillaariteo-

rian mukaan ainoastaan kapillaarinen imuvoima, joka syntyy jään ja veden kaarevassa rajapinnassa olevan pintajännityksen vaikutuksesta aiheuttaa veden virtauksen kasvavaan jäälinssiin. Tämä imuvoima voidaan laskea Kelvinin yhtälöstä:

(6)

$$p_i - p = 2(\sigma_{iw}/r_p)$$

$p_i$  = jään paine

$p$  = nesteen paine

$\sigma_{iw}$  = jännitys faasien rajapinnassa

$r_p$  = maalajin tehokas huokossäde

Tämän teorian mukaan jäälinssi kasvaa vain jäätyvässä rinta-massa, koska jäälinssi voi teorian mukaan kasvaa vain huoko-sissa, joiden säde ei ole pienempi, kuin  $r_p$  (Loch 1981, Saarelai-nen 1986).

Kuitenkin 1970- luvulla todettiin että kapillaariteoriaan perustu-vat arviot routimisvoiman ja routanousun suuruudesta eivät vas-tanneet todellisia, mitattuja arvoja. Lisäksi havaittiin jäälinsien kasvavan jäätyvän rintaman takana niin, että vettä virtaa kasva-vaan linssiin jäätyvän rintaman ja jäälinsin välisen routimis-kerroksen (frozen fringe) läpi (Feldman 1967). Useissa tutkimuk-sissa todettiin veden virtausta jäätyneessä maassa alenevan läm-pötilagradientin suuntaan (Williams 1976, Anderson 1977).

Nykyisin routimisilmiötä pyritään selittämään termodynamiikan pohjalta. Teorian perustana on aineen vapaa, ns. Gibbsin energia, jonka suuruus vaihtelee mm. lämpötilan mukaan. Maassa olete-taan olevan alle 0°C:n lämpötiloissa jäätymätöntä vaippavettä, joka voi virrata jaakiteiden ja mineraalirakeiden välisessä tilassa painegradientin alaisena. Routimiskerroksessa partikkeleita ym-päroivän vaippaveden, jonka lämpötila on alle 0°C, vapaa Gibbsin energia on pienempi, kuin sulassa maassa olevan vapaan veden.

Gibbsin energian todellista arvoa tietyllä aineella ei ole tarpeen tietää, vaan ainoastaan sen muutos olosuhteiden muutoksen mukaan. Partikkeleita ympäröivän vesivaipan ohentuminen pienentää veden Gibbsin energiaa, eli alentaa sen termodynaa-mista potentiaalia, ja vesi virtaa alemman potentiaalin suuntaan. Vapaan energian gradientti kuvaa veden virtauksen intensiteet-tä. Maan lämpötila määrää sulana pysyvän vesivaipan paksuu-den ja em. potentiaaliero pysyy routarajalla ja sulassa maassa olevien vesien välillä vakiona. Tämän seurauksena virtaa maa-

partikkelien ja jääkiteen väliin uutta vettä sitä mukaa kun vettä jäätyy (Keinonen 1974, 1977).

Aineen Gibbsin energiaa kuvaa yhtälö:

(7)

$$g = u + pV - Ts$$

- g = Gibbsin energia
- u = aineen (veden) sisäinen energia
- p = paine
- V = tilavuus
- T = abs. lämpötila, K
- s = entropia

Termodynaamista tasapainotilaa jaatymattoman veden ja jaan välillä kuvataan Clausius-Clapeyronin yhtälöllä esim. muodossa:

(8)

$$V_i p_i - V (p - \pi) = - L \Delta T / T_0$$

- $p - \pi$  = veden tot. paine ( $\pi$  = osmoottinen p.)
- $p_i$  = jään paine
- $V_i$  = jään ominaistilavuus
- $V$  = veden ominaistilavuus
- $L$  = faasinmuutoslämpö (=jäätymislämpö)
- $T_0$  = absoluuttinen. lämpötila
- $\Delta T$  = lämpötilan muutos

Tutkimuksissa on routapaineen todettu noudattavan vuorosuhtetta (Saarelainen 1986):

(9)

$$p_h = -(L/V_i) \ln (T/T_0)$$

- $p_h$  = routapaine
- $T$  = veden jäätymislämpötila
- $T_0$  = puhtaan veden jäätymislämpötila
- $L$  = faasinmuutoslämpö (sula/jäät)
- $V_i$  = jään ominaistilavuus

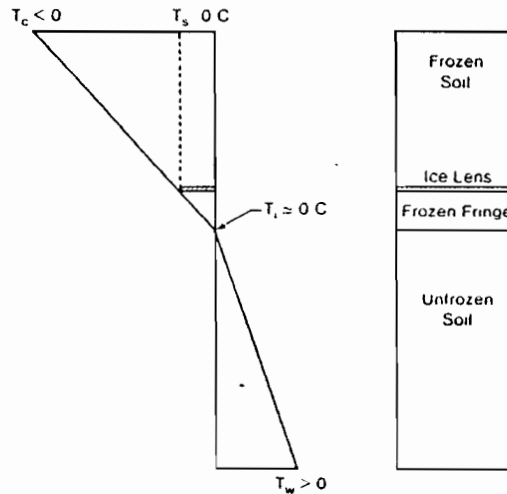
Vesi kulkeutuu lämpötilagradientin mukaisen painegradientin mukaan läpi kyllästetyn routimiskerroksen jäätyäkseen syntyneessä jäälinssissä. Jäälinssin kasvupaine on Clausius-Clapeyronin yhtälön mukainen. Paineen jakautuminen jäätyvässä maassa on monimuotoinen ja on ilmeistä, että jäälinssissä oleva paine on erilainen kuin paine jäätymättömässä vedessä. Veden virtausnopeus riippuu lämpötilagradientin lisäksi maan vedenläpäisevyydestä, joka routimiskerroksessa on oleellisesti pienentynyt. Jäädytyskokeissa on tämän kerroksen vedenläpäisevyyden todettu olevan esim. siltillä n.  $10^{-12} \text{ ms}^{-1}$ . Virtaavan veden liike pysähtyy routimiskerroksen kylmällä reunalla olevaan jääkerrokseen, jonka takana veden virtaus on olematonta (Loch 1981, Williams 1983, Saarelainen 1986).

#### 4.2.2

##### Jäälinssin muodostuminen

Kun maanpinnan lämpötila laskee veden jäätymispisteen alapuolelle muuttuu lämpövirtaus maassa epätasaiseksi. Jäätyvä rintama etenee alempia maakerroksia kohti sen vuoksi, että alhaalta tuleva korvaava lämpö ei riitä täysin korvaamaan yläpuolelle syntynyttä lämpövajetta, jolloin huokosvesi jäätyy paikalleen. Kun kidealkio syntyy jatkuu jääkiteen kasvu lämmön poistumissuuntaan. Kide kasvaa kunnes sen eteen tulee jokin este, jota vastaan kide kehittää paineen. Paine pyrkii purkautumaan siten, että maa laajenee pienimmän vastuksen suuntaan. Jäälinssin muodostumisessa vallitsevat lämpötilaolosuhteet on esitetty kuvassa 21. Lämpötilaa kasvavan jäälinssin pohjassa, ns. segregatiolämpötilaa, on merkitty  $T_s$ :llä. Korkeinta lämpötilaa, jossa huokosvesi voi jäätymä on merkitty  $T_i$ :llä. Routimiskerros sijaitsee kaikilla maalajeilla  $T_s$ - ja  $T_i$ - isotermien välissä (Konrad & Morgenstern 1980).

Kokeissa on todettu, että termodynaamisen potentiaalieron aiheuttama veden virtaus on jatkuvaa ja tasaista routimiskerroksen läpi kohti kasvavaa jäälinssiä, eikä vettä akkumuloidu ennen tätä vyöhykettä. On myös todettu, että se vesimäärä, joka virtaa jäätymisrintaman routimiskerrokseen kun rintama pysyy paikallaan on sama kuin viimeksi syntyneen jäälinssin kasvu ko. aikana (Mageau & Morgenstern 1979).



Kuva 21. Lämpötilaolosuhteet jäälínssin muodostuessa (Konrad & Morgenstern 1980)

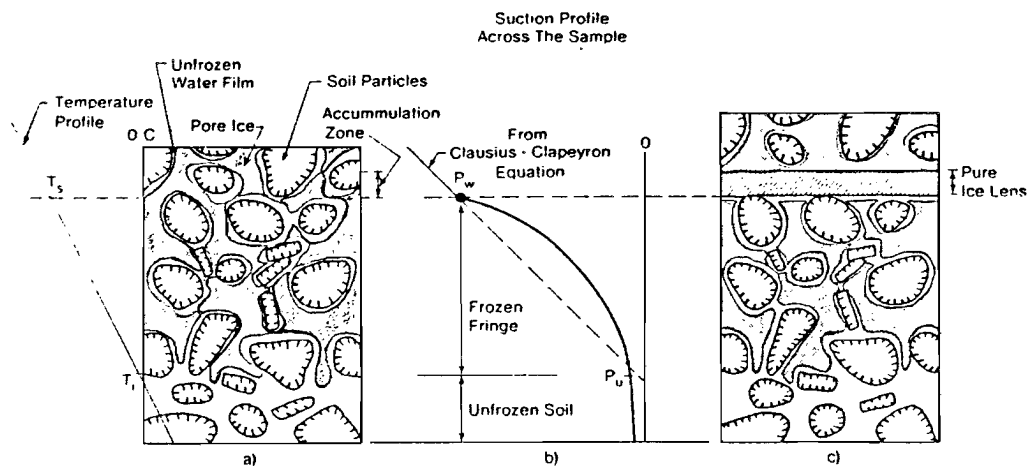
Konrad & Morgensternin (1980) teoria jäälínssin muodostumisesta hienorakeisessa maalajissa perustuu olettamuksiin, että jäätymisrintama etenee tasaisesti lämpövirtauksen vaihdellessa, ja routimiskerroksen ominaisuudet muuttuvat lämpötilan muutoksen mukaan:

Jäätymisen alkuvaiheessa, kun jäätymisrintama etenee nopeasti näytteeseen virtaava vesi keraantyy vedenläpäisevyyden määraamaan akkumulaatiovyöhykkeeseen, jonka johdosta partikkelien ohut adsorptiovesivaippa paksunee. Termodynaaminen tasapainotila muuttuu ja veden vapaa energia on suurempi kuin viereisen jään. Tasapainotila saavutetaan kun osa tulleesta vedestä jäätyy (Konrad & Morgenstern 1980). Nopeasti etenevä jäätymisrintama ei anna vedelle riittävästi aikaa akkumuloitua kyseiselle tasolle ja muodostaa kasvavaa jäälínssiä. Kuvassa 22 a,b on esitetty lämpötilagradientin ja pienenevän vedenläpäisevyyden aiheuttama epälineaarinen imuvoiman kasvaminen routimiskerroksessa.

Varsinaisia jäälínsssejä ei tässä vaiheessa synny, mutta jääkasau-mia voi esiintyä suurempien partikkelien päällä, pienemmän vastuksen suunnassa. Paikallisesti tämä aiheuttaa epähomogeenisen routanousun, joka venyttää jaamatriksia routimiskerroksen yläosassa. Epätasainen deformaatio aiheuttaa huomattavia paikallisia jännityksiä vain routimiskerroksen yläosassa. Jännityso-losuhteet tässä tasossa ovat monimutkaisia ja Clausius-Clapeyronin yhtälön soveltaminen vaikeutuu (Konrad & Morgenstern 1980).

Kun jaan kasautumisen aiheuttama paikallinen routanousu on pieni voi jää venyä sarkymatta. Jäätymisrintama edetessä sy-

vemmälle maahan sen etenemisnopeus ja myös lämpötilan muutosnopeus alueella pienenevät. Nyt vedellä on enemmän aikaa keraantya tietylle tasolle. Jääkasautumien viereinen jää joutuu deformatumaan niin paljon, että se murtuu. Jatkuva veden keraantuminen ja jäätyminen johtaa erillisen jäälinsin syntymiseen (Konrad & Morgenstern 1980).



Kuva 22 a, b, c. Jäälinsin muodostumismekanismi (Konrad & Morgenstern 1980)

Syntynyt jäälinssi on pienemmässä jännitystilassa ja kasvaa tasomaiselle alustalle, joka on koostunut partikkeleista, jäätymättömästä vedestä ja huokosjäädästä. Tässä uudessa tilanteessa Clausius-Clapeyronin yhtälön mukaiset olosuhteet ovat voimassa jäälinsin pohjaosassa (kuva 22 c).

Kuva 23 esittää kaavamaisesti jäälinsin syntymis- ja kasvamisprosessit sekä seuraavan jäälinsin syntymisen. Ajassa  $t$  ajatellaan muodostuvan yksi tai useampia jäälinssejä maakerrokseen. Tässä ajassa uusi jäälinssi on syntynyt segregaatio-jäätymislämpötilan ( $T_{sf}$ ) määrittämään tasoon.

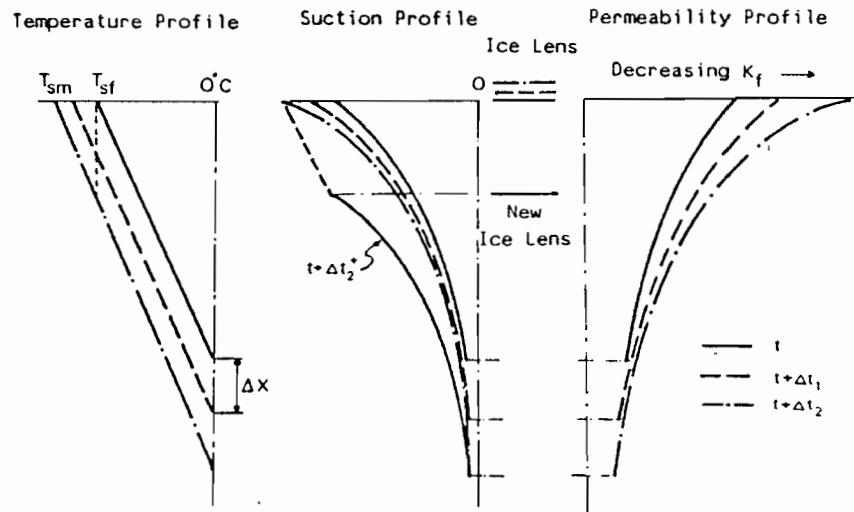
Koska lämpövirtaus on edelleen epästabiili etenee jäätymisrintama nopeudella  $dX/dt$ . Tämä aiheuttaa muutoksen lämpötilaprofiilissa routimiskerroksessa. Ajassa  $\Delta t$  jäälinsin tyvi jäähtyy alle  $T_{sf}$ :n ja routimiskerroksen laajuus kasvaa  $\Delta X$ :n verran. Toisin sanoen routimiskerros jäälinsin etupuolella kasvaa ja sen lämpötila alenee. Tämän seurauksena vedenläpäisevyys alenee, veden virtausmatka kasvaa ja imupotentiaali linssin tyvessä tulee suuremmaksi. Jäätymättömän veden määrä ja siten maan vedenläpäisevyys vähenevät eksponentiaalisesti lämpötilan alennuksessa (Johanssen 1977). Niin kauan kun imuvoiman ja routimiskerroksen vedenläpäisevyyden suhde on sellainen, että vyöhyk-



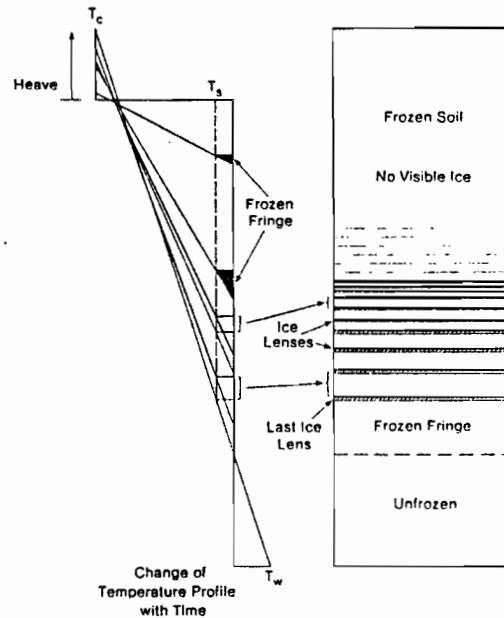
keeseen virtaava vesi pystyy kulkemaan sen läpi imeytyy vettä kasvavaan jäälinssiin (Konrad & Morgenstern 1980).

Jäätymisrintaman eteneminen johtaa routimiskerroksen jäähdytymiseen. Jonkin ajan kuluttua jäälinssin lämpimämmän (ala-) puolen lämpötila saavuttaa arvon  $T_{sm}$ , jossa routimiskerroksen yläosan vedenläpäisevyys on niin pieni, että veden virtaus on käytännöllisesti katsoen loppunut alueella. Nyt vesi akkumuloituu johonkin linssitasoa alempaan tasoon. Routimiskerroksen nykyinen vedenläpäisevyys määrää uuden akkumulaatiotason, joka on uusi segregaatiolämpötilaa,  $T_{sf}$ , vastaava taso. Tämä prosessi uusiutuu kunnes (lämpövirtauksen) pysyväisolosuhteet on saavutettu, ja viimeinen jäälinssi on muodostunut lämpötilassa  $T_{so}$  (Konrad & Morgenstern 1980).

Hienorakeisilla maalajeilla saattaa nopea lämpötilan muutos maakerroksen läpi aiheuttaa aluksi jään lisääntymisen, muttei näkyvien jäälinsien kasvua. Myöhemmin jäätymisrintaman etenemisnopeuden hidastuessa alkaa syntyä myös näkyviä linssejä, jotka routimiskerroksen kasvaessa tulevat myös paksummiksi (kuva 24, Konrad & Morgenstern 1980).



Kuva 23. Jäälinssin muodostumiselle ominaisten tekijöiden muutos jäätymisrintaman edetessä



Kuva 24. Kerrallisten jäälinsien muodostuminen

## 5. JÄÄDYTYKSEN-SULATUSKOE

### 5.1 Näytteidenottoalue

#### 5.1.1 Alueen sijainti ja pohjasuhteet

Näytteidenottoalue sijaitsee Helsingin Oulunkylässä, pääradan varrella, suunnitellun Kylanvanhimmantien alikäytävän kohdalla. Näytepisteet, joita on kolme, sijaitsevat n. 10 m raiteista ratapenkereen luoteisreunalla. Maanpinta pisteiden kohdalla on tasossa +22,0 - +22,1.

Päällimmäisenä maakerroksena näytealueella on tasoon +20,8 asti täytemaana käytettyä soraista hiekkaa. Kerros on niin kova, että se on jouduttu läpäisemään poraamalla. Täytteen alla on n. tasoon +20,4 vyöhyke, jossa kitkamaata on sekoittunut alempiin maakerroksiin. Kerros koostuu pääosin hiekansekaisesta savesta. Sekoittuneen kerroksen alla on tasoon n. +19,9 tiivis, jopa kova silttikerros. Silttiä seuraava savikerros ulottuu tasolle n. +17,3, jonka jälkeen seuraa kovaan pohjaan, tasolle +14,0 ulottuva silttikerros. Tässä kerroksessa siltti vaihtuu ennen kovaa pohjaa silttimoreeniksi.

Pohjavedenpinnan tasosta ja vaihteluista näytepisteiden kohdalla ei ole tietoa, mutta lähialueella on pohjaveden pinta mittausten mukaan vaihdellut 4.1.1980 - 11.3.1987 rajoissa +20,35 - +21,84 (Vahaaho 1987).

## 5.1.2 Geologinen historia

Näytealueen savikerros tasojen +17,3 ja +19,9 välillä on tehtyjen luokituskokeiden sekä kemiallisten analyysien perusteella mitä todennäköisimmin sedimentoitunut Yoldiamereen. Tosin piilevä-analyysia ei voitu tehdä, koska savinäytteistä ei rikastuksesta-kaan huolimatta löydetty riittävästi piileviä analyysia varten. Kuitenkin saven homogeenisuus, suolapitoisuus ja happamuus-arvot viittaavat siihen, että savi on suolaiseen ( murtoveteen) kerrostunutta Yoldiasavea (vrt. Gardemeister 1973, sekä taulukko 1).

Helsingin alueella Ancyclusjärven ja Yoldiameren savien ero on melko vähäinen, joten tälläkin alueella savikerroksen yläosassa saattaa olla myös Ancylussavia. Yoldiasavien alapuolella olevista silttisemmistä kerroksista ei ollut käytettävissä materiaalia niin paljon, että olisi pystytty toteamaan mahdollisten Baltian jääjärven sedimenttien esiintyminen. Pintaosassa oleva savi puolestaan oli sekoittuneet täytenä käytettyyn kitkamaahan niin, ettei sitä voitu analysoida.

## 5.2 Tutkimusmateriaali

### 5.2.1 Luokitusominaisuuksia

Luonnontilaisesta näytemateriaalista on määritetty seuraavat luokitusominaisuudet; tilavuuspaino, vesipitoisuus, juoksurajan arvo, humuspitoisuus ja savipitoisuus eli  $<2 \mu\text{m}$  olevien partikkelien suhteellinen osuus. Esimerkkinä on kuvassa 25 esitetty ominaisuuksien vaihtelut vertikaalisuunnassa näytteenottopisteessä 1 (= keskimäinen näytteenottopiste).

Jäädytyskokeissa käytettiin häiriintymättömiä savinäytteitä pääosin tasojen +17,5 ja +18,2 väliltä, sekä tasojen +18,5 ja +19,0 väliltä. Näillä väleillä savien ominaisuudet olivat melko homogeenisia: Tilavuuspainot olivat käytetyissä näytteissä 15,1-16,4  $\text{kN/m}^3$ . Vesipitoisuus vaihteli rajoissa  $n_w = 70-95\%$ . Savinäytteiden juoksurajan,  $w_L$ , arvot olivat hyvin lähellä luonnontilaisia vesipitoisuuksia, ja muutamassa näytteessä saven luonnontilainen vesipitoisuus jopa ylitti juoksurajan vesipitoisuuden. Humuspitoisuus oli jäädytyskokeisiin valituissa näytteissä niin alhainen, että kun hehkutuskokeen tuloksista vähennettiin kideveden

osuus saatiin humuspitoisuudeksi joissakin tapauksissa nolla. Savipitoisuus oli käytetyissä näytteissä n. 68-90%.

## 5.2.2

### Mineraalikoostumus

#### 5.2.2.1

#### Röntgendiffraktioanalyysi

Savien mineraalikoostumusta tutkittiin röntgendiffraktioanalyysillä. Laitteena käytettiin Philips X-Ray Diffractometer Pw 1051-laitteistoa. Röntgenanalyysissä näytettä säteilytetään röntgensäteilyllä, jolloin mineraalin kidehilan atomitasot toimivat heijastavana pintana. Heijastuva röntgensäteily muodostaa Braggin lain mukaisen interferenssikuvion, joka määräytyy hilan atomitasojen etäisyyden mukaan. Tämä etäisyys on yleisesti ottaen jokaisella mineraalityypillä erilainen. Diagrammissa eri hilamittojen antamat heijastumat erotetaan heijastuskulmien mukaan.

Analyysit tehtiin ns. suunnatuista savinäytteistä, joissa savipartikkelit on pyritty saattamaan samansuuntaisiksi selvemmän interferenssikuvion aikaansaamiseksi.

Joillakin savimineraaliryhmillä, kuten kloriitilla ja vermikuliitilla merkittävien hilamitta on sama (14 Å), jolloin näiden mineraalien voimakkaimmat interferenssikuviot osuvat päällekkäin. Tällaisessa tapauksessa voidaan mineraalit tunnistaa muuttamalla niiden hilamittoja esim. glyseroli- tai lämpökäsittelyllä, joilla saadaan interferenssikuviot siirtymään tunnettuihin paikkoihin. Tässä analyysissä käytettiin kuumennusmenetelmää, jossa suunnattuja savinäytteitä kuumennettiin hehkutusuunissa lämpötilaan +500°C. Analyysit tehtiin näistä näytteistä rinnan kuumentamattomien näytteiden kanssa.

Röntgendiffraktioanalyysin perusteella saattaa kaoliniitin ja kloriitin erottaminen toisistaan olla vaikeaa. Molempien savinäytteiden röntgendiffraktiogrammeissa on voimakas heijastuma n. 12°:n (7,1 Å) kohdalla. Kuumennettaessa tämä piikki katoaa. Grimmin (1968) mukaan kaoliniitti menettää kuumennettaessa kidemuotonsa ja sen heijastumat katoavat kokonaan. Kaoliniitin ensimmäisen kertaluvun heijastumat ovat 7,16 Å:n ja 3,57 Å:n kohdalla.

Kloriitilla on voimakkaiden 14,1 ja 7,05 Å heijastumien lisäksi usein kolmannen kertaluokan heijastus 4,7 Å:n kohdalla. Kloriitilla voi 14 Å:n heijastuma olla joskus epäselvä. Kuumennettaessa kloriitti dehydratoituu vain osittain ja yleensä sen 14 Å:n heijastuma kasvaa. Näytteen sisältämä vermikuliitti, jonka ensimmä-

mäisen kertaluokan heijastuma on myös 14 Å:n kohdalla voidaan erottaa kloriitista kuumentamalla. Tällöin vermikuliitin 14 Å:n hilamitta muuttuu 10 Å:ksi, mutta kloriitilla vastaava hilamitta pysyy samana.

Sippolan (1974) mukaan sekundaarisen kloriittimineraalin 7 Å:n ja 14 Å:n heijastumat heikkenevät tai kokonaan katoavat kuumentettaessa. Mikäli kloriitin 7,1 Å:n heijastuma ei kuumentettaessa kokonaan katoa on osa kloriitista primääristä kloriittia. Sippolan tutkimuksien mukaan ei suomalaisissa sedimenttisavissa ole kaoliniittia lainkaan.

### 5.2.2.2

#### Näytteiden mineraalikoostumus

Savien mineraalikoostumus määritettiin kahdesta eri korkeustasosta; +18,9 ja +17,6. Mineraalikoostumuksessa ei todettu olevan merkittävää eroa näiden tasojen välillä. Röntgendiffraktiodiagrammit on esitetty liitteissä 1 ja 2.

Ilmeisesti tässä tutkimuksessa olleissa savinäytteissä on mukana myös kaoliniittia, ja kloriitin ohella se aiheuttaa voimakkaan 7,1 Å:n heijastuman, joka kuumentettaessa katoaa. Myös heikot 3,52 ja 3,57 Å:n heijastumat katoavat kuumentettaessa. Kloriitin 4,7 Å:n heijastuma on lähes olematon, joten kloriitti ei yksin aiheuttane 7 Å:n piikkiä. Savinäytteet sisältänevat myös hieman vermikuliittia, koska kuumentettaessa 10 Å:n heijastuma kasvaa. Vermikuliitin siirtyminen ei näy 14 Å:n heijastuman pienenemisenä, koska kloriitti kuumentettaessa kasvattaa tätä piikkiä.

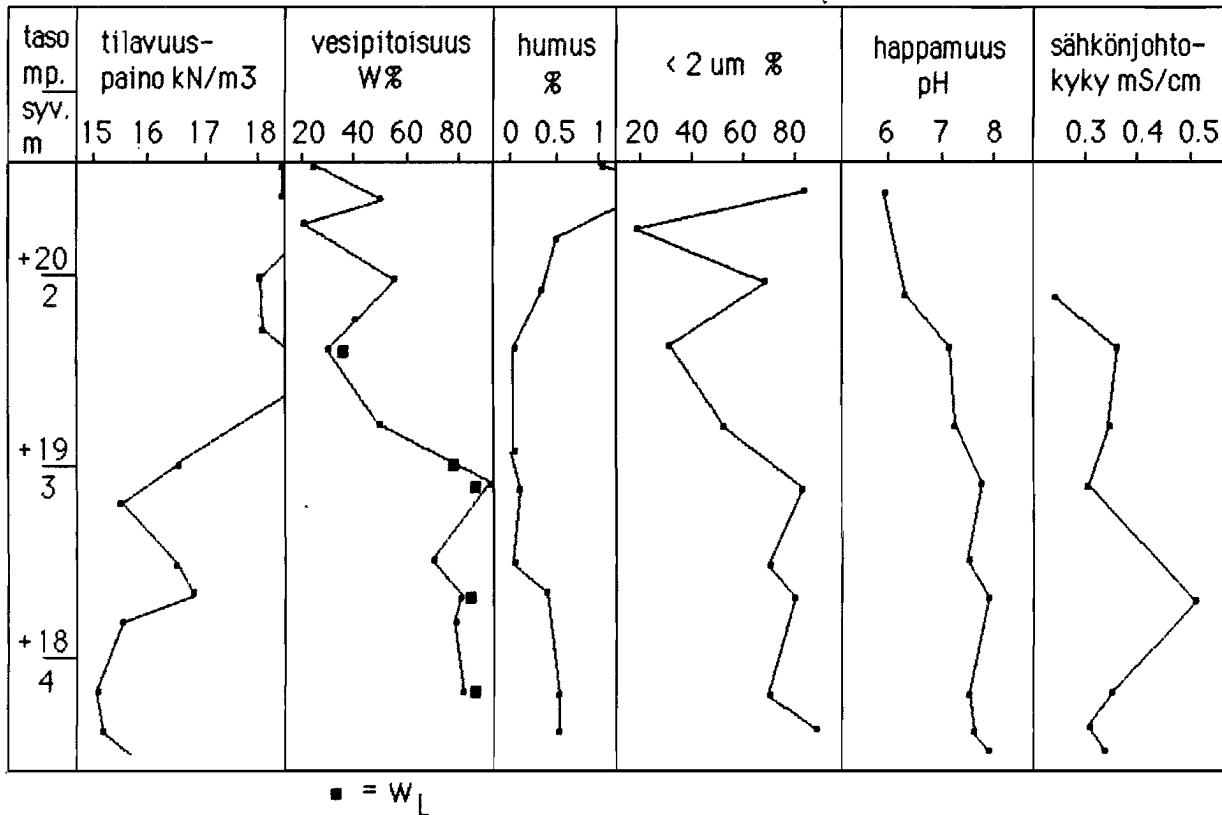
Röntgendigrammien perusteella todettiin näytteiden sisältävän ainakin seuraavia mineraaleja: Runsaimmin kvartsia ja kiillemineraaleja (illiittia ja biotiittia). Jonkin verran maasälpä ja kloriittia, sekä hieman kaoliniittia, amfioleja, pyrokseeneja sekä vermikuliittia.

### 5.2.3

#### Kemialliset ominaisuudet

Tutkimuksessa käytetyistä savista tutkittiin myös niiden happamuus eli pH-arvo ja ominaissähkönjohtokyky. Jaadytyskokeissa käytetyt savet olivat lievästi emäksisiä, pH-arvojen vaihdellessa välillä 7,4 -7,9. Savien ominaissähkönjohtokyky mitattiin suspensiosta ja laimennoksen suhteen laskettiin näytteiden kokonais-

sähkönjohtavuus, joka jäädytykseen valituilla näytteillä oli 300-350  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Tutkituista kemiallisista ominaisuuksista on esimerkkinä kuvassa 25 esitetty ko. ominaisuudet näytteenottopisteessä 1.



Kuva 25. Tutkimuksessa käytettyjen savinäytteiden ominaisuuksia korkeustason suhteen

### 5.3

#### Näytteiden jäädyttäminen ja sulattaminen

##### 5.3.1

##### Koetyypit

Savinäytteiden jäädytyskokeet suoritettiin kahdella eri menetelmällä; avoimena kokeena ja suljettuna kokeena. Avoimessa kokeessa lisäveden imeytyminen näytteeseen jäädytyksen aikana oli mahdollista, sillä näytteen alapää lepäsi huokoskiveä vasten, jonka kautta saattoi  $+4^{\circ}\text{C}$  vesi siirtyä näytteeseen tai näytteestä pois. Suljetussa kokeessa veden siirtyminen oli mahdollista ainostaan näytteestä pois sekä näytteen sisällä. Näytteitä

kuormitettiin molemmissa menetelmissä sekä jäädytys-, että sulatusvaiheessa niiden luonnontilaista esikuormitusta vastaavalla kuormalla. Roudan tunkeutuminen molemmissa jäädytysmenetelmissä oli periaatteessa yksidimensionaalinen.

#### 5.3.1.1

##### Avoim jäädytyskoe

Avointa koetta käytettiin etupaassa näytteen jäädyttämiseen mahdollisimman luonnontilaisissa olosuhteissa. Tällä koemenetelmällä jäädytettävä näyte jäädytettiin vain kerran. Jäädytyslämpötilana käytettiin  $-18^{\circ}\text{C}$ . Jäädytysvaiheessa näytteiden kuormituksessa käytettiin säädettävää jousikuormaa, jota korjattiin aina routanousun mukaan. Koko laitteisto oli sijoitettu pakastearkkuun, jossa näytteet olivat sijoitettu polystyreenillä eristettyyn laatikkoon. Ainoastaan näytteiden yläpää olivat avoimina  $-18^{\circ}\text{C}$ :n pakkasessa. Näytteiden alapää olivat huokoskivien päällä, joiden kautta veden virtaus molempiin suuntiin oli mahdollista. Laatikon pohjalla oleva vesi pidettiin  $+4^{\circ}\text{C}$ :n lämpötilassa termostaattiohjatus lämpövastuksen avulla. Lisäksi käytettiin pientä vesipumppua veden sekoittajana, jolla pyrittiin estämään lämpötilagradientin muodostuminen veteen. Näytteen dimensiot tässä koetyypissä olivat; 150 mm (h) ja 50 mm ( $\varnothing$ ). Näytteet olivat jäädytyslaitteessa muovisissa ST II koeputkissa, joiden sisäseinämät olivat voideltu silikoniöljyllä suhteellisen suuren seinämäkitkan pienentämiseksi. Koelaitteisto on esitetty liitteessä 3.

Avoimella menetelmällä jäädytetyt näytteet sulatettiin  $+5^{\circ}\text{C}$  lämpötilassa. Sulatusvaiheessa näytteitä kuormitettiin painolevyillä.

Avoimen jäädytysmenetelmän näytemateriaalia käytettiin mm. elektronimikroskooppikuvauksissa. Tämän jäädytyskoemenetelmän yhteydessä seurattiin näytteiden routanousuja, ja sulatusvaiheessa mitattiin sulamispainumat. Myös näytteiden sulamisvedet kerättiin talteen tutkimuksia varten. Jäädytysaika avoimessa kokeessa oli n. 2-3 viikkoa, jona aikana näytteet jäatyivät lähes pohjaan saakka.

#### 5.3.1.2

##### Suljettu jäädytyskoe

Suljettua koetyypia käytettiin jäädytysarjoissa, joissa samoja näytteitä jäädytettiin valilla sulattaen 2-4 kertaa. Näytteitä jäädytettiin  $-18^{\circ}\text{C}$ :n lämpötilassa 24 tuntia jonka jälkeen niitä sula-

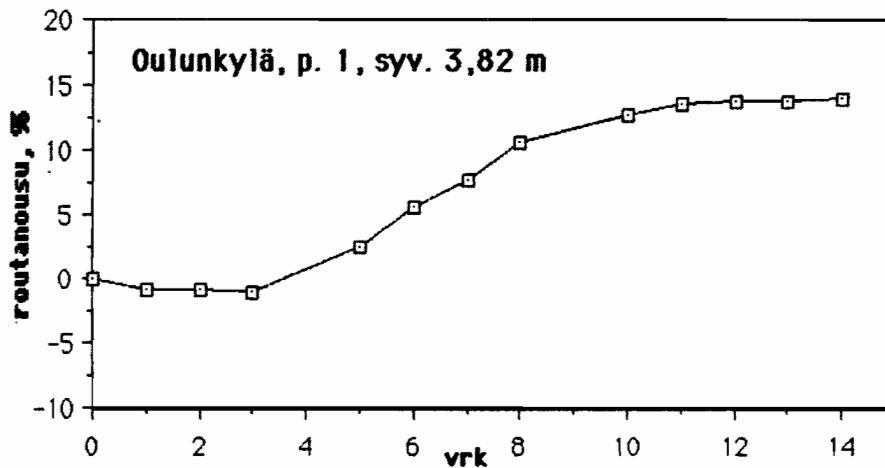
tettiin 24 tuntia huoneenlämpötilassa, +20°C. Suljetussa kokeessa kuormitukseen käytettiin painolevyjä. Näytteiden dimensiot tässä koetyypissä olivat; 40 mm (h) ja 50 mm (ø). Näytteet olivat PVC-muoviputkissa, joiden sisäseinämät myös olivat voideltu silikonijäljellä (liite 4).

Suljetun kokeen näytteitä käytettiin mm. raekoko-, ominaispinta-ala-, pH-, sähkönjohtokyky-, zeta potentiaali- ja AAS-analyyseissä.

### 5.3.2

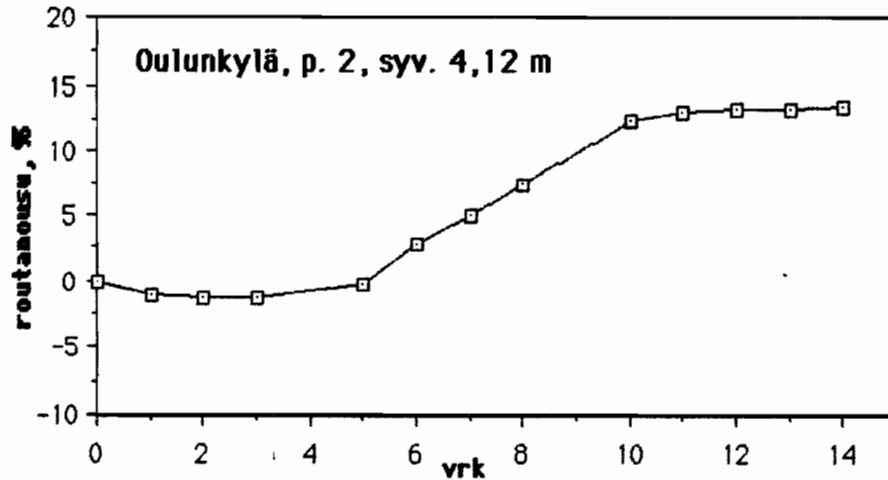
#### Jäädymyksen ja sulatuksen tuloksia

Routanousut ovat avoimen menetelmän jäädymyksessä olleet n. 12-13 %. Tämä nousu on tapahtunut n. 15 vuorokaudessa. Esimerkkinä routanousuista on esitetty näytteiden "piste 1, syv. 3,82 m" ja "piste 2, syv. 4,12 m" routanousut ajan funktiona kuvassa 26.



Kuva 26 a. Esimerkki saven routanoususta jäädymyskokeessa

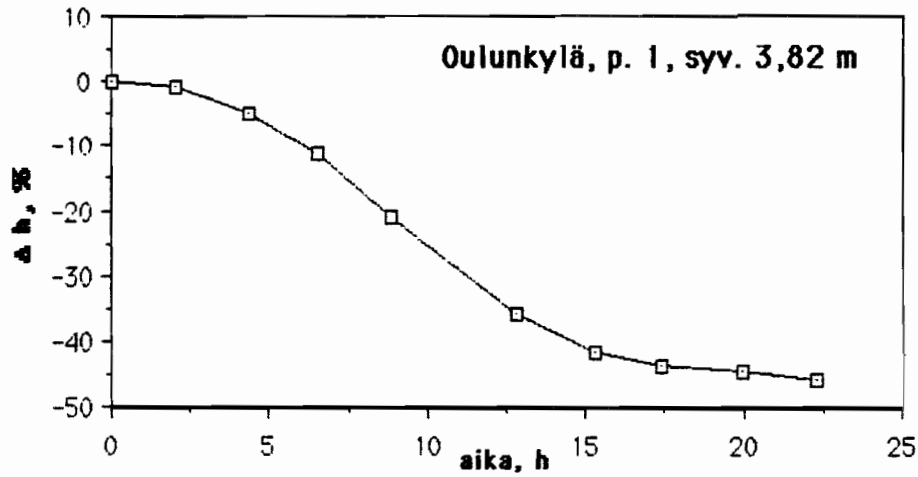




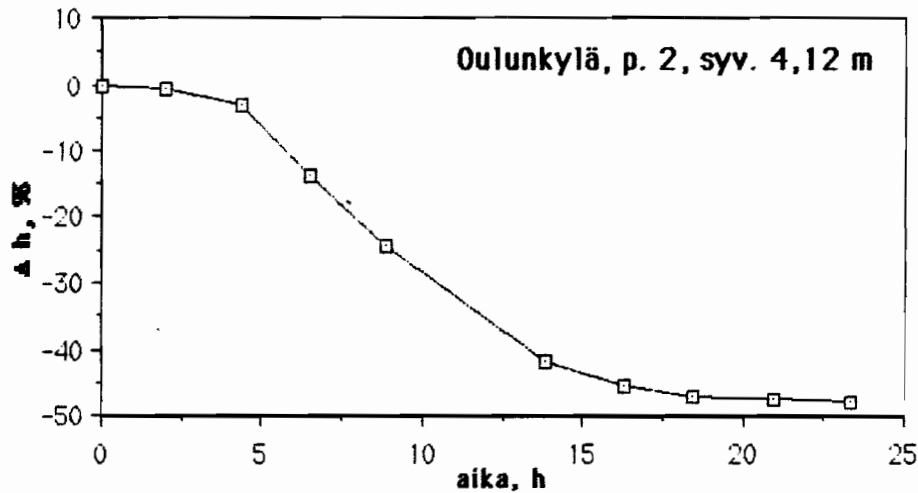
Kuva 26 b. Esimerkki saven routanoususta jäädytyskokeessa

Routanousun suuruus riippuu olennaisesti roudan tunkeutumisenopeudesta. Avoimen koetyypin jäädytyslaitteistoa muutettiin useaan otteeseen tutkimuksen aikana. Tutkimuksen alkuvaiheessa, jolloin roudan tunkeutuminen näytteisiin oli ilmeisesti nopeampaa todettiin routanousujen olevan vastaavilla savityypeillä 6-8 %.

Avoimen kokeen näytteiden sulaminen +6°C:n lämpötilassa tapahtui kolmedimensionaalisesti. Kokonaissulamispainumat olivat n. 42-48 %. Sulamispainumanopeuksista lasketut  $c_v$ -arvot olivat puolestaan 1,11-1,13 m<sup>2</sup>/a. Sulamispainuman suuruutta saattoi lisätä näytteissä tapahtunut lievä murtuminen sulamisvaiheessa. Tämä ilmeni siten, että sulamisvedet olivat savensekaisia. Ilmiön aiheutti luultavimmin näytteen pieni poikkipinta-ala suhteessa korkeuteen. Esimerkkinä sulamispainumien suuruudesta ja nopeudesta on esitetty näytteiden "p.1, syv. 3,85 m" ja "p.2, syv. 4,12 m" sulamispainumakäyrät kuvassa 27.



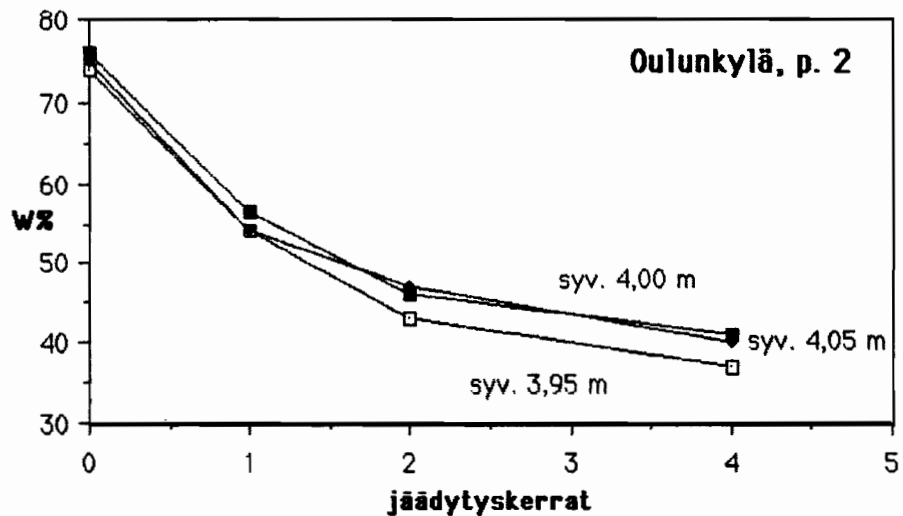
a.



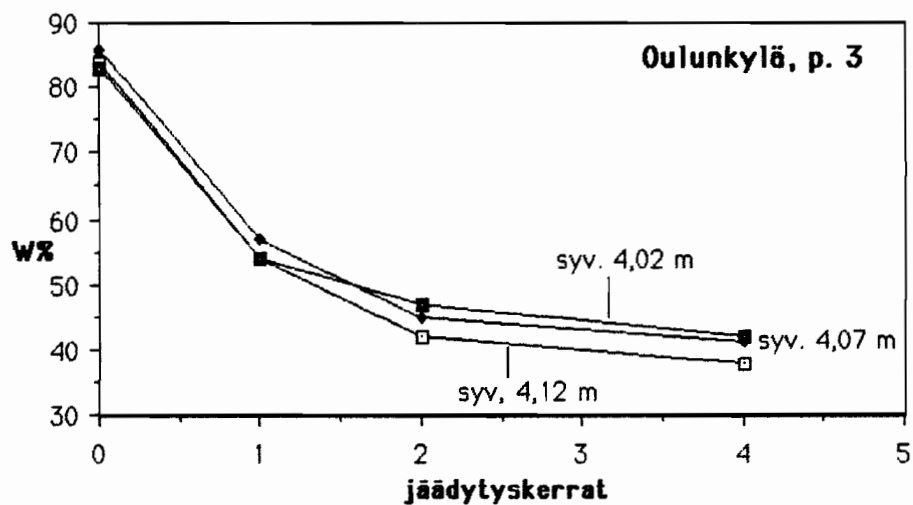
b.

Kuva 27 a, b. Esimerkkejä savien sulamispainumista

Savinaytteiden vesipitoisuuden muutoksia jäädytyskertojen funktiona on esitetty kuvissa 28 a,b. Ensimmäisen jäädytyksen ja sulatuksen jälkeen vesipitoisuus pienenee huomattavasti. Toistuvien jäädytyskertojen seurauksena vesipitoisuuden pieneneminen vähenee. Tutkituilla savinaytteillä vesipitoisuus suhteessa luonnontilaisen saven vesipitoisuuteen oli yhden jäädytyskerran jälkeen keskimäärin  $0,69 \times w$ , kahden jäädytyskerran jälkeen  $0,57 \times w$  ja neljän jäädytyskerran jälkeen  $0,50 \times w$ .



a.



b.

Kuva 28 a, b. Saven vesipitoisuuden muutoksia jäädytyskertojen mukaan

## 6.

### TUTKIMUSMENETELMÄT

#### 6.1

#### Menetelmien valinta

Tutkimusmenetelmät pyrittiin valitsemaan mahdollisuuksien rajoissa siten, että mahdolliset jäätymisen ja sulamisen yhteydessä tapahtuvat muutokset saven rakenteessa, sekä niitä aiheuttavat tekijät saataisiin selvitettyä.

Koska aikaisempien savien jäädytykseen ja sulatukseen liittyneiden tutkimuksien (esim. Chamberlain & Gow 1979, Yong et al. 1982,-85, ja Vähäaho 1987) tulokset osoittivat, että muutokset saven rakenteessa ilmenevät lähinnä raekoon kasvamisena tehtiin sekä suoria, että epäsuoria raekokoanalyysijä muutoksen toteamiseksi. Elektronimikroskooppikuvausten avulla pyrittiin visuaalisesti toteamaan saven mikrorakenteessa tapahtuvat muutokset.

Valittaessa tutkimusmenetelmiä saven rakennetta muuttavien tekijöiden selvittämiseksi oletettiin, että raekoon kasvaminen on seuraus savipartikkelien kasaantumisesta yhä suuremmiksi yksiköiksi eli aggregaateiksi. Tämän vuoksi valittiin tutkimusmenetelmiä, jotka suoraan tai välillisesti ilmaisivat muutoksia partikkelien välisissä voimasuhteissa.

## 6.2

### Raekokoanalyysi

Savien raekokojakauman selvittämiseksi ennen jäädyttämistä ja sen jälkeen käytettiin sedimentaatiomenetelmiin kuuluvaa automaattipipettikoetta. Tässä menetelmässä tietyn raekoon ja sitä pienempien partikkelien osuus saadaan selville pipetoimalla tietty tilavuus savisuspensiota Stokesin lain mukaan laskettuina aikoina määräsyvyydeltä.

Stokesin laki perustuu teoriaan pallonmuotoisten kappaleiden vajoamisnopeudesta nestemäisessä väliaineessa. Suuremmat kappaleet vajoavat nopeammin kuin pienet kappaleet. Näin eri aikoina otettu tilavuusyksikkö savisuspensiota sisältää vain tiettyä raekokoa ja sitä pienempiä partikkeleita. Pipetointiajat lasketaan siten, että saatujen "läpäisyprosenttien" mukaan voidaan raekokojakaumakäyrä piirtää. Yleensä jo neljän raekoon, 60, 20, 6 ja 2  $\mu\text{m}$ , avulla voidaan piirtää riittävän tarkka rakeisuuskäyrä.

(10)

$$t = (9 \eta h) / (2 g r^2 (\zeta_0 - \zeta))$$

t = pipetointiaika

$\eta$  = veden dynaaminen viskositeetti

h = rakeen laskeutumismatka (pipetointi syv.)

g = painovoiman kiihtyvyyys

r = rakeen säde

$\zeta_0$  = rakeen tiheys

$\zeta$  = veden tiheys

Tutkittaessa jäädytyksen vaikutusta raekokojakautumaan ei näytteitä voitu käsitellä dispergoivilla aineilla (peptisaattoriliuoksella) eikä ultraäänihajottajalla. Vähäähon (1987) ja Yong et al:n (1982, 1985) tekemissä tutkimuksissa todettiin sidosvoimien jäätymisen aiheuttamissa partikkelikasaumissa olevan niin heikko, että dispergoivien aineiden käytön ja näytteen hienontamisen seurauksen oli jopa raekoon pieneneminen luonnontilaiseen materiaaliin verrattuna.

Dispergoivana aineena käytetään yleensä peptisaattoriliuosta, jossa suspensioon tuodaan runsaasti hyvin korkeavalenssisia anioneja. Anionit sieppaavat voimakkaan erimerkkisen varauksensa avulla kationit pois partikkelin pintavyöhykkeen sähköisestä kaksoiskerroksesta. Tällöin partikkelien väliset sähköstaattiset hylkimisvoimat kasvavat ja partikkelikasaumat hajoavat. Tuloksena on tasapainotila jossa yksittäiset partikkelit ovat hajaantuneina suspensiossa. Peptisaattoreina voidaan käyttää myös alempivalenssisia anioneja, jotka sitovat kationeja muodostamalla niiden ympärille anioniverhon (Van Olphen 1963). Peptisaatioreaktion voidaan siis olettaa kumoavan sen vaikutuksen jonka jäädyttäminen saa aikaan savien rakenteelle.

Näytteiden preparointi tehtiin seuraavasti: Kuivattuja savinäytteitä punnittiin haluttu määrä (4 g) ja näytteet hienonnettiin varovasti ainoastaan n. 3-5 mm:n suuruiseksi rakeiksi. Näytteet kaadettiin 400 ml:n mittasylintereihin, jotka täytettiin tislattulla vedellä. Savien annettiin liettyä yli vuorokauden välillä sekoittaen. Kun oltiin varmistuttu, että kaikki rakeet olivat varmasti hajonneet suoritettiin pipetointi.

## 6.3

### Ominaispinta-ala

Ominaispinta-alalla tarkoitetaan kaikkien näytteessä olevien partikkelien pinta-alan summaa painoyksikköä kohti. Savissa partikkelilla tarkoitetaan joko yksittäistä savipartikkelia tai mitä tahansa kiinteää yksikköä, joka käyttäytyy partikkelin tavoin (esim. aggregaatti). Ominaispinta-alan suuruuteen vaikuttavat partikkelikoon lisäksi partikkelien pintarakenne ja muoto. Näihin ominaisuuksiin vaikuttaa puolestaan ratkaisevasti mineraalikoostumus. Mineraalirakeiden pinnoilla olevat huokokset, saostumat ja humus lisäävät ominaispinta-alaa (Lowell & Shields 1984, Sposito 1984).

Tässä tutkimuksessa käytettiin näytteiden ominaispinta-alan mittaamiseen typpikaasumenetelmää. Polaarittomien kaasumo-

lekyylien (esim. N<sub>2</sub>) adsorptioon perustuvalla menetelmällä voidaan määrittää partikkelien ulkoinen pinta-ala (external surface area). Mineraalirakeiden sisäinen pinta-ala (internal surface area), joka koostuu mikrohuokosten ja mineraalien kidehilojen välitilojen yhteisestä pinta-alasta voidaan mitata esim. etyleeniglykolimenetelmällä. Näytteen ominaispinta-ala lasketaan tällöin siihen sitoutuneen etyleeniglykolin määrästä (Van Olphen 1963).

Eri menetelmillä tehty ominaispinta-alakokeiden tulokset eivät ole vertailukelpoisia keskenään. Kokonaisominaispinta-ala (sisäinen- + ulkoinen-) voi olla esim. paisuvahilaisella montmorillonitilla jopa 800 m<sup>2</sup>/g. Partikkeliaggregaattien muodostaman ominaispinta-alan tutkimiseen soveltuu tässä tutkimuksessa käytetty ulkoisen pinta-alan mittaava typpimenetelmä (eli BET-menetelmä) hyvin, koska se ei ole "liian tarkka". Partikkelien kasautuminen aggregaateiksi näkyy ominaispinta-alan pienenemisenä. Todellinen ominaispinta-ala pysyy vakiona, mutta saatu pienempi arvo on aggregaatiota ja siten myös raekoon suurenemista hyvin kuvaava tehokas ominaispinta-ala.

Tutkimuksessa ominaispinta-ala määritettiin Micromeritics Flow-sorb 2300- laitteella. Laitteiston toiminta perustuu Brunauer, Emmet & Tellerin (1938) esittämään teoriaan, jonka mukaan kiinteän aineen pinnalle sitoutuvien kaasumolekyylien lukumäärä riippuu kaasun höyrynpaineesta.

(11)

$$p/[V(p-p_0)] = 1/(V_m c) + [(c-1)p]/(V_m c p_0)$$

- V = sitoutuneen kaasun tilavuus painessa p
- V<sub>m</sub> = monomolekylärisen kerroksen muodostumiseen tarvittava kaasumäärä
- p<sub>0</sub> = kaasun kyllästymispaine
- c = adsorptiolämpöä kuvaava parametri

## 6.4

### SEM- kuvaukset

Pyyhkäisyelektronimikroskooppikuvausta eli SEM- kuvausta käytettiin saven mikrorakenteen tutkimiseen. Tällä haluttiin todeta ne mahdolliset näkyvät muutokset, joita jäätymisen ja sulamisen yhteydessä saven rakenteessa tapahtuu. Kuvaukset suoritettiin Cambridge S 200- pyyhkäisyelektronimikroskoopilla.

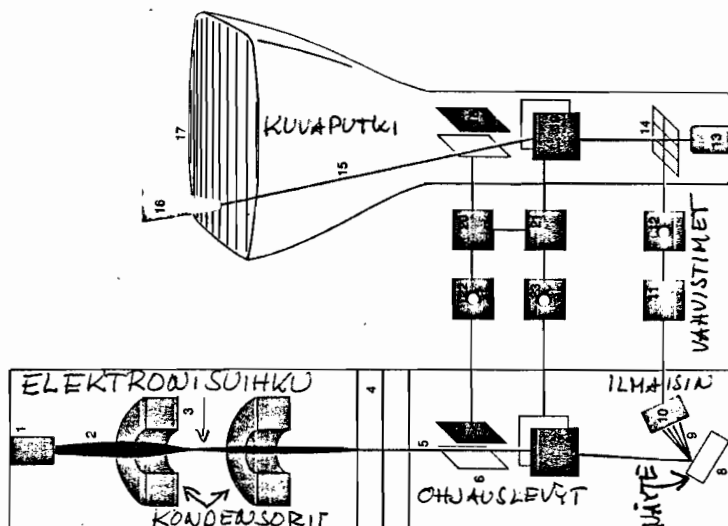
SEM- kuvauksessa elektronisuihku, jonka lähteenä käytetään 20-100 kV:n (erikoistarkoituksissa jopa 1 MV) kiihdytysjännitettä käyttävää elektronitykkiä, kohdistetaan näytteeseen yhden tai useamman kondensorin avulla. Kondensorilinssit taivuttavat ohuen elektronisuihkun kulkemaan viistosti näytteen pinnan poikki. Elektronisuihkun osuessa esim. kultauksella sähköäjohtavaksi muutettuun näytteen pintaan irtoaa siitä sekundaarisia elektroneja, jotka kuljetetaan ilmaisimeen, ja edelleen vahvistimen kautta näillä impulsseilla moduloidaan näyttölaitteen kato-disädeputken elektronisuihkua (kuva 29). Näin saadaan kuva näytteestä, jonka jokainen yksityiskohta on sitä kirkkaampi, mitä pienempi pinnan kaltevuus vastaavassa kohdassa on. Syntynyt kuva voidaan myös valokuvata jatkotutkimuksia varten tavalliselle mustavalkofilmille.

Pyyhkäisyelektronimikroskooppikuvan suurennos vaihtelee välillä 10x - 200 000x, ja laitteen resoluutiokyky on parhaimmillaan n. 7-10 nm, joka riittää hyvin saven partikkelikokoa (2 µm) vastaaviin eli n. 10000 kertaisiin suurennoksiin. Ilma absorboi elektroneja, joten näytteen on oltava mikroskoopissa tyhjiössä. Näytteiden on oltava vedettömiä, ja varautumisen estämiseksi pinnat päällystetään tyhjiöhöyrystyksessä kullalla tai platinalla.

Tässä tutkimuksessa savinäytteet preparoitiin seuraavasti: Kosteasta savinäytteestä leikattiin pieni, luonnontilaiseen asemaansa nähden vertikaalisuuntainen pitkänomainen kappale, joka oli kooltaan n. 3 x 5 x 10 mm. Kappale upotettiin heti nestemäiseen tyypeen (-196°C), jolloin näytteessä oleva vesi jääteli amorfiseksi jaaksi. Tällaisen jaan tilavuus on sama kuin veden, joten saven rakenne säilyi ehjänä. Tämän jälkeen näyte vietiin kylmäkuivauslaitteeseen, jossa näyte kuivattiin tyhjiössä, -60°C:n lämpötilassa. Näissä olosuhteissa vesi poistuu näytteestä sublimoitumalla, eli muuttumalla suoraan kiinteästä aineesta höyryksi. Näytteitä pidettiin kylmäkuivauslaitteessa n. 20 tuntia, jonka jälkeen savi oli rakenteeltaan vahingoittumatonta, mutta kuivaa.

Kylmäkuivatuille näytteille tehtiin seuraavaksi pintapreparointi, jolla näytteeseen pyrittiin SEM- kuvausta varten saamaan esille mahdollisimman häiriintymätön pintarakenne. Tarkan SEM- kuvan saamiseksi näytteen pinnan topografian täytyy olla hyvin pieni. Useiden eri kokeilujen ja SEM- kuvausten jälkeen todettiin parhaan tuloksen syntyvän pinnan liimakuorinnalla, jossa tasaiseksi hiottu pinta ensin puhdistetaan irtotavarasta ilmasuihkulla, ja sen jälkeen pinnalle levitetään kontaktiliimakerros. Liiman kuivuttua kerros kuoritaan pois, jolloin siihen tarttunut uloin savipartikkelikerros myös poistuu. Tämä toistetaan niin monta kertaa, että valomikroskoopilla voidaan todeta häiriintymättömän pinnan näkyvän. Näytteiden preparoinnissa SEM- kuvaus-

ta sovellettiin Smart & Toveyn (1982) ja Grabowska-Olszewska et. al:n (1984) esittämiä menetelmiä, niitä kuitenkin tarpeen ja kokemuksen mukaan muunnellen.



Kuva 29. Pyyhkäiselektronimikroskoopin periaate (SPECTRUM 1978)

## 6.5 pH-mittaukset

Saven happamuudella eli pH- arvolla on ratkaiseva vaikutus savipartikkelien pinnan sähköisiin ominaisuuksiin. Happamuuden muutos vaikuttaa savipartikkelin reunan varausominaisuuksiin, joka osaltaan muuttaa partikkelien välisiä voimasuhteita.

Protolyysireaktioissa veteen syntyy hydroniumioneja ( $\text{H}_3\text{O}^+$ ) ja hydroksyyli-ioneja ( $\text{OH}^-$ ). Vesiliuos on hapan, jos siinä hydroniumionikonsentraatio on suurempi kuin hydroksyyli-ionikonsentraatio. Päinvastaisessa tapauksessa on kysessä emäksinen liuos, ja jos nämä konsentraatiot ovat yhtäsuuret on liuos neutraali (Antikainen 1973).

Veden autoprotolyysissä syntyneiden  $\text{H}_3\text{O}^+$ - ja  $\text{OH}^-$ - ionien määrä täytyy veden ionitulon mukaan olla yhtäsuuri:

$$[\text{H}_3\text{O}^+] = [\text{OH}^-] = \sqrt{10^{-14}} = 10^{-7}$$

Tämä luku ilmaisee hydroniumionien konsentraation neutraalissa vesiliuoksessa, ja sitä pidetään neutraalin liuoksen happamuuden



mittana. Yleisemmin kuitenkin käytetään sen Briggs'in logaritmin vastalukua:

$$-\lg 10^{-7} = 7$$

Hydroniumionikonsentraation kasvaessa kasvaa liuoksen happamuus, jota ilmaiseva hydroniumionikonsentraation Briggs'in logaritmin vastaluku pienenee. Tätä sanotaan liuoksen pH:ksi.

$$\text{pH} = -\lg [\text{H}_3\text{O}^+]$$

Liuokset, joilla pH < 7 ovat happamia, jolloin niissä on ylimäärä  $\text{H}_3\text{O}^+$ -ioneja. Liuokset, joiden pH > 7 ovat emäksisiä, ja niissä on ylimäärä  $\text{OH}^-$ -ioneja (Antikainen 1973).

Kokeessa saven pH- arvo mitattiin suoraan savesta käyttäen Ingold Lot406-M6-DXK- kiinteän aineen pH elektrodia ja Orion Research model 701- pH mittaria. Kiinteän aineen elektrodia käytettäessä vältetään laimennoksen epälineaarinen vaikutus pH- arvoon, joka suspensiosta mitattaessa usein tuottaa päänväännä.

## 6.6

### Sähkönjohtokykymittaukset

Savien jäädyttämiseen liittyneissä tutkimuksissa on havaittu suolojen akkumuloitumista jäätymättömään vyöhykkeeseen, jäätymättömän rintaman eteen. Ilmiöstä ovat esittäneet tutkimustuloksia mm. Curda & Schababerle (1988), Cary et. al. (1979). Tulkintojen mukaan liuenneet suolat eivät absorboitu jään kiderakenteeseen, vaan konsentroituvat jään ja veden rajavyöhykkeeseen. Tuloksena on jäätymättömän rintaman edustalle syntynyt suolaisempi vyöhyke, jonka sähkönjohtokykyarvot ovat n. 50 - 150  $\mu\text{S}/\text{cm}$  alkuperäistä arvoa suuremmat. Mikäli jäätymättömä rintama etenee yhä syvemmälle maakerrokseen etenee suolaisempi vyöhyke samalla nopeudella sen edessä.

Huokosveden jäätymisen routimiskerroksessa aiheuttaa toisaalta elektrolyyttien rikastumista partikkeleita ympäröivään sulaa vesivaippaan. Saven kokonaiselektrolyyttipitoisuus ei kuitenkaan muutu, joten sähkönjohtokyky pysyy ennallaan.

Saven elektrolyyttipitoisuuden (suolapitoisuuden) lisääntymisen vaikutusta savipartikkelien sähköisen kaksoiskerroksen ominaisuuksiin ja sen myötä partikkelien väliseen voimatasapainoon on aikaisemmin selvitetty luvussa 3. Liuenneiden suolojen lisää-

tyminen huokosvedessä lisää massanvaikutuksen lain mukaan elektrolyyttipitoisuutta myös sähköisen kaksoiskerroksen alueella adsorptiovesikerroksessa.

Tässä tutkimuksessa saven sähkönjohtokykymittaus tehtiin suspensiosta, jonka johtokykyarvo kerrottiin laimennossuhteen mukaisesti. Laimennoksessa käytettiin erittäin puhdasta ns. UHQ-vettä, jonka sähkönjohtokyky on hyvin pieni. Sähkönjohtokykyarvo kuvaa saven kokonaissuolapitoisuutta, joka voidaan muuttaa huokosveden suolapitoisuudeksi tiedettäessä saven vesipitoisuus. Tässä tutkimuksessa ei kuitenkaan ollut tarkoituksenmukaista suhteuttaa arvoja huokosveden suolapitoisuuksiksi, koska jäätymisen ja sulamisen jälkeen saven vesipitoisuus pienenee huomattavasti.

Näytteet sähkönjohtokykymittauksiin otettiin kauttaaltaan jäätynneiden ja sulaneiden näytteiden siltä alueelta, johon jäätymisrintama eteni jäädytyksen loppuvaiheessa. Mittaukset on tehty Horizon Conductivity model 1484- sähkönjohtokykymittarilla.

## 6.7

### AAS-analyysi

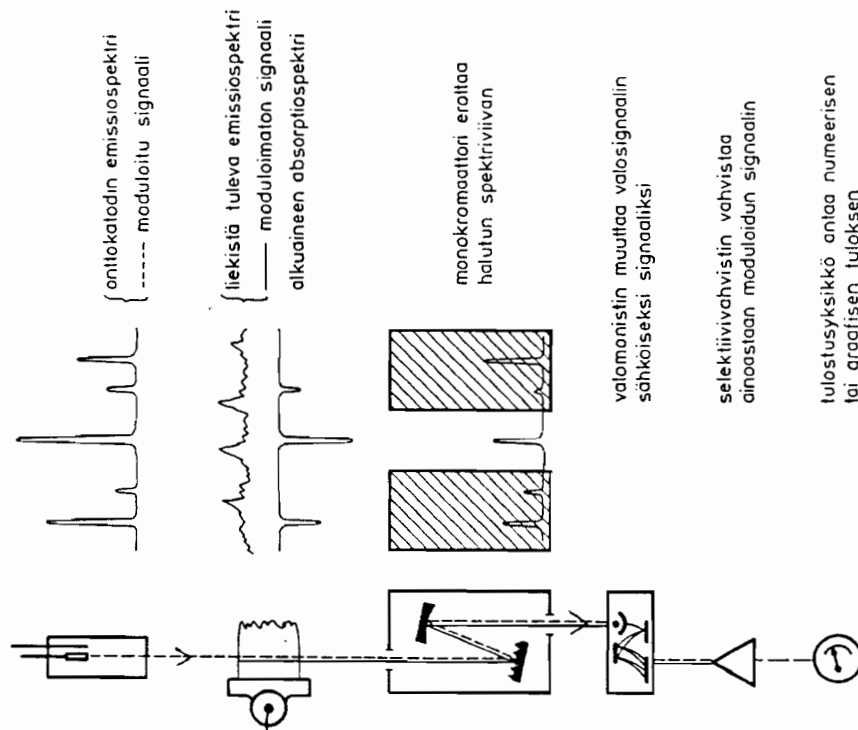
AAS-analyysiä käytetään tutkittavan materiaalin alkuainekoostumuksen määrittämiseen. Tässä työssä haluttiin selvittää savissa olevien yleisimpien vaihtokykyisten kationien,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$  ja  $\text{K}^{+}$  määrä. AAS-analyysillä voitiin tässä tapauksessa selvittää ainoastaan savien kationitaloutta, eli lisääntyykö vai väheneekö vaihtuvien kationien kokonaismäärä jäätymisen ja sulamisen seurauksena. Kationien asemaa ja vaihtuvuutta sähköisen kaksoiskerroksen ja huokosveden välillä ei tällä menetelmällä voitu määrittää. Esimerkiksi edellä mainittu sulan vaippaveden ionikonsentraation lisääntyminen routimiskerroksessa voi vaikuttaa hyvin vähän AAS- analyysin tuloksiin.

Kationikonsentraation vaikutusta savipartikkelien keskinäisiin voimiin on esitetty aikaisemmissa luvuissa. Yleisesti ottaen lisääntyvä kationikonsentraatio vähentää partikkelien negatiivista kokonaisvarausta ja kahden partikkelin välistä hylkimisvoimaa, ja saa aikaan partikkelien kiinnittymisen toisiinsa kun nämä lähestyvät toisiaan vetovoimien vaikutusalueelle. Kationikonsentraation pienentyessä vaikutus on tietenkin päinvastainen.

Kun halutaan selvittää ainoastaan vaihtuvien kationien määrä uutetaan kationit näytteestä tunnetulla indeksikationeja sisältävällä ammoniumasetatti-etikkahappoliuoksella. Suodoksesta

mitataan jäljelle jääneiden indeksikationien tai vaihtuneiden yksittäiskationien osuudet. Näytteiden käsittely tehtiin Met-sähallituksen laatimien vaihtuvien emäskationien määritysohjeiden mukaan.

AAS-analyysit tehtiin Perkin Elmer 360 Atomic Absorption Spectrophotometer- laitteistolla. AAS- analyysi perustuu neutraalien tai perustilassa olevien atomien kykyyn absorboida tarkoin määrättyä elektromagneettista säteilyä, jonka aallonpituusalue on hyvin pieni. Liuoksessa oleva näyte suihkutetaan hienona sumuna ilma-asetyleeniliekkiin, jossa se muuttuu atomiseksi höyryksi. Suurin osa atomeista jää perustilaan, ja ne absorboivat säteilyä, jonka aallonpituus on sopiva. Säteilyn lähteenä käytetään ontokatodiputkea, joka vaihdetaan aina sopivaksi tutkittavan aineen mukaan. Liekin jälkeen sähkömagneettinen säteily osuu monokromaattoriin, joka eristää käytettävän aallonpituuden. Tasta säteily kohdistetaan detektoriin, joka mittaa saapuvan säteilyn intensiteetin. Säteilyn intensiteetti on kääntäen verrannollinen tutkittavan alkuaineen pitoisuuteen liuoksessa (kuva 30, Lindsjö & Riekkola 1976).



Kuva 30. AAS- analysaattorin kaaviokuva

Partikkelin sähköisen varauksen ja sen vaikutuksesta partikkelien pinnan tuntumaan voimakkaimmin sitoutuneiden ionien muodostaman jännitekentän suuruutta kutsutaan zeta potentiaaliksi. Sähköisen kaksoiskerroksen voidaan ajatella koostuvan kahdesta osasta: Sisempi alue sisältää ne ionit, jotka ovat suhteellisen voimakkaasti sitoutuneet eli adsorpoituneet partikkelin pintaan. Ulompi, diffuusioalue sisältää ne ionit, joiden aseman määrää elektrostaattisten vetovoimien ja satunnaisten lämpöliikkeen tasapaino. Sähköisen jännitteen suuruus pienenee partikkelin pinnasta lähtien saavuttaen arvon nolla perusliuoksessa. Yksittäinen partikkeli ja siihen lujimmin liittyneet kationit liikkuvat liuoksessa yhtenä yksikkönä. Tämän yksikön, eli partikkelin ja sen ionikehän sekä ympäröivän väliaineen välisessä rajapinnassa olevaa jännitettä kutsutaan zeta potentiaaliksi (Wedd, 1986). Zeta potentiaalia voidaan pitää yleisesti ottaen sähköisen jännitteen suuruutena Sternin- ja diffuusiokerroksen (Gouyn kerroksen) rajapinnassa.

Zeta potentiaalia voidaan mitata usealla elektrokineettiseen vaikutukseen perustuvalla menetelmällä. Parhaiten tunnettu ja eniten käytetty näistä menetelmistä on elektroforeesi eli nesteeseen liuotettujen varattujen partikkelien liike ulkoisen sähkökentän vaikutuksesta. Kun elektrolyyttiliuokseen suspensoidut varautuneet partikkelit tuodaan sähkökenttään, vetää erimerkinen elektrodi niitä puoleensa. Liikkeen nopeus riippuu sähkökentän voimakkuudesta, tai jännitegradientista, dielektrisestä vakioista, väliaineen viskositeetista ja partikkelin zeta potentiaalista. Partikkelin liikettä ominaissähkökentässä kutsutaan sen elektroforeettiseksi mobiliteetiksi. Partikkelin elektroforeettinen mobiliteetti riippuu sen zeta potentiaalista Henryn yhtälön mukaan (Wedd 1986):

(12)

$$U_e = [\epsilon \zeta f(ka)] / (6 \pi \eta)$$

$U_e$  = elektroforeettinen mobiliteetti

$\zeta$  = zeta potentiaali

$\epsilon$  = elektrolyytin dielektrisyysvakio

$a$  = partikkelikoko

$f$  = taajuus

$k$  = Debye-Hyckel parametri, joka riippuu elektrolyytin konsentraatiosta

$\eta$  = viskositeetti

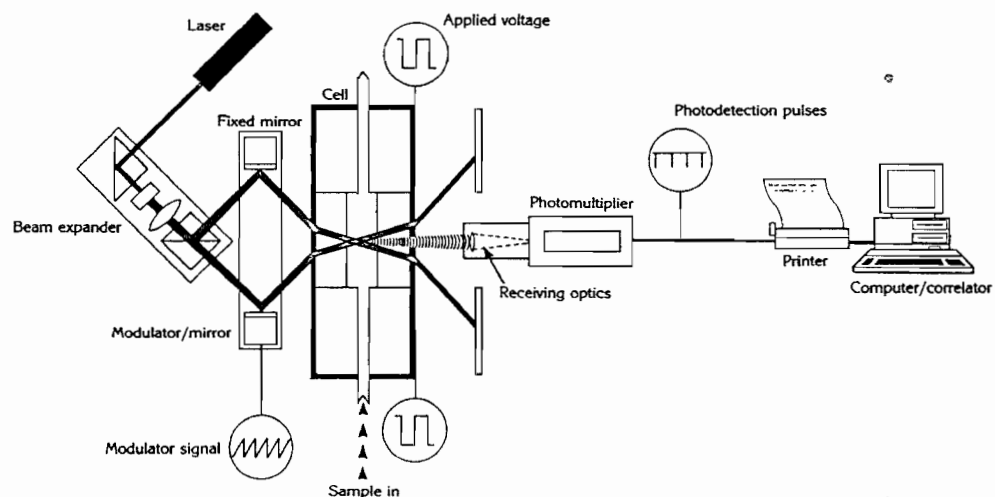
Vesiliuosta ja kohtalaista elektrolyyttikonsentraatiota käytettäessä voidaan käyttää Smoluchowskin muotoa Henryn yhtälöstä:

(13)

$$U_e = (\epsilon \zeta) / (4 \pi \eta)$$

Tässä työssä zeta potentiaalin mittaamiseen käytettiin Malvern Zetasizer II c- laitteistoa. Mittauksissa käytettiin elektrolyyttiliuoksena 1 mMol ammoniumkloridiliuosta ( $\text{NH}_4\text{Cl}$ ). Savinäyte lietettiin elektrolyyttiliuokseen juuri ennen mittausta, jotta ioninvaihtoreaktioita ei ennen koetta ehtisi tapahtua.

Zeta potentiaalilaitteiston toimintaperiaate on seuraava: Elektrolyyttiliuokseen lietetty näyte sijoitetaan laitteen kvartsikapillaariselliin, johon kaksi koherenttia, matalaenergisien helium-neon laserin sädetä tarkennetaan niin, että ne risteävät keskellä selliä. Risteävällä alueella muodostuu interferenssikuvio. Partikkelien liikkuesssa tämän alueen läpi ne hajottavat säteet ja aiheuttavat valon sironnan, jonka intensiteetti vaihtelee taajuuden, eli partikkelien nopeuden mukaan. Signaalit, jotka ovat seurauksena hajonneen valon yksittäisten fotonien osumista fotomultiplier- ilmaisimeen ohjautuvat digitaaliseen korrelaattoriin. Korrelaattori muuttaa signaalit korrelaatiofunktioiksi, jota voidaan tietokoneella analysoida matemaattisesti (kuva 31, Wedd 1986).



Kuva 31. Zeta potentiaalilaitteisto

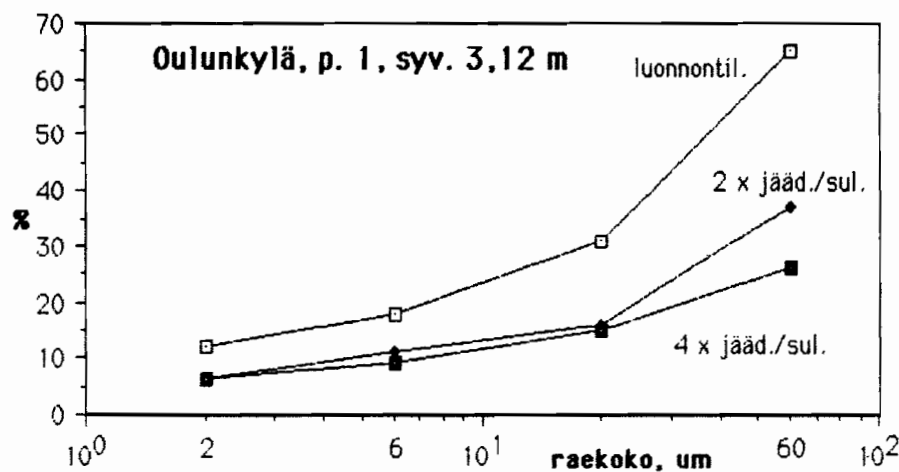
## 7. TUTKIMUKSEN TULOKSET

### 7.1

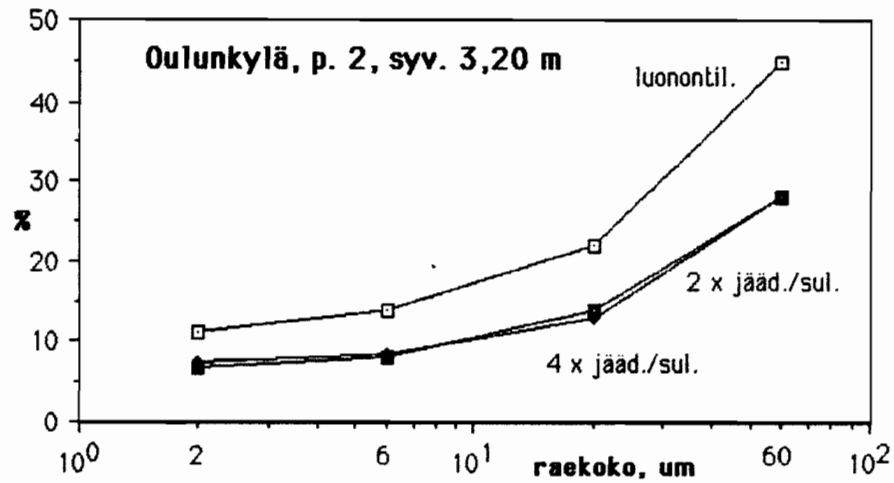
#### Raekokoanalyysi

Tutkimuksen tuloksista havaitaan selvä raekoon kasvaminen. Raekokojakauman muutos kahden jäätymis- ja sulamiskerran jälkeen on huomattava. Neljä jäätymis-sulamiskertaa ei sanottavasti enää suurennakaan savien raekokoa (kuva 32 a, b, c ja 33 a, b, c). Alle 2  $\mu\text{m}$ :n raekoon läpäisyprosentit pienenevät jäädytysten seurauksena ylemmän savikerroksen näytteillä keskimäärin 6 %, ja alemman savikerroksen näytteillä keskimäärin 33 %. Läpäisyprosenttien arvot eivät ole vertailukelpoisia luokituskokeiden raekokoanalyysien tulosten kanssa, koska tässä kokeessa ei käytetty dispergoivia aineita eikä savien hienontamista ultraäänihajottajalla.

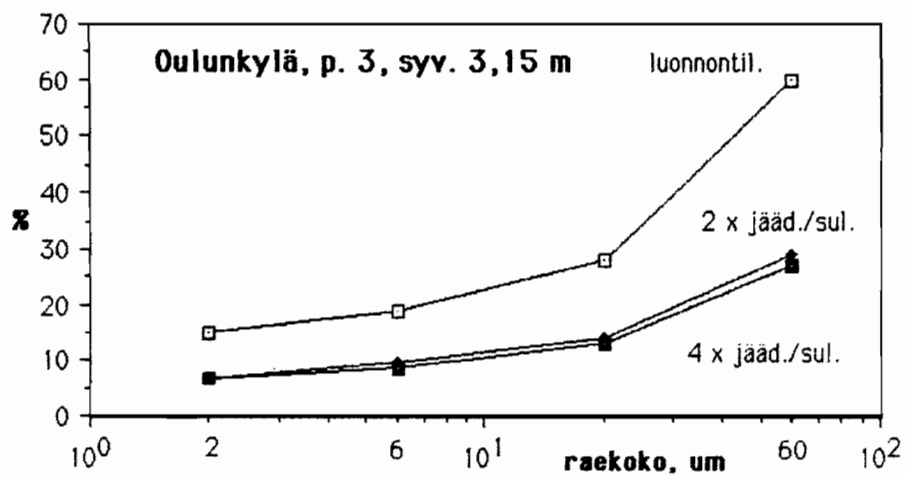
Näytteiden kuivattaminen ennen koetta lujittaa savien rakennetta niin, että tällaisen savien raekoko on vesisuspensiota käytettäessä suurempi kuin luonnonkostean savien raekoko. Kuivattamisella haluttiin kuitenkin varmistua siitä, että kaikissa analysoitavissa näytteissä oli sama kiintoainesmäärä. Tästä saattoivat johtua myös suuret vaihtelut luonnontilaisten savien raekokojakaumien kesken. Kokeen tuloksista voidaan kuitenkin nähdä savien raekoon suhteellinen muutos jäädytysprosessin seurauksena.



Kuva 32 a. Piste 1, ylemmän savityypin raekoon muutos jäädytyskertojen mukaan

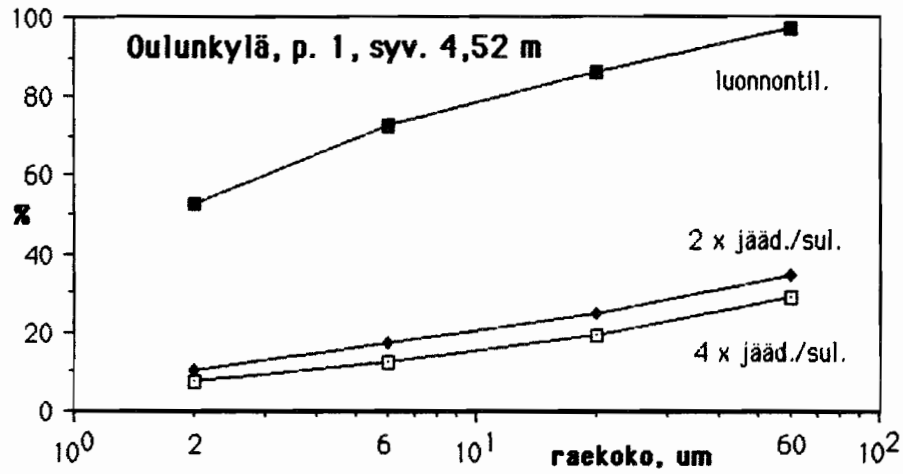


b.

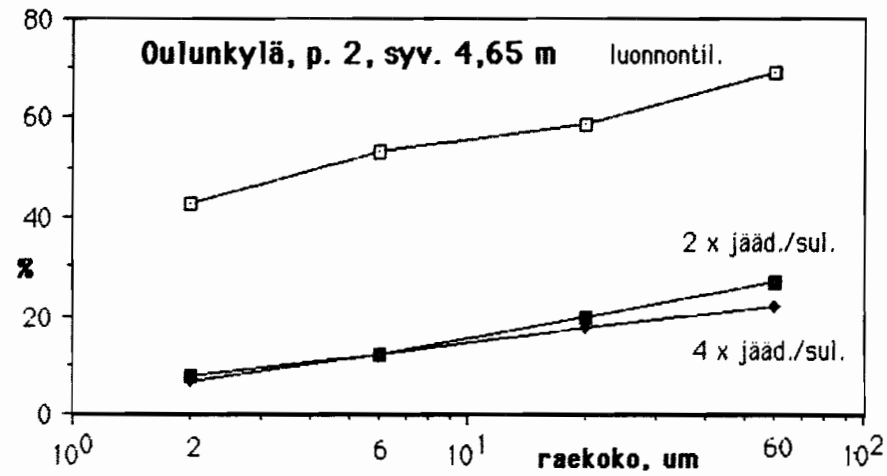


c.

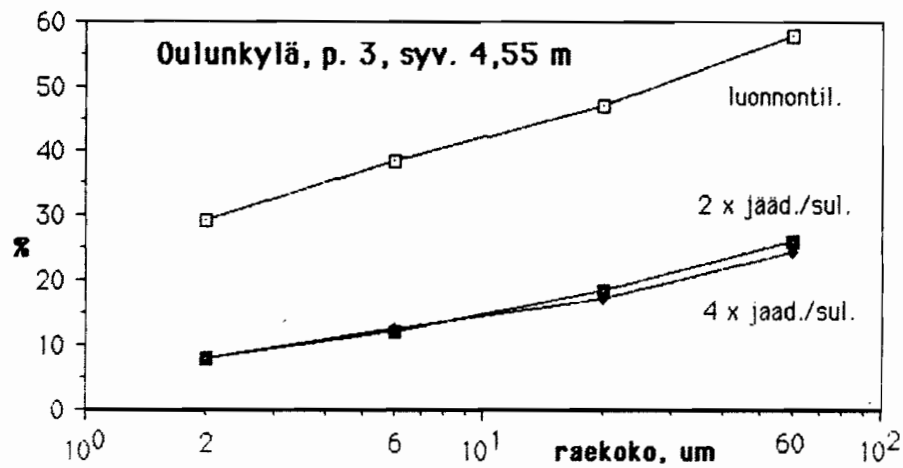
Kuva 32 b, c. Pisteiden 2 ja 3, ylempien savien raekoon muutos jäädytyskertojen mukaan



a.



b.

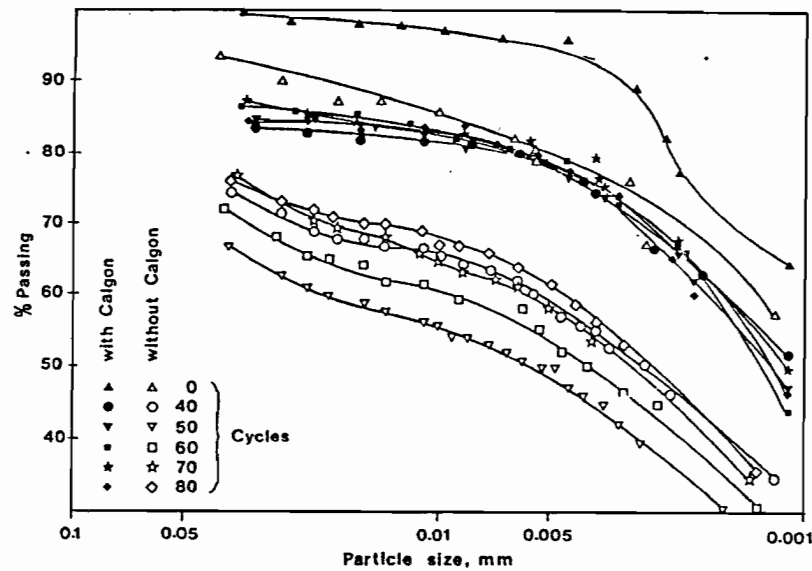


c.

Kuva 33 a, b, c. Pisteiden 1, 2 ja 3, alempien savityyppien raekoon muutos jäädytyskertojen mukaan



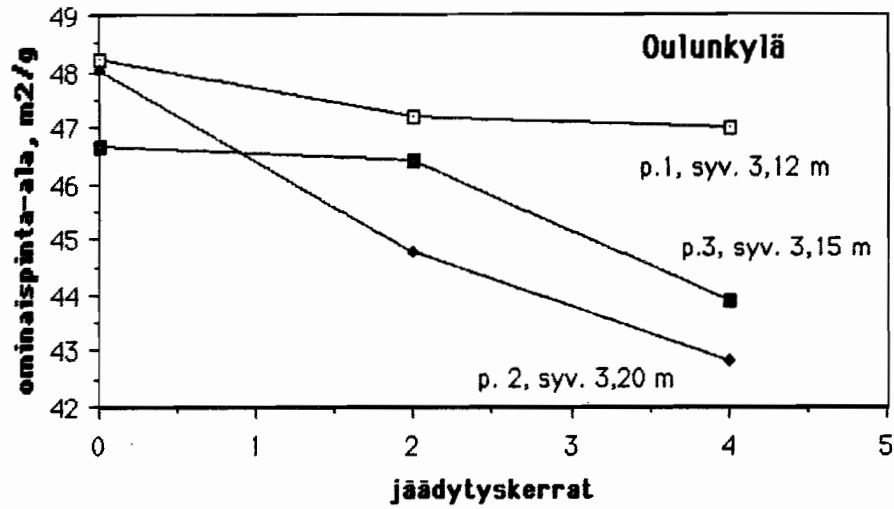
Verrattaessa tuloksia Yong et al:n 1982 ja 1985 tekemiin vastaaviin tutkimuksiin voidaan todeta, että tämän tutkimuksen tulokset ovat olleet samansuuntaisia heidän tuloksiensa kanssa (kuva 34). Erot muutoksien suuruudessa selittynevät näytteiden esikäsittelyllä, eli sillä miten voimakkaasti näytteitä sekoitetaan ja miten kauan niiden annetaan liettyä ennen koetta. Yong et al. ilmoittaa (1985) raekooltaan alle  $2\ \mu\text{m}$  aineksen vähenevän neljän ensimmäisen jäädytyksen jälkeen 15 %. Heidän tutkimuksissaan todettiin, että käytettäessä dispergoivaa ainetta raekokoanalyysissä  $<2\ \mu\text{m}$ :n aines puolestaan lisääntyi 20 % ensimmäisen neljän jäädytyskerran jälkeen.



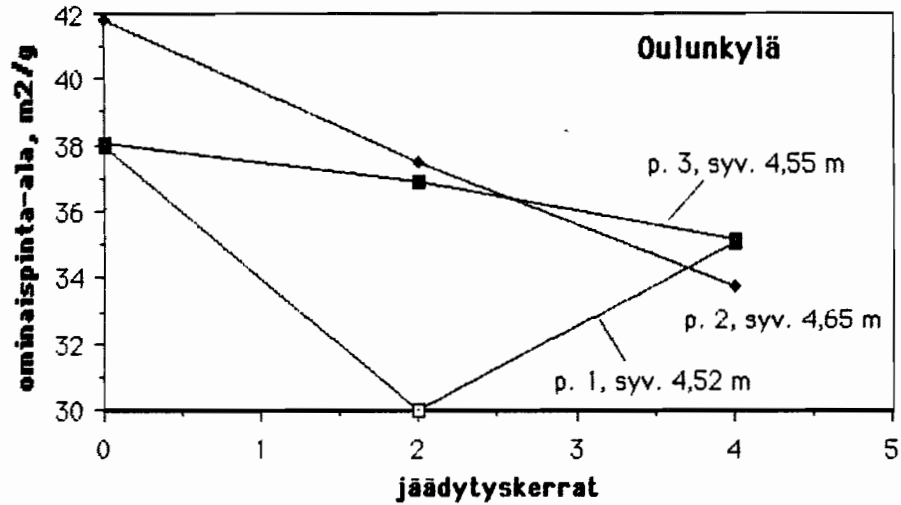
Kuva 34. Saven raekoon muutoksia jäädytyskertojen mukaan (Yong et al., 1982)

## 7.2 Ominaispinta-ala

Ominaispinta-alakokeen tulokset osoittavat myös raekoon kasvavan jäätymisen ja sulamisen yhteydessä. Muutokset eivät ole niin selkeitä kuin raekokoanalyysin tuloksissa, mutta jäätymisen-sulaminen kuitenkin selvästi pienentää saven ominaispinta-alaa (kuva 35 a,b). Syvyydestä 3.12-3.20 m olevien savinäytteiden ominaispinta-ala pieneni keskimäärin vain 4% kahden jäädytyskerran jälkeen ja 7% neljän jäädytyskerran jälkeen. Syvyydestä 4.52-4.65 m olevilla näytteillä ominaispinta-alan pieneminen vastaavien jäädytyskertojen jälkeen oli keskimäärin 11 % ja 12 %.



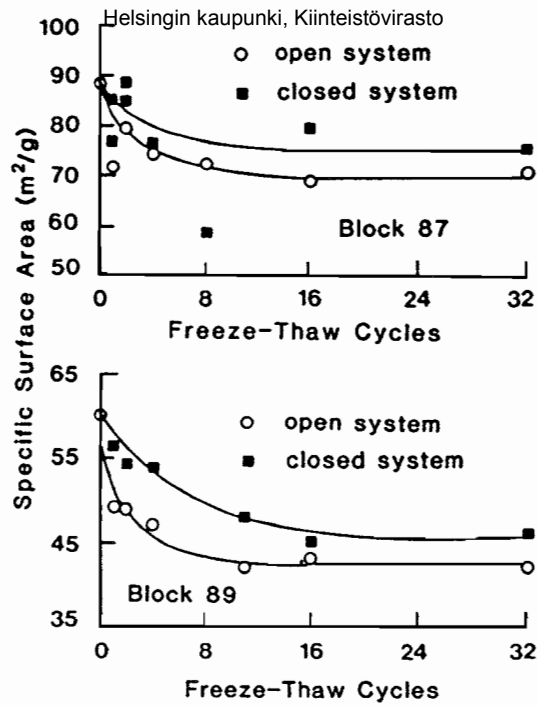
a.



b.

Kuva 35 a, b. Savien ominaispinta-alan muutos jäädytys- ja sulatuskertojen mukaan

Yong et al:n (1985) esittämät vastaavien kokeiden tulokset osoittivat savien ominaispinta-alan pienenevän keskimäärin yli 10%:n neljän jäädytyskerran jälkeen (kuva 36). He tosin käyttivät etyleeniglykolimonoetyylieetteri- menetelmää (EGME-), jonka tulokset eivät ole suoraan vertailukelpoisia tässä tutkimuksessa käytetyn BET- menetelmän tuloksien kanssa. Muutos on kuitenkin molemmissa tutkimuksissa samansuuntainen.



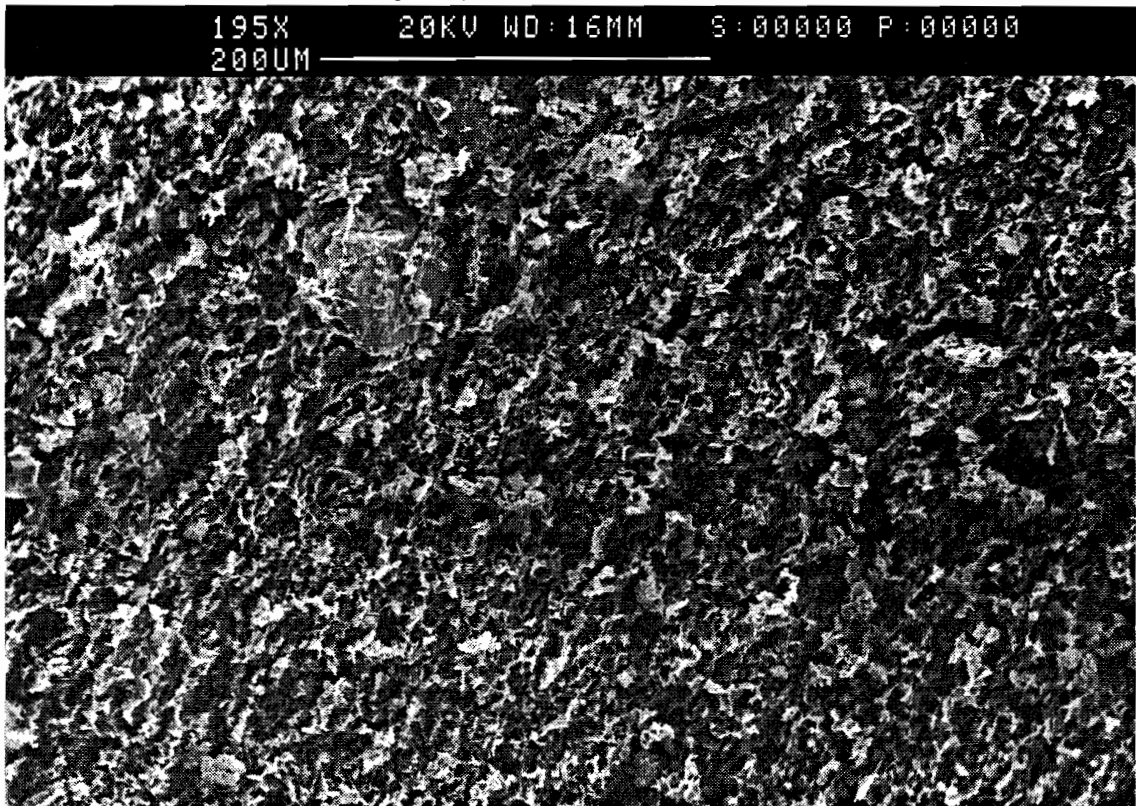
Kuva 36. Saven ominaispinta-alan muutos jäädystyskertojen seurauksena Yong et al:n (1985) mukaan

### 7.3 SEM-kuvat

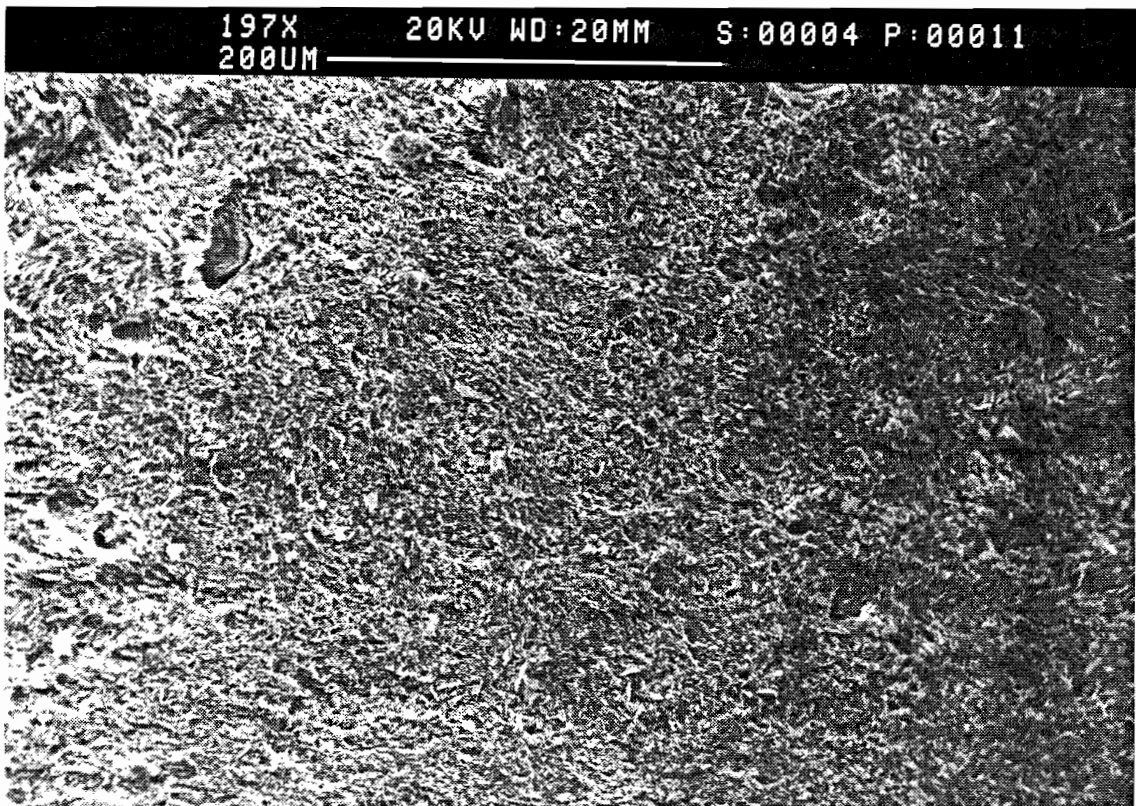
Pyyhkäisyelektronimikroskoopilla kuvattujen luonnontilaisen saven sekä jäätynneen ja sulaneen saven mikrorakennetta on esitetty kuvissa 37 a,b, 38 a,b ja 39 a,b. Kuvien yläalaidassa on mitattuna (μm) ja käytetty suurennos.

Kuvista näkyy selvästi saven huokostilan huomattava pieneneminen jäätymisen ja sulamisen seurauksena. Lisäksi kuvista voidaan todeta partikkelien siirtyminen limittaisiksi partikkelpakoiksi. Luonnontilaisen saven partikkelien runsas reunojen välinen sidostyyppi on vaihtunut jäädystyksen jälkeen enemmänkin pintojen välisiksi sidoksiksi. Tämä muutos viittaa partikkelien välisten hylkimisvoimien vähenemiseen ja van der Waalsin voimien (koheesiovoimien) tulemiseen määräävämmiksi (vrt. Vahäaho, osa I, kpl 3). Kuvista voidaan myös todeta mm. Chamberlainin & Gown (1979) esittämien, jäätymisen yhteydessä syntyvien kuivumiskutistumahalkeamien olemassaolo. Näiden halkeamien uskotaan pääasiassa aiheuttavan vedenläpäisevyyden huomattavan lisääntymisen luonnontilaiseen saveen verrattuna.

Luonnontilaisen saven hunajankennomainen rakenne on jäätymisen ja sulamisen yhteydessä muuttunut turbulentsiksi rakenteeksi, jossa yhdensuuntaisesti toisiinsa liittyneet partikkelit muodostavat pyörteenomaisia rakennemuotoja. Tämä viittaa siihen, että routuminen ja sulamiskonsolidaatio aiheuttavat savissa voimakkaan deformaation.

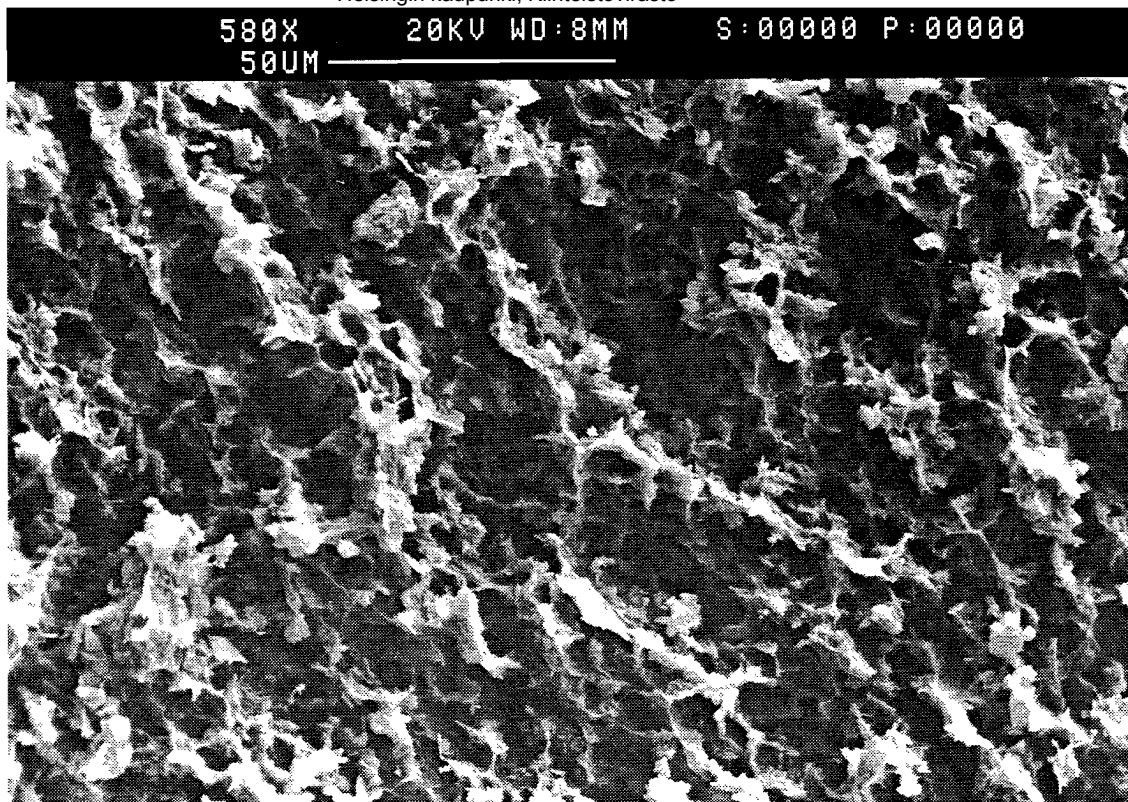


a.

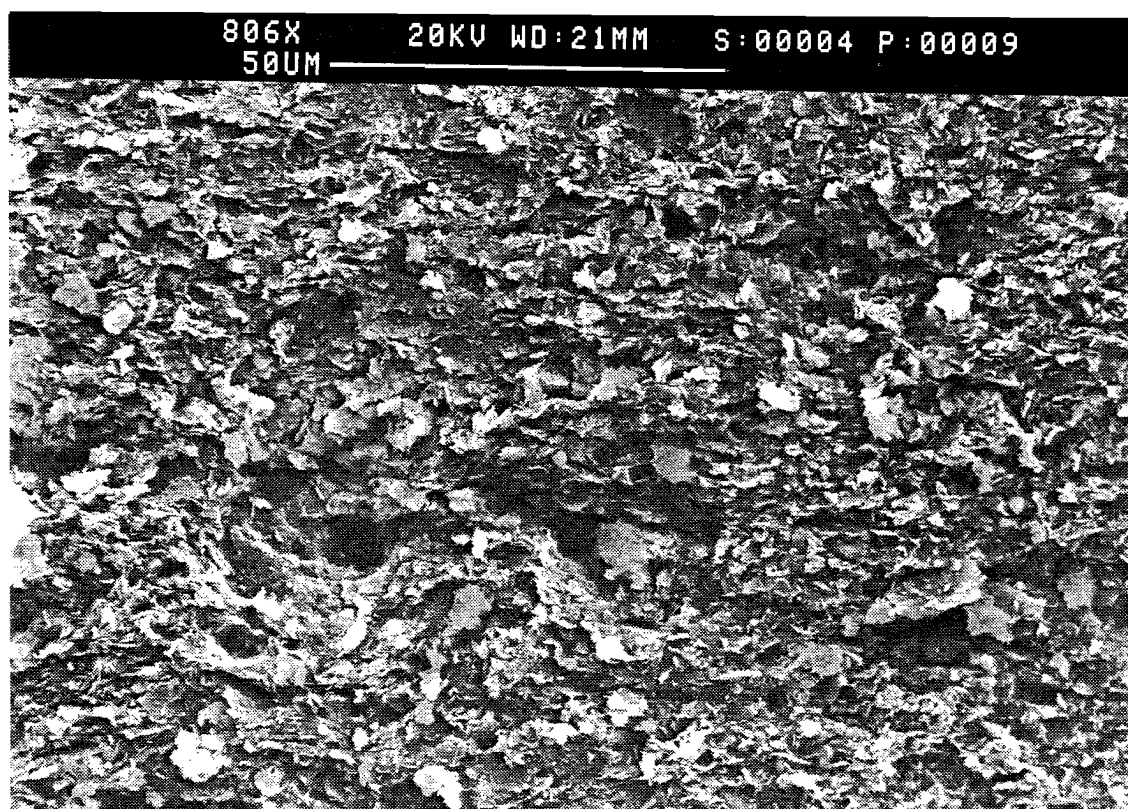


b.

Kuva 37: a. luonnontilaisen saven- ja b. jaadytetyn ja sulatetun saven pintarakennetta



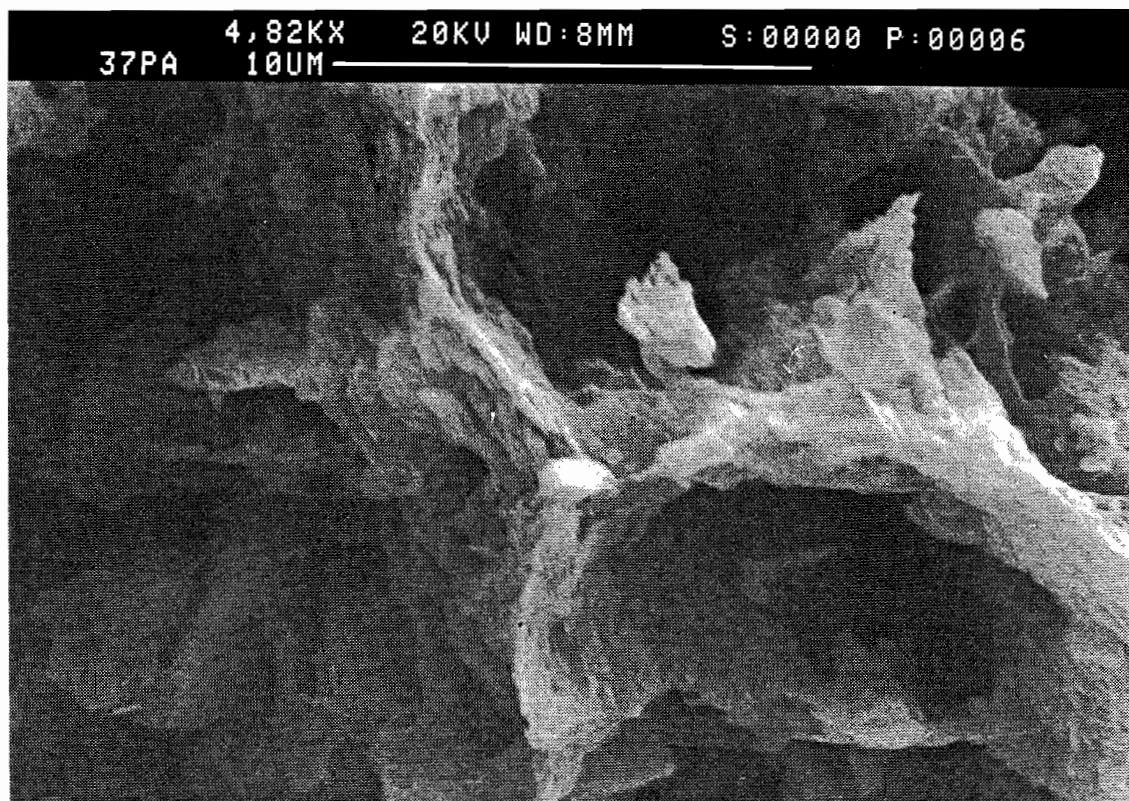
a.



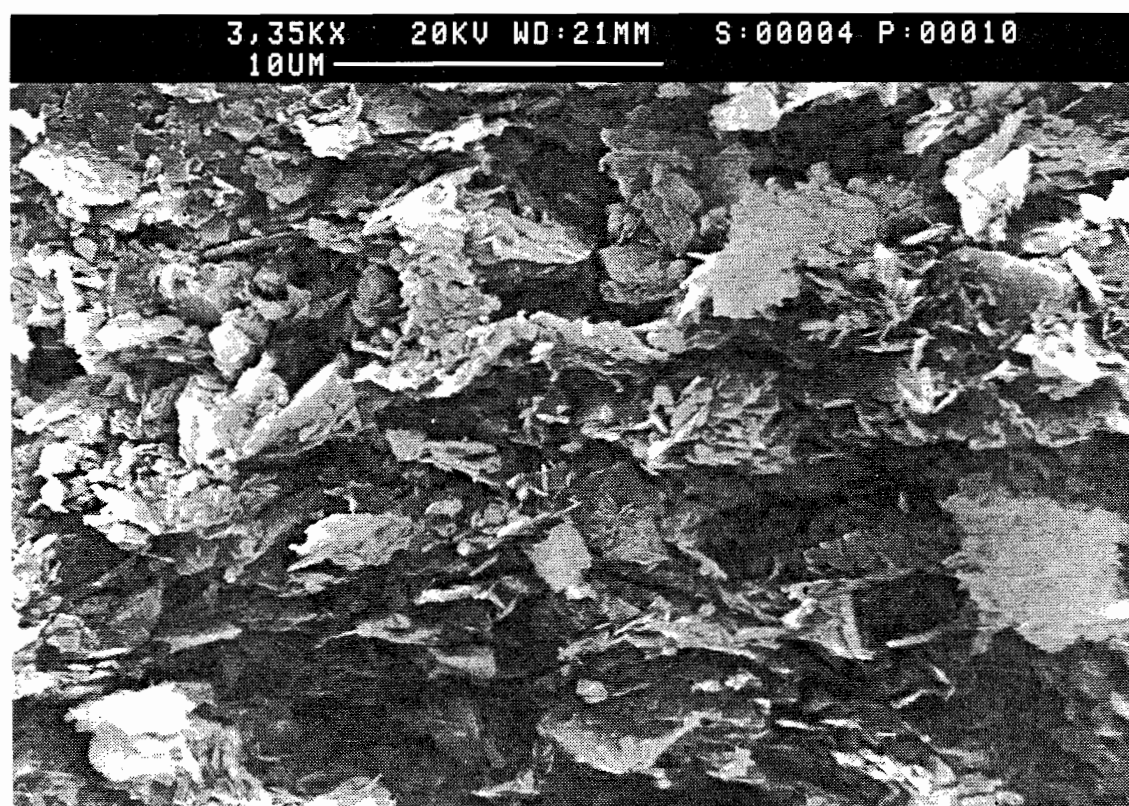
b.

Kuva 38: a. luonnontilaisen saven- ja b. jaadytetyn ja sulatetun saven pintarakennetta





a.



b.

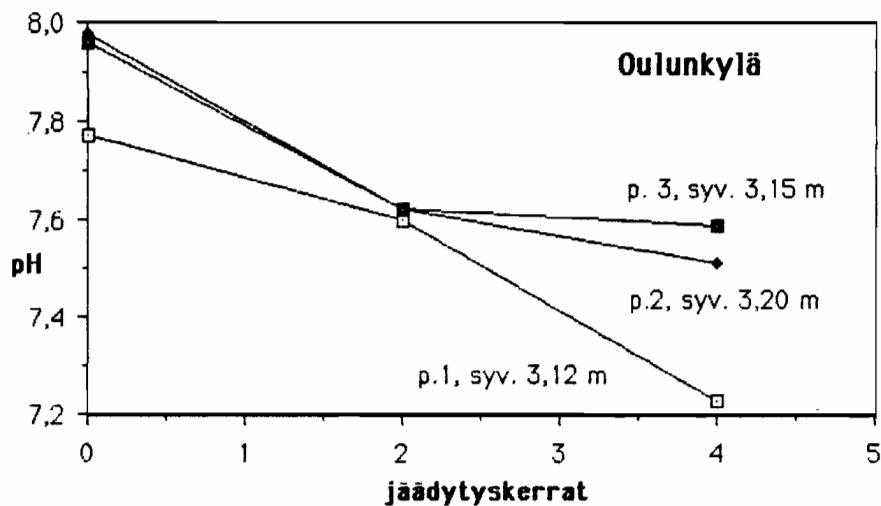
Kuva 39: a. luonnontilaisen saven- ja b. jaadytetyn ja sulatetun saven pintarakennetta

## 7.4

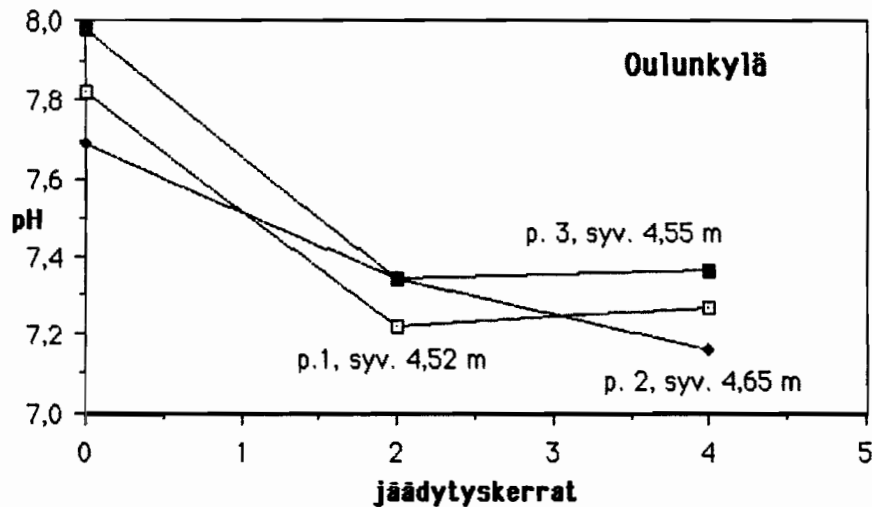
## pH- mittaukset

Mittausten tuloksista voidaan todeta, että pH- arvo laskee jäädytyskertojen myötä. Muutos on kahden jäädytyskerran jälkeen keskimäärin -0,35 pH- yksikköä ja neljän jäädytyskerran jälkeen -0,47 pH- yksikköä (kuva 40 a,b). pH-arvon laskiessa alunperin lievästi emäksinen savi neutraloituu, koska hydroksyyli-ionien ylimäärä savessa vähenee.

Jäätymisen ja sulaminen on tämän tutkimuksen mukaan savia neutraloiva tapahtuma. Koska tässä tutkimuksessa ei kuitenkaan ollut mukana happamia savia ei jäädytyksen vaikutuksesta tällaisten savien pH- arvoon ole tietoa. Neutraloitumisella saattaa olla kuitenkin huomattava vaikutus niihin muutoksiin joita savelle jäätymisprosessin yhteydessä tapahtuu. Vertailuja muiden vastaavien tutkimusten tulosten kanssa ei ole voitu tehdä, koska tekijällä ei ole ollut käytettävissään tällaisia tuloksia.



Kuva 40 a. Saven pH-arvon muutoksia jäädytyskertojen mukaan.



Kuva 40 b. Saven pH-arvon muutoksia jäädytyskertojen mukaan

Savien sulamisveden pH- arvon todettiin olevan hieman luonnontilaisen saven pH- arvoa korkeampi, mikä osoittaa huokosveden hydroksyyli-ioniylimäärän ( $\text{OH}^-$ ) poistuvan savesta sulamisvesien mukana (taulukko 5).

Taulukko 5. Saven pH-arvo ja sulamisveden pH-arvo yhden jäädytyskerran jälkeen.

| <div> <div>näyte</div> <div>pH</div> </div> | p. 2<br>s. 337 | p. 2<br>s. 341 | p. 2<br>s. 346 | p. 3<br>s. 472 | p. 3<br>s. 477 | p. 3<br>s. 482 |
|---------------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| luonnontil.<br>savi                         | 7.82           | 7.83           | 7.75           | 7.50           | 7.55           | 7.45           |
| jääd./sul.<br>savi                          | 7.42           | 7.40           | 7.38           | 7.31           | 7.40           | 7.28           |
| sulamis-<br>vesi                            | 7.96           | 7.98           | 7.88           | 7.74           | 7.70           | 7.72           |

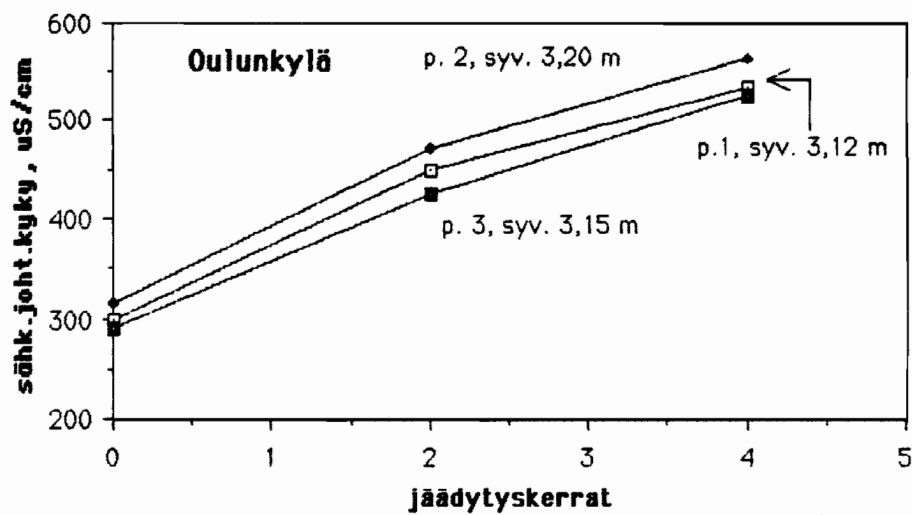
## 7.5 Sähkönjohtokyky

Johtokykymittausten tuloksista voidaan todeta se, että jaatyminen ja sulaminen lisäävät saven sähkönjohtokykyä siinä osassa näytettä, johon jaatymisrintama viimeksi etenee. Tämä viittaa siihen, että savessa olevat suolat konsentroituvat rintaman eteen

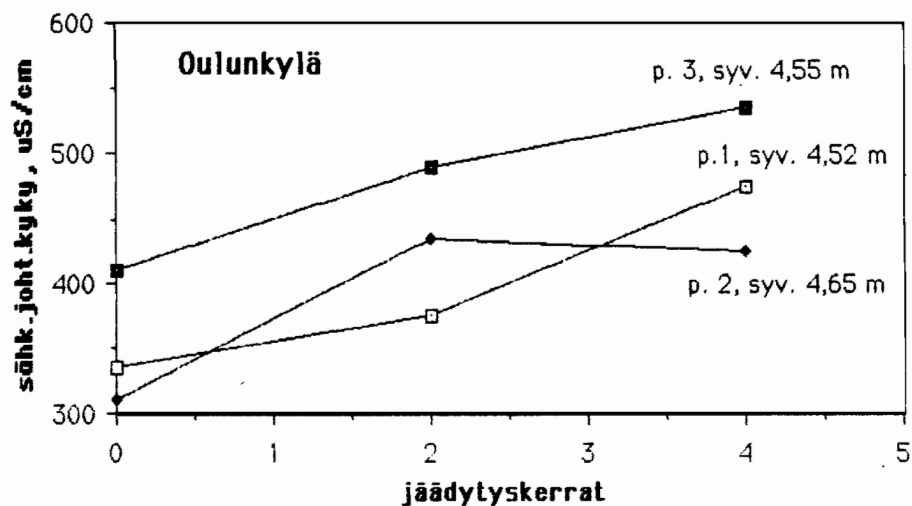


jäätymättömään saveen, ja jäätymisrintaman edetessä suolapitoisuus kasvaa alemmissa maakerroksissa.

Sähkönjohtokyvyn suureneminen on savissa ollut kahden jäädytyskerran jälkeen keskimäärin 110  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , ja neljän jäädytyskerran jälkeen 180  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (kuva 41 a,b). Tulokset ovat olleet yhdensuuntaisia Curda & Shababerlen (1988) ja Gary et al:n (1979) tekemien tutkimusten tulosten kanssa. Johtokyvyn muutoksien suuruudessa eri tutkimusten kesken on eroja. Tähän saattaa vaikuttaa tutkimusmateriaalin erilaisuuden lisäksi se, että on vaikea arvioida mistä kohtaa näytteestä olisi savea mitauksiin otettava.



a.



b.

Kuva 41 a, b. Saven sähkönjohtokyvyn muutokset jäädykertojen mukaan

## 7.6

## Vaihtuvat kationit

Kationinvaihto-ominaisuuksien tutkimustulokset ovat melko riskitöitä. Syvyyksiltä 3,12-3,20 m olevien savien vaihtuvien kationien määrässä ei tapahdu mitään selvää muutosta jäädytyskertojen myötä (taulukko 6). Syvyyksiltä 4,52-4,65 m otettujen savinäytteiden vaihtuvien kationien määrässä havaitaan kuitenkin selvä lisääntyminen jäätymisen ja sulamisen seurauksena. Ilmeisesti jälkimmäisistä savista otettiin jäädytetyistä näytteistä materiaalia AAS-analyysiin kohdasta, johon oli konsentroitunut kohtalaisesti suoloja. Ensin mainituista savinäytteistä materiaalia ei otettu analyysiä varten mistään tietystä näytteen kohdasta.

Savilla syv. 4,52-4,65 m yleisimpien vaihtuvien kationien määrä lisääntyi kahden jäädytyksen ja sulatuksen jälkeen n. 2 meq/100g. Neljän jäädytyskerran jälkeen vastaava kationien määrän muutos oli edelleen n. 2 meq/100g, joten kaksi lisäjäädytyskerraa eivät enää lisänneet vaihtuvien kationien määrää näissä savissa.

Vaihtuvien kationien lisääntyminen ainakin niillä saven alueilla joihin suolat konsentroituvat aiheuttaa muutoksia partikkelien välisissä voimatasapainoissa. Kationikonsentraation kasvaessa pienenevät partikkelien väliset sähköstaattiset hylkimisvoimat, ja partikkelit sitoutuvat lujemmin toisiinsa kiinni.

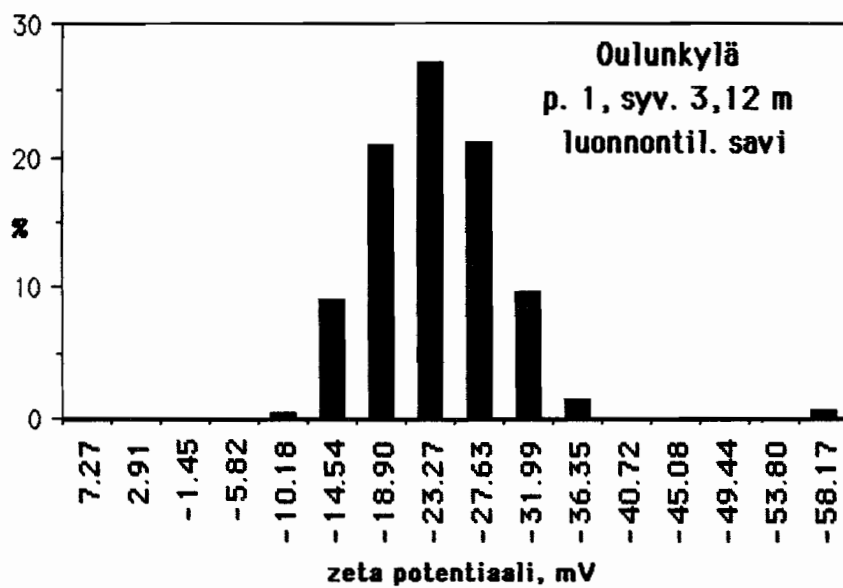
**Taulukko 6. Vaihtuvien kationien määrä luonnontilaisissa - ja jäädytetyissä savissa.**

| Näyte          | jäädytys-<br>kerrat | Mg <sup>2+</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | total |
|----------------|---------------------|------------------|------------------|-----------------|----------------|-------|
| p. 1<br>s. 312 | 0                   | 7.05             | 11.55            | 0.65            | 1.50           | 20.75 |
|                | 2                   | 6.17             | 10.58            | 0.51            | 1.29           | 18.55 |
|                | 4                   | 7.11             | 12.37            | 0.63            | 1.54           | 21.65 |
| p.2<br>s.320   | 0                   | 7.65             | 14.16            | 0.70            | 1.75           | 24.26 |
|                | 2                   | 6.78             | 11.48            | 0.81            | 1.50           | 20.57 |
|                | 4                   | 6.85             | 11.63            | 0.44            | 1.33           | 20.25 |
| p.3<br>s.315   | 0                   | 6.91             | 11.88            | 0.38            | 1.33           | 20.50 |
|                | 2                   | 6.71             | 11.22            | 0.74            | 1.58           | 20.25 |
|                | 4                   | 6.71             | 10.90            | 0.53            | 1.33           | 19.47 |
| p.1<br>s.452   | 0                   | 4.61             | 6.67             | 0.45            | 1.17           | 12.45 |
|                | 2                   | 6.26             | 11.03            | 0.47            | 1.22           | 18.98 |
|                | 4                   | 4.96             | 8.38             | 0.56            | 1.53           | 15.43 |
| p.2<br>s.465   | 0                   | 4.83             | 7.65             | 0.57            | 1.47           | 14.52 |
|                | 2                   | 4.29             | 6.75             | 0.48            | 1.50           | 13.02 |
|                | 4                   | 4.56             | 8.38             | 0.56            | 1.53           | 15.03 |
| p.3<br>s.455   | 0                   | 4.43             | 7.32             | 0.57            | 1.40           | 13.72 |
|                | 2                   | 4.86             | 8.03             | 0.67            | 1.86           | 15.42 |
|                | 4                   | 4.83             | 9.03             | 0.61            | 1.64           | 16.11 |

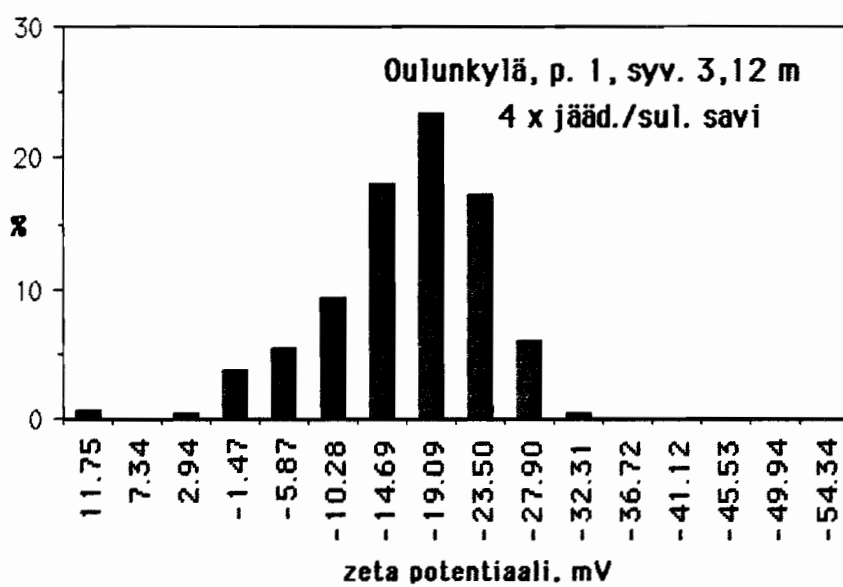
## 7.7

### Zeta potentiaali

Tutkimuksessa todettiin zeta potentiaalin arvon olevan luonnontilaisilla savilla negatiivinen, ja vaihtelevan välillä -5 - -60 mV. Jäätymisen ja sulaminen pienentää negatiivisen jännitekentän suuruutta ja zeta potentiaali lähenee nollaa. Toisaalta usein havaittiin joidenkin partikkelien saavan positiivisen zeta potentiaalin jäätymisen ja sulamisen seurauksena Kuvassa 42 a,b on esimerkkina pisteestä 1, syvyydestä 3,12 m - ja kuvassa 43 a,b pisteestä 3, syvyydestä 3,15 m olevan luonnontilaisen- sekä jäädytetyn ja sulatetun saven zeta potentiaali- ja -jakamat.

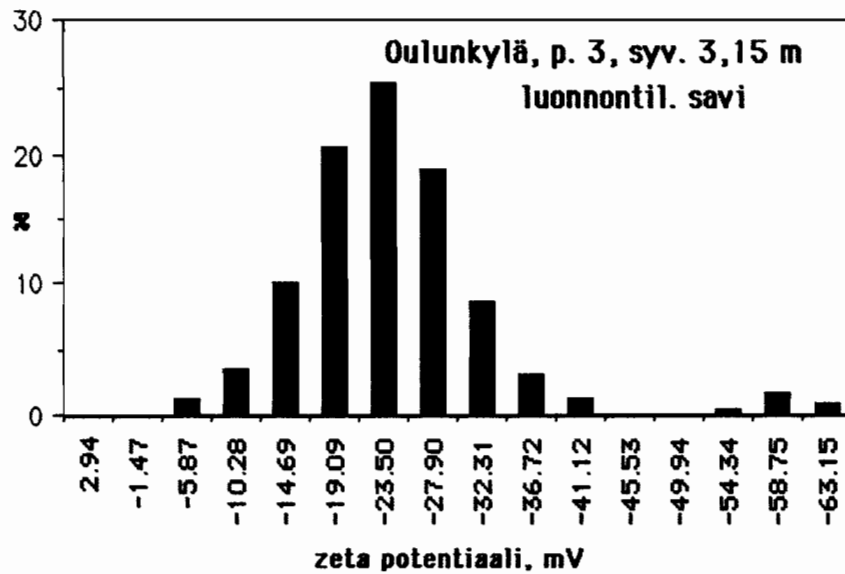


a.

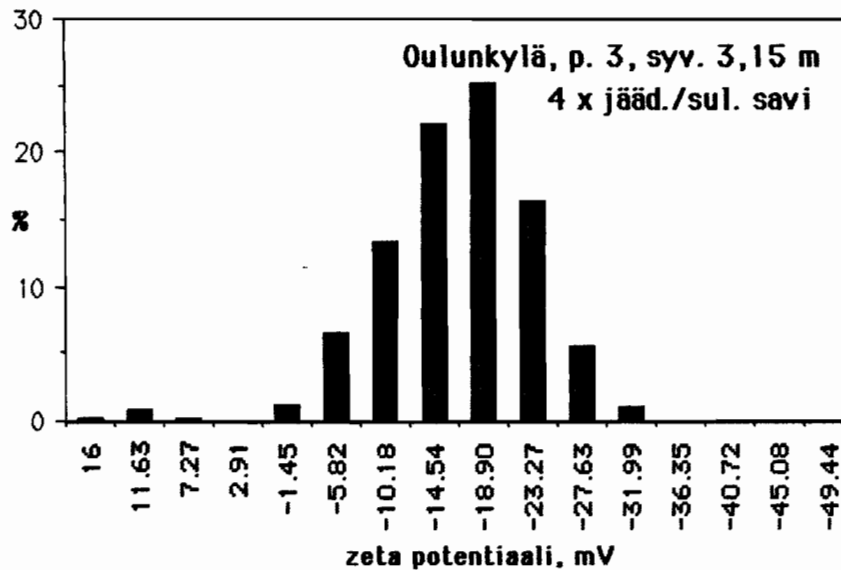


b.

Kuva 42 a. Luonnontilaisen- ja b. jaadytetyn ja sulatetun saven partikkelien zeta potentiaali jakauma



a.



b.

Kuva 43 a. Luonnontilaisen- ja b. jaadytetyn ja sulatetun saven partikkelien zeta potentiaali jakauma

Kokeen toistettavuus ei ollut kovin hyvä, sillä samasta näytteestä tehtyjen kokeiden tulokset saattoivat vaihdella melkoisesti. Savi soveltuu materiaalina melko huonosti tällaiseen tutkimukseen sen suuren partikkelikokovaihtelun vuoksi. Saven käsittely ennen koetta oli erityisen vaativaa. Koska savi on kokeen aikana elektrolyyttiliuoksessa on vaarana ioninvaihtoreaktioiden vaikutus, jos näytettä pidetään elektrolyyttiliuoksessa liian pitkään (yli tunnin). Toisaalta näyte täytyy hajottaa yksittäisiksi par-

tikkeleiksi ennen koetta, jotta materiaali ei olisi raekooltaan liian epähomogeenista. Alempien saviin (syv. 4,52-4,65 m) zeta potentiaalikoe hieman epäonnistui sen vuoksi, että pyrittäessä välttämään elektrolyyttiliuoksen aiheuttaman ioninvaihtoreaktion vaikutuksia, näytteitä ei ehditty hajottaa riittävästi. Näytteeseen jääneet erikokoiset komponentit aiheuttivat sen, että partikkelien zeta potentiaaliarvot eivät olleetkaan kapealla millivolttilaueella terävänä piikkinä, vaan pikemminkin tasaisena "massana" laajalla mV- alueella.

## 8

## TULOSTEN TARKASTELU JA YHTEENVETO

Routiminen ja sulamiskonsolidaatio ovat saven rakennetta voimakkaasti deformatioivia tekijöitä. Näiden tapahtumien seurauksena savipartikkelien väliset alkuperäiset sidokset murtuvat. Kuitenkin toisaalla partikkelit tulevat lähemmäksi toisiaan niin, että partikkelien välisten muuttuneiden voimasuhteiden vaikutuksesta muodostuu uusia sidoksia. Nämä uudet sidokset, jotka ovat syntyneet mm. van der Waalsin- ja sähköstaattisten voimien vaikutuksesta ovat suhteellisen heikkoja, ja ne murtuvat esimerkiksi dispergoivien aineiden vaikutuksesta.

Raekokoanalyysin tulokset osoittavat partikkelikoon selvästi suurenevan jäätymisprosessin seurauksena. Kokeen tulokset eivät ole absoluuttisia, koska jo näytteiden kuivattaminen aiheuttaa partikkelien välisten sidosten lujittumisen niin, että vastaava koe luonnonkosteudessa olevalla näytteellä antanee pienemmän raekoon. Näytteen kuivattamisella pyrittiin kuitenkin varmistumaan siitä, että kiintoaineksen määrä on sama kaikissa näytteissä. Tämä vaatii luonnonkosteilla savilla hyvin tarkkaa vesipitoisuuden tuntemista. Kaikki näytteet käsiteltiin raekokoanalyysia varten samalla tavoin, joten tuloksia voidaan ainakin verrata keskenään. Koska vastaavat kokeet dispergoivia aineita käyttäen ovat useissa yhteyksissä osoittaneet raekoon jäätymisprosessissa pikemminkin pienenevän on ilmeistä, että raekoon kasvaminen johtuu partikkeliaggregaattien määrän lisääntymisestä tai niiden koon kasvamisesta. Partikkelien väliset sidokset naissa aggregaateissa hajoavat peptisaatioon perustuvien dispersioaineiden vaikutuksesta.

Ominaispinta-alakokeen tulokset tukevat raekokoanalyysia, mutta partikkelikokoa osoittavan arvon muutos on huomattavasti vähäisempi. Suhteellisen tarkka koemenetelmä aiheuttaa sen, että rakenteeltaan löyhä tai huokoinen aggregaatti saa suhteelli-

sen suuren ominaispinta-alan arvon. Toisaalta jos savi jo luonnontilaisena sisältää kohtalaisen paljon suuria aggregaatteja voi ominaispinta-alan muutos jäätymisen ja sulamisen jälkeen jäädä suhteellisen pieneksi.

Pyyhkäisyelektronimikroskooppikuvista nähdään saven huokos-tilavuuden pienentyneen sulamiskonsolidaation seurauksena. Jäädetytystä ja sulatetusta näytteestä on suurten partikkeliaggregaattien havaitseminen on tällä menetelmällä vaikeaa saven tiiviin rakenteen vuoksi. Sensijaan luonnontilaisessa savessa pie-nehköjä aggregaatteja on näkyvissä. Tutkittujen savien rakenne on luonnontilaisissa näytteissä hunajankennomainen. Jäätymis-prosessi aiheuttaa saveen ns. turbulenttista rakennetta, jossa paikallisesti yhdensuuntaisesti asettuneet partikkelit muodostavat pyörteenomaisesti jatkuvan rakenteen. Tällainen rakenne lienee syntynyt sulamiskonsolidaation aikaisessa deformaatioissa. Yhdensuuntaisessa asemassaan partikkelien kontakti on enimmäkseen pintojen välinen, mikä viittaa van der Waalsin voimien (koheesiovoimien) tulleen määräävämiksi partikkelien välisissä sidoksissa.

Elektronimikroskooppikuvissa näkyvät myös jäädetyttyihin saviin ilmestyneet kutistumishalkeamat. Chamberlain & Gow esittävät teorian, jonka mukaan kutistumishalkeamat syntyvät saven jäätymisvaiheessa. Jäättyessään kokonaisjännityksen alaisen saven kokonaishuokosluku kasvaa veden jäätymislaajentumisen ja sulasta maasta virtaavan lisäveden johdosta. Jäätävän rintaman edustalle sulaan maahan kehittyy suuri negatiivinen huokosvedenpaine, joka suurentaa tehokasta jännitystä alueella. Kun jäätävä rintama etenee muodostuu tälle alueelle erillisiä saven ja jään alueita, joissa savi on ylikonsolidoituneessa tilassa. Aiemmissa tutkimuksissa on todettu konsolidaatiojännityksen näissä saviyksiköissä olevan jopa 3,8 MPa. Jäärakenteet muodostavat horisontaalisessa tasossa polygonaalisia kuvioita, ja vertikaalitasossa näkyy erillisiä vertikaalisia ja horisontaalisia jäälinssejä.

Sulaneen saven kasvanut vedenläpäisevyys johtunee veden vähentyneestä virtausvastuksesta halkeamia pitkin. Montmorillonittisavilla on jäätymisaggregaattien todettu olevan horisontaalitasossa polygonaalisten halkeamien ympäröimiä. Vertikaalitasossa aggregaatit ovat vertikaalisten- ja horisontaalisten halkeamien ympäröimiä (Chamberlain & Gow 1979).

Sähkönjohtokykyymittausten ja vaihtuvien kationien määrityksen tuloksista voidaan havaita elektrolyyttien liike ja rikastuminen jäätävän rintaman edessä. Kun näyttemateriaalia otettiin molempiin kokeisiin siitä osasta savea, jonne jäädetytskokeessa jäätynyt

rintama viimeksi eteni, osoittavat koetulokset elektrolyyttikon-sentraation kasvua alueella. Kun vaihtuvien kationien pitoisuudet määritettiin jäädytetyn näytteen reuna-alueelta, joka jäätynä näyt-teessä ensimmäisenä ei kationien määrässä todettu systemaati-tista muutosta luonnontilaiseen saveen verrattuna.

Ilmeisesti jäätynä rintaman edessä etenevä normaalia suurempi kationikonsentraatio pienentää sulassa maassa olevien savipar-tikkelien sähköisen kaksoiskerroksen laajuutta, ja partikkelien väliset hylkimisvoimat vähenevät. Toisaalta routimiskerroksessa jäätyneestä huokosvedestä rikastuu elektrolyyttejä partikkeleita ympäröivään jäätymättömään vesivaippaan, mikä saattaa aiheut-taa huomattavan kationikonsentraation lisääntymisen sähköisen kaksoiskerroksen alueella. Nämä osaltaan lisäävät partikkelien yhteenliittymistäipumusta jäätymisen ja sulamisen yhteydessä.

Saven pH- arvon todettiin alenevan jäätymisprosessin seurauk-sena, kun taas sulamisveden pH- arvo on hieman luonnontilaisen saven pH- arvoa suurempi. Jäätymisen ja sulaminen on ainakin lievästi alkaalisia savia neutraloiva prosessi. Tässä tutkimuksessa ei ollut käytettävissä happamia savia, joten happamien savien pH:n muutoksista jäädytyksen seurauksena ei ole havaintoja.

Savissa protolyysireaktioiden seurauksena syntyneet hydro-nium- ( $\text{H}_3\text{O}^+$ ) ja hydroksyyli-ionien ( $\text{OH}^-$ ) jakautuvat huokosve-  
dessa seuraavasti: Partikkelien negatiivinen pintavarauus vetää hydroniumioneja puoleensa jolloin tämän ionin konsentraatio on adsorptiovesikerroksessa lähellä partikkeleita suurempi kuin huokosvedessä. Hydroksyyli-ionit ovat puolestaan anioneja, ja niillä on samanmerkkinen varaus kuin partikkelien pinnoilla. Sähköstaattisten hylkimisvoimien vaikutuksesta hydroksyyli-ionikonsentraatio on vapaassa huokosvedessä suurempi, kuin lähellä partikkeleita. Sulamisen aikana poistuu savesta sulamis-vetenä vapaata huokosvettä ja sen mukana hydroksyyli-ioneja suhteellisesti enemmän, kuin sidotumpaa adsorptiovetta, ja siinä olevia hydroniumioneja.

Saven pH- arvon pienentyessä ja lähestyessä neutraalia arvoa savipartikkelien pH:sta riippuvat reunavaraukset sekä amorfis-ten komponenttien pintavaraukset voivat saada positiivisen ar-von. Kun negatiivisesti varattujen partikkelien joukossa on posi-tiivisesti varattuja partikkeleita tai partikkelien pintoja syntyy näiden kappaleiden välille erimerkkisten varausten välinen sähköstaattinen vetovoima. Tämä aiheuttaa yhdessä partikkelien vä-listen koheesivoimien kanssa uusien, voimakkaiden sidosten syntymisen partikkelien välille, joka saattaa johtaa mm. aggre-gaattirakenteiden muodostumiseen.



Edellisissä kappaleissa mainitut muutokset savipartikkelien välisissä veto- ja hylkimisvoimissa jäädytyksen seurauksena on nähtävissä myös zeta potentiaali- kokeen tuloksissa. Diagrammeista voidaan todeta partikkelien sähköisessä kaksoiskerroksessa vallitsevan negatiivisen jännitteen, eli zeta potentiaalin pienenevän, jolloin partikkelien väliset sähköiset hylkimisvoimat pienenevät. Toisaalta jäätymisen ja sulamisen seurauksena saveen on syntynyt komponentteja, joilla on positiivinen zeta potentiaali, jolloin näiden komponenttien ja negatiivisesti varattujen savipartikkelien välille syntyy suhteellisen lujia sidosrakenteita koheesiovoimien ja voimakkaiden sähköisten vetovoimien vaikutuksesta.

Useissa tutkimuksissa erilaisilla savimateriaaleilla on todettu jäätymisen ja sulamisen aiheuttavan saveen rakennemuutoksia, jotka ilmenevät partikkeliaggregaattien muodostuessa mm. karkeampana raekokona. On todennäköistä, että saven mineraalikoostumus ei juurikaan vaikuta sen aggregaatinmuodostustaitumukseen, vaan määräävämpiä tekijöitä ovat jäätymisympäristön olosuhteet sekä maalajikohtaisista ominaisuuksista raekoostumus, vesipitoisuus, huokosveden kemialliset ominaisuudet, vaihtokykyisten kationien konsentraatio ja amorfiset komponentit.

Tämän tutkimuksen tulosten perusteella on ilmeistä, että jäätymisen ja sulamisen yhteydessä tapahtuvat saven rakenteen muutokset, joka ilmenevät partikkeliaggregaattien kehittymisenä johtuvat suurelta osin kahdesta syystä: Saven pH- arvon laskiessa syntyy savipartikkeleiden reuna-alueelle sekä amorfisiin komponentteihin positiivisia pintavarauksia, joiden seurauksena erimerkkisesti varautuneiden partikkeleiden välille muodostuu sähköstaattisia vetovoimia. Toisaalta kasvavasta jääkiteestä rikastuu elektrolyyttejä, jolloin sekä jäätymisrintaman edessä sulassa maassa, että routivassa kerroksessa lisääntynyt kationikonsentraatio pienentää sähköisen kaksoiskerroksen laajuutta ja vähentää partikkelien välistä hylkimisvoimaa. Jäätymis- ja sulamisvaiheessa vallitsevat poikkeukselliset jännitysolosuhteet oletettavasti tehostavat em. ilmiöiden vaikutusta.

## KIRJALLISUUSLUETTELO:

Anderson, D.M., Ice nucleation and the substrate-ice interface, *Nature*, 216: 536-566, 1967.

Anderson, D.M., General aspects of the physical state of water and water movement in frozen soils. Frost Action in Soils. Int. Symp. Univ. Luleå, Sweden, 2: 2-16, 1977.

Anderson, D.M., Pusch, R. & Penner, E., Physical and thermal properties of frozen ground, in: *Geotechnical Engineering for Cold Regions*, eds. O.B. Andersland & D.M. Anderson, McGraw-Hill Book Company, New York 1979, pp. 37-102.

Antikainen, P.J., Yleinen ja epäorgaaninen kemia, WSOY, Porvoo 1973.

Bolt, G.H. & Miller, R.D., Compression studies of illite suspensions, *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.*, Vol. 19: 285-288, 1955.

Brunauer, S., Emmet, P.H. & Teller, E., Adsorption of gases in multimolecular layers. *J. Am. Chem. Soc.*, 60: 309-319, 1938.

Cary, J.W., Papendick, R.I. & Campbell, G.S., Water and salt movement in unsaturated frozen soil: Principles and field observations, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 43: 3-8, 1979.

Chamberlain, E.J. & Gow, A.J., Effect of freezing and thawing on the permeability and structure of soils, *Engineering Geology*, 13: 73-92 1979.

Czurda, K.A. & Schababerle, R., Influence of freezing and thawing on the physical and chemical properties of swelling clays, *Proc. 5th Int. Symp. on Ground Freezing*, Nottingham, UK 1988, pp. 51-58.

Everett, D.H. & Haynes, J.M., Capillary properties of some model pore systems with special reference to frost damage, *Bull. RILEM.*, 27: 31-36, 1965.

Feldman, G.M., Moisture migration and stratified texture in freezing soils, *J. Eng. Phys.*, 13: 425-429, 1967.

Gardemeister, R., Hienorakeisten maalajien geologisia ja geoteknisiä tutkimustuloksia, VTT Geotekniikan laboratorio, tiedonanto 8, Espoo 1973.

Gardemeister, R., On engineering geological properties of fine-grained sediments in Finland, Technical Research Center of Finland, Building Technology and Community Development 9, VTT, Helsinki 1975.

Gillot, J.E., Clay in engineering geology, Developments in Geotechnical Engineering 41, Elsevier, Amsterdam 1987.

Grim, R.E., Clay mineralogy, McGraw-Hill International Series in the Earth and Planetary Science, McGraw-Hill Book Company, New York 1968.

Grabowska-Olszewska, B., Osipov, V. & Sokolov, V., Atlas of the microstructure of clay soils, Uniwersytet Warszawski, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa 1984.

Helfferrich, F., Ion exchange, McGraw-Hill Book Company, Inc., New York 1962.

Hobbs, P.V., The physics of ice, Clarendon press, Oxford 1974.

Johanssen, O., Frost penetration and ice accumulation in soils, Proc. Int. Symp. on Frost Action in soils, Luleå, Sweden, Vol. 1: 102-111, 1977.

Kauranne, L.K., Gardemeister, R., Korpela, K. & Mälkki, E., Rakennusgeologia II, 304, Otakustantamo, Espoo 1979.

Keinonen, L., Maan jäätyminen, RIL 95, Pohjarakennus, Suomen rakennusinsinöörin liitto, Helsinki 1974, pp.98-99.

Keinonen, L., Maan routimisilmiöstä, Tutkimus ja Tekniikka 1974: 6-12.

Keinonen, L., A thermodynamic description of the ice lencing process, Proc. Int. Symp. on Frost Action in Soils, Luleå, Sweden, Vol. 1: 54-58, 1977.

Konrad, J.-M. & Morgenstern, N.R., A mechanistic theory of ice lens formation in fine-grained soils, Can. Geotech. J., Vol 7, No. 4: 473-486, 1980.

Korhonen, K.-H., Gardemeister, R. & Tammirinne, R., Geotekninen maaluokitus, VTT Geotekniikan laboratorio, tiedonanto 14, Otaniemi 1974.

Kujala, K., Maan koostumus ja rakenne, RIL 157-I Geomekaniikka I, luku 2: 77-90, Suomen rakennusinsinöörin liitto, Helsinki 1985.

Lambe, T.W., The structure of compacted clay, Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Soil Mech. Found. Div., Paper, 1654(SM2): 34 pp., 1958.

Lappalainen, V., Eerola, M. & Patrikainen, P., Katsaus geologiaan, RIL 157-I, Geomekaniikka I, luku 1: 19-74, Suomen rakennusinsinöörin liitto, Helsinki 1985.

Leonards, G.A. (ed.), Foundation engineering, McGraw-Hill Book Company, New York 1962.

Lindsjö, O. & Riekkola, M., Atomiabsorptiospektrometria, Instrumentti-analytiikka, toim. P. Kivialo, Teknillisten teiteiden akatemia, Vammalan kirjapaino, Vammala 1976.

Loch, J.P.G., State-of-the-Art Report - Frost action in soils, Engineering Geology, 18: 213-224, 1981.

Lowell, S. & Shields, J., Powder surface area and porosity, Chapman and Hill, New York 1984.

Mageau, D. & Morgenstern, N.R., Observations on moisture migration in frozen soils, Can. Geotech. J. 17: 54-60, 1979.

Martin, R.T., Adsorbed water in clay: a review, 9 NCCCM, Pergamon Press 1960, pp. 28-70.

McConnachie, I., Electron microscopy of the consolidation of a kaolin, Ph. D. Thesis, Department of Civil Engineering, University of Glasgow 1971.

Millot, G., Geology of Clays, Springer-Verlag, Paris 1970.

Mitchell, J.K., Fundamentals of soil behaviour, New York 1976.

Olphen, H. van, An introduction to clay colloid chemistry, Interscience Publishers, John Wiley & Sons, New York 1963.

Paavola, M. & Lehtinen, P., Sähkötekniikan oppikirja, WSOY, Porvoo 1982.

Penner, E., The nature of frost action, National research council of Canada, Div. of building research, Techn. paper No. 53, Ottawa 1958.

Pusch, R., Clay microstructure, National Swedish Building Research, D8, 1970.

Rankama, K.(toim.), Suomen geologia, Helsinki 1964.

Rosenquist, I.Th., Investigations in the clay-electrolyte-water system, Norg. Geot. Inst. Publ. No. 9, p. 36, 1955.

Saarelainen, S., Maan routiminen, Vesihallituksen monistesarja, Nro. 410: 14-18, 1986.

Sauramo, M., The Quaternary Geology of Finland, Bulletin de la Commission Geologique de Finlande, No. 86, Suomen geologinen toimikunta, Helsinki, 1929.

Sauramo, M., Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan, WSOY, Porvoo 1940.

Schofield, R.K. & Samson, H.R., Flocculation of kaolinite due to the attraction of oppositely charged crystal faces, Discussions of the Faraday Society, Vol. 18: 135-145, 1954.

Sippola, J., Mineral composition and its relation to texture and to some chemical properties in Finnish subsoils, Annales Agriculturae Fenniae, Vol. 13: 169-234, 1974.

Smart, P. & Tovey, N.K., Electron microscopy of soils and sediments: Techniques, Oxford Science Publications, Clarendon Press, Oxford 1982.

SPECTRUM tietokeskus, 7. osa Lis-Mil, WSOY, Porvoo, Helsinki 1978, pp. 596-599.

Sposito, G., The surface chemistry of soils, Oxford University Press, Inc., California 1984.

Soveri, U., Differential Thermal Analyses of Some Quaternary Clays of Fennoscandia, Statens Väginstitut, meddelande 79, Stockholm 1951.

Soveri, U., The Mineralogical Composition of Argillaceous Sediments of Finland, Suomen Tiedeakatemia toimituksia, sarja A. III, Geologica-Geografica, 48, Helsinki 1956.

Wada, K., Allophane and imogolite, Minerals in soil environments, J.B. Dixon & S.B. Weed (eds.), Soil Sci. Soc. Amer. 1977, pp. 603-638.

Wedd, M.W., Automatic measurement of electrophoretic mobility and zeta potential, Malvern Instruments Ltd, Malvern, England 1986.

Wiklander, L., Cation and anion exchange phenomena, Chemistry of the Soils, pp. 163-203, F.E. Bear (ed.), Am. Chem. Soc. Monograph No. 160, Reinhold, New York 1964.

Williams, P.J., Moisture migration in frozen soils, Proc. 4th Int. Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska 1983, pp. 64-65.

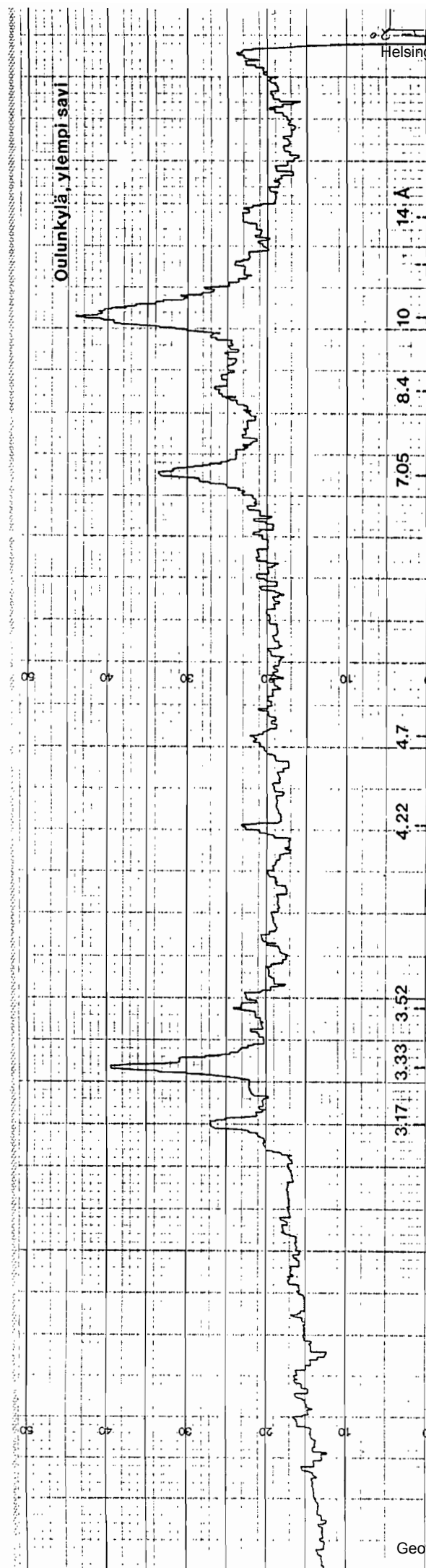
Williams, P.J., Volume change in frozen soils, Laurits Bjerrum Memorial Volume, Norw. Geotech. Inst., 1976, pp. 233-246.

Vahäaho, I., Jäädutysmenetelmän käyttö, Geoteknisen osaston tiedote 44, Helsingin kaupungin kiinteistövirasto, geotekninen osasto 1987.

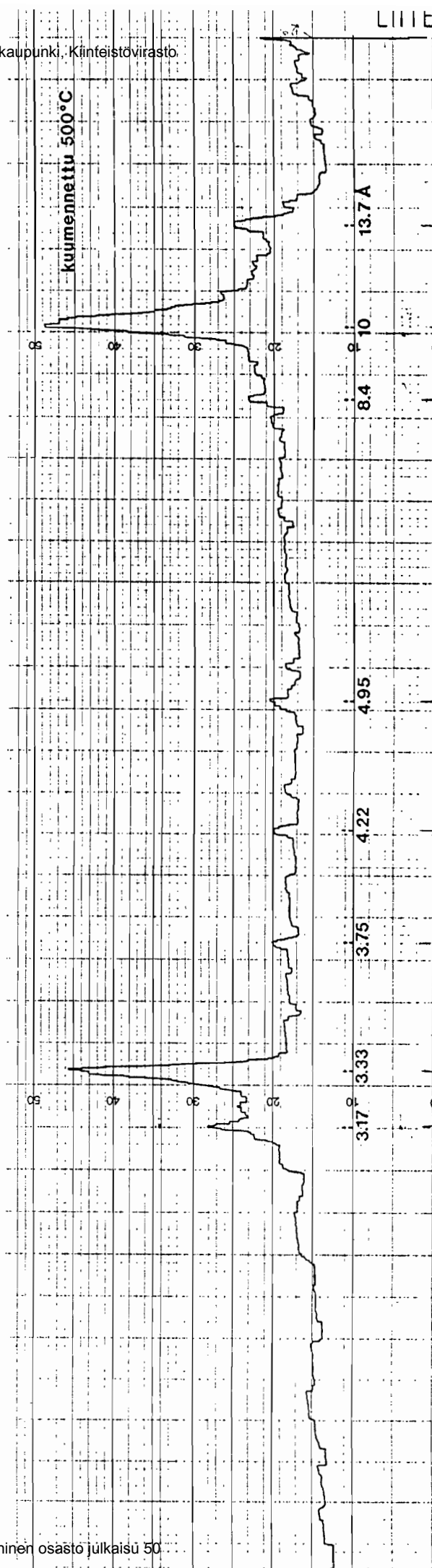
Yong, R.N., Boonsinsuk, P. & Murphy, D., Short-term cyclic freeze-thaw effect on strenght properties of a sensitive clay, Proc. 3rd Int. Symp. on Ground Freezing, Hanover, USA 1982, pp. 97-104.

Yong, R.N., Boonsinsuk, P. & Yin, C.W.P., Alteration of soil behaviour after cyclic freezing and thawing, Proc. 4th Int. Symp. on Ground Freezing, Sapporo, Japan 1985, pp. 187-195.

Young, R. & Warketin, B., Soil properties and behaviour, New York 1975.



Helsingin kaupunki, Kiinteistövirasto



LIITE I

Helsingin kaupunki, Kiinteistövirasto

Oulunk. alempi savi

0.5

0.4

0.3

10.2 A

7.05

4.0

4.22

3.52

3.32

3.17

kuumennettu 500°C

0.5

0.4

0.3

0.2

0.1

8.2

10

14 A

4.22

3.7

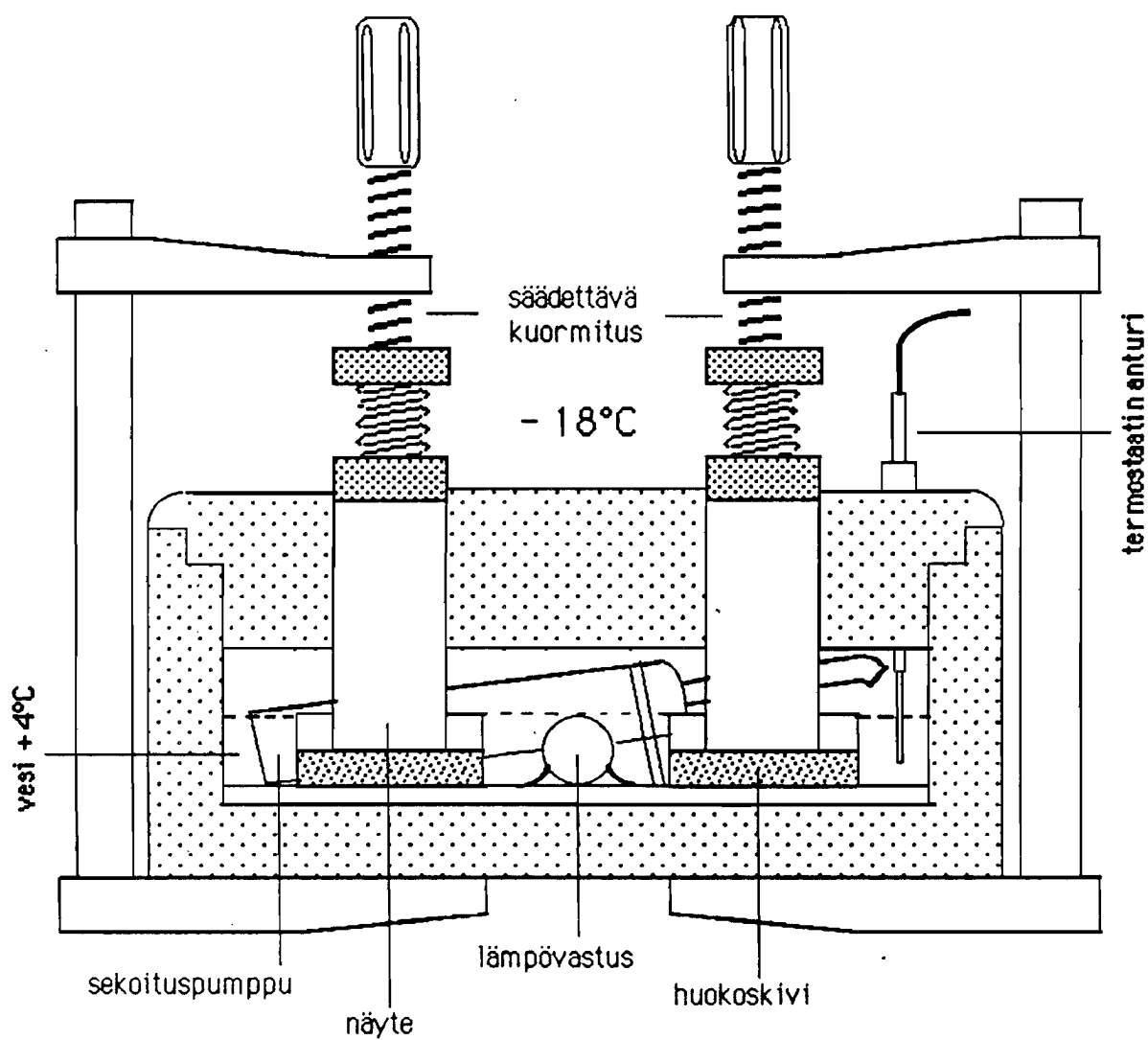
3.44

3.32

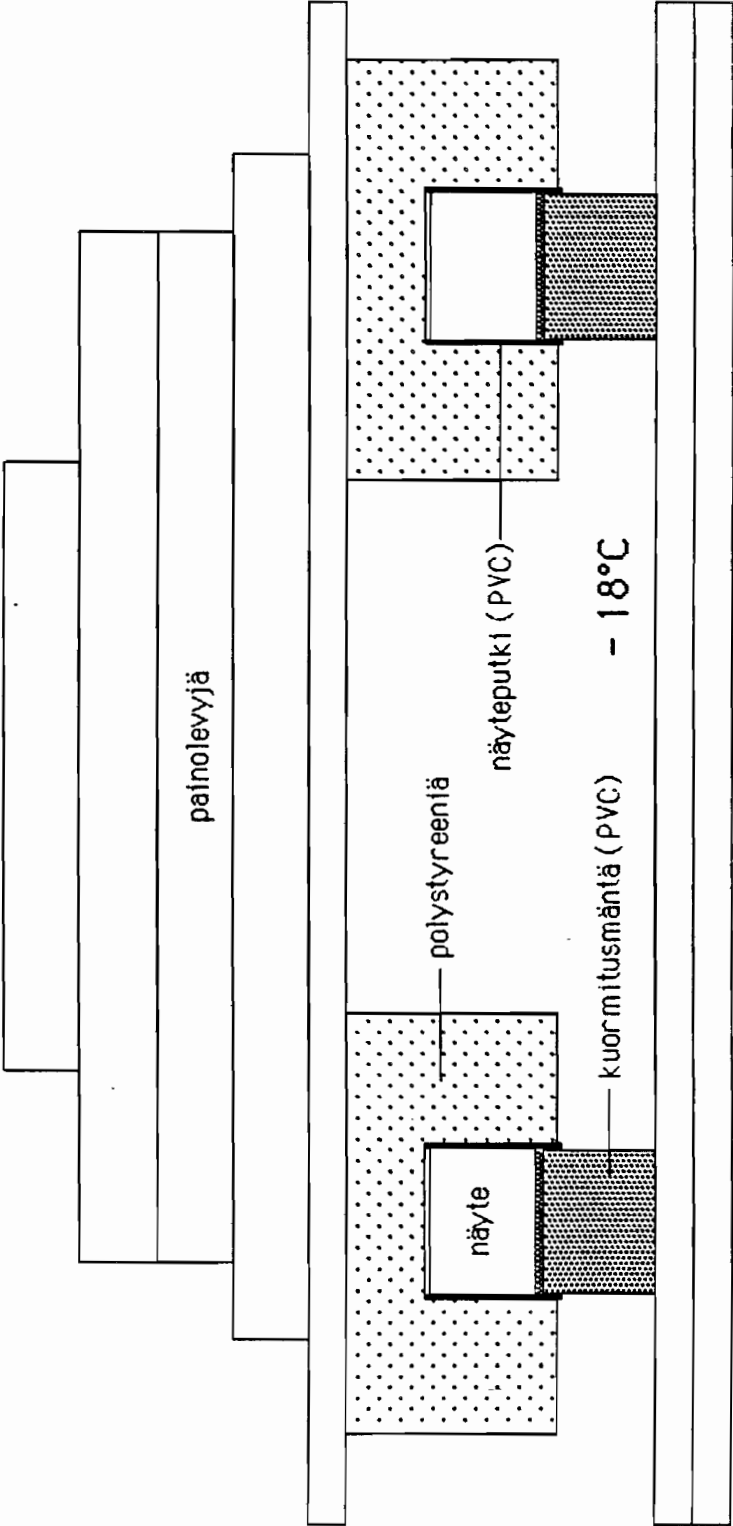
3.17



Avoimen jäädytyskokeen koelaitteisto



Suljetun jäädytyskokeen koelaitteisto



1. Anttikoski, U., Geoteknilliset kartat ja niiden käyttäminen. 1973.
2. Anttikoski, U., Kaupunkisuunnittelun geoteknillinen tutkimus ja suunnittelu. 1973. \*)
3. Anttikoski, U., Kunnallistekniikan geoteknillinen tutkimus ja suunnittelu. 1974. \*)
4. Mäkinen, R., Täyttömäkien rakentaminen kaupunkialueella. 1974. \*)
5. Saarela, M., Melusuojarakenteiden perustamistapaselvitys. 1974. \*)
6. Saarela, M., Kitkapaalujen kantavuus. 1976.
7. Petäjä, J., Putkijohtojen pohjarakenteiden mitoittaminen. 1977.
8. Raudasmaa, P., Metrotunneleiden injektointi. 1977. \*)
9. Anttikoski, U., Kalliotunneleiden käyttö varastointiin. 1977. \*)
10. Tikkanen, H., Rakentamisen vaikutus pohjaveteen Helsingin keskustassa. 1978.
11. Arkima, O., Kluuvien ruuhkeen jäädytys. 1978. \*)
12. Raudasmaa, P., Puiset perustusrakenteet. 1979.
13. Havukainen, J., Voimalaitostuhkan ja polttolaitoskuonan hyötykäyttö rakentamisessa. 1979.
14. Vähäaho, I., Pehmeikölle perustettavan pientalon painumien laskeminen. 1979. \*)
15. Raudasmaa, P., Pohjavesitarkkailu -80. 1980.
16. Anttikoski, U., Katsaus tunnelien rakentamistekniikan nykytilaan Atlantan kansainvälisen tunnelikonferenssin kokemusten perusteella. 1979. \*)
17. Roinisto, J., Matkakertomus tutustumismatkalta Tukholman yhteiskäyttötunneleihin. 1981.
18. Havukainen, J., Kivihiilivoimalan tuhkan käyttö maarakenteissa. 1981. \*)
19. Roinisto, J., Yhteiskäyttötunneleiden teknis-taloudellinen selvitys. 1981.
20. Vuola, P., Talonrakennuksen maarakenteet ja niiden laadunvalvonta. 1981.
21. Havukainen, J., Korhonen, O., Tonttialueiden maarakenteet. 1981.
22. Havukainen, J., Esimerkkejä jätteen hyötykäytöstä raaka-aineena ja energianlähteenä. 1981.
23. Havukainen, J., Kivihiilivoimalan tuhkien hyötykäyttöselvitys kunnallistekniikassa. 1982.
24. Latvala, A., Rakennusjätteen alustava hyötykäyttöselvitys. 1982.
25. Havukainen, J., Hämäläinen, A., Sulamäki, A., Alustava selvitys polttolaitoskuonan hyötykäyttömahdollisuuksista maarakentamisessa. 1982.
26. Halkola, H., Kunnallistekniikan geotekniikkaan liittyvät koerakentamiskohteet Torpparinmäessä. 1982. \*)
27. Paavola, P., Kunnallisteknisten tunneleiden louhintakustannusselvitys. 1982.
28. Vähäaho, I., Maarakennusta koskeva mallityöselitys. 1982. \*)
29. Gulin, K., Rakentamisen vaikutus pohjaveden tasoon ja rakennusten painumiin Helsingin Puistolassa. 1982.
30. Halkola, H., Syvästabiloinnin laadun ja lujuuden valvontamenetelmät. 1982.
31. Havukainen, J., Kivihiilituhkan käyttö maarakentamisessa, tekniset ohjeet. 1983.
32. Havukainen, J., Användning av stenkolsaska vid anläggningsarbeten, tekniska anvisningar. 1983.
33. Havukainen, J., The utilization of coal ash in earth works, technical guidelines. 1983.
34. Salmelainen, J., Helsingin kallioperän geologiasta ja kivilajien lujuusominaisuuksista porattavuuden kannalta. 1983.
35. Havukainen, J., Matkakertomus kivihiilituhkien ympäristövaikutuskonferenssista. 1983.
36. Hytti, P., Esi-injektoinnin suoritus ja sen huomioiminen urakka-asiakirjoissa. 1984.
37. Leinonen, J., Kalliomekaaniset mittaukset Hanasaaren syvävarastossa. 1984.
38. Pirinen, J., Kelluvan rantapenkereen rakentaminen. 1984. \*)
39. Latvala, A., Geotekninen kustannustiedosto, Geo-kuti. 1984.
40. Korpela, J., Schüller, M., Jäykkien liitosjohtojen pohjarakenneselvitys (Jäli-selvitys). 1984.
41. Lahtinen, E-R., Maanalaiset tilat ja yhdyskuntarakentaminen (MARASU-tutkimus, väliraportti). 1985.
42. Korpi, J., In Situ-kuormituskoe painumien määrittämiseksi. 1985.
43. Havukainen, J., Esirakentamisen kehittäminen. 1985.
44. Vähäaho, I., Jäähdytysmenetelmän käyttö. 1987.
45. Havukainen, J., Hämäläinen, A., Latvala, A., Kivihiilituhkien käyttökokemukset kunnallistekniikan maarakenteissa. 1987.
46. Julkunen, A., Geofysiikan tutkimusmenetelmät kalliorakentamisessa. 1987.
47. Hutri, K-L., Vuosaaren kivilajien soveltuvuus asfalttipäällysteisiin. 1988.
48. Melander, K., Puristin-heijarikairaus kairausmenetelmänä. 1989.
49. Leppänen, M., Vahvistinkankaiden käyttö Vanhankaupunginlahden ranta-alueen rakentamisessa. 1989.
50. Vähäaho, I., Ryhänen, H., Sulamiskonsolidaation vaikutukset savessa. 1989.

\*) PAINOS LOPPUUNMYTTY

## TIEDOTTEIDEN HINNAT

- |           |             |
|-----------|-------------|
| 1 kpl     | á 80 mk     |
| 2 - 3 kpl | á 70 mk     |
| 4 - 6 kpl | á 60 mk     |
| 7 -       | kpl á 55 mk |
- Geotekninen osasto julkaisu 50