SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser. N:o 375

ÅRSBOK 26 (1932) N:o 3.

TJÄLBILDNINGEN OCH TJÄLLYFTNINGEN

MED SÄRSKILD HÄNSYN TILL VÄGAR OCH JÄRNVÄGAR

AV

GUNNAR BESKOW

With an English Summary:

Soil Freezing and Frost Heaving

Pris 5 kr.

STOCKHOLM 1935
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
321785

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser. N:O 375.

ÅRSBOK 26 (1932) N:O 3.

TJÄLBILDNINGEN OCH TJÄLLYFTNINGEN

MED SÄRSKILD HÄNSYN TILL VÄGAR OCH JÄRNVÄGAR

AV

GUNNAR BESKOW

With an English Summary:

Soil Freezing and Frost Heaving

STOCKHOLM 1935
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
321785

INNEHÅLL.

Sid.

I. Inledning. Historik 5

II. Jordfrysningens mekanik 11

A. Tjälstrukturen 11

1. Pipkrake 13

2. Diskontinuerligt frusen jord (israndig tjäle) 20

B. Jordfrysningsprocessen 31

1. Vattnets frystemperaturnedsättning i jord 31

2. Iskristallisationen i en jordart 41

3. Faktorer som bestämma tjältypen (heterogen eller homogen tjäle) 43

a) Kornstorleken 43

b) Tjälningshastigheten 44

c) Belastningstrycket 46

d) Vattenförhållandena 46

4. Kornstorleksgränsen mellan i naturen heterogent och homogent tjälande (tjälskjutande och icke tjälskjutande) jordar 50

5. Den isskiktade tjälens strukturbild 55

a) Den normala isskiktningens dimensioner 55

b) Riktningsbestämmande faktorer 58

III. Tjällyftningen 60

A. Hur stor tjällyftning orsakar frysningen av det från början i jorden befintliga vattnet? 60

1. Vid tjälning av vattenmättad jord 61

2. Vid tjälning av icke vattenmättad jord 65

3. Sammanfattning 70

B. Tjällyftningen genom vattenuppsugning till tjälgränsen 71

1. Tjällyftningsprocessens teoretiska förutsättningar 71

2. Experimentella försök. Apparatur och metodik 73

3. Tjällyftningen oberoende av fryshastigheten 77

4. Tjällyftningen som funktion av kornstorlek och tryck 81

a) Tjällyftningen som funktion av trycket 82

b) » » » » kornstorleken 86

5. Beräkning av tjällyftningens och vattenanrikningens storlek (= hastighet) vid olika kornstorlek, belastning och grundvattendjup 91

6. Grundvattensänkningars effekt på tjällyftningshastigheten . . . 93

7. Inverkan av i markvattnet lösta ämnen på tjällyftningshastigheten 99

8. Förhållandet mellan tjällyftning och vattenhaltökning i tjälen (vattenuppsugning till tjälgränsen) 104

9. Storleken av tjällyftning och vattenanrikning i tjälen i naturen . 106

a) Tjällyftningens storlek 106

Sid.

b) Vattenanrikningens storlek 113
c) Tjälningshastighetens inverkan på vattenöverskottets fördelning inom tjälen 116
d) Sammanfattning av vattenanrikningens storlek i avsevärt tjälskjutande mark 120
10. Skillnaden mellan tjällyftande och icke tjällyftande jord 120
a) Kornstorleksgränsen 122
b) Kapillaritetsgränsen 128
c) Hygroskopicitetsgränsen 129
d) Sammanfattning 131

IV. Tjällyftningens hydrodynamiska förutsättningar 132
A. Kapillariteten 133
B. Genomsläppligheten 140
C. Vattenuppsugningsprocessen 149
1. Homogen jordpelare antages 149
a) Den maximala kapillära uppsugningen 149
b) Den kapillära uppsugningen i naturen 152
2. Vattenuppsugningen i heterogen jord 154
a) Sprickighetens inverkan på vattenuppsugningshastigheten . . 154
Diffusion 155
Kapillär överledning i kontaktytorna 158
b) Inverkan av växellagring eller annan heterogen jordfördelning på vattenuppsugningshastighet och tjällyftning 162
c) Sammanfattning av den heterogena jordfördelningens inverkan på vattenuppsugningsförmåga och tjällyftning 170
D. Grundvattenbegreppet 172
1. Vattnets olika förekomstsätt i jord 172
2. Grundvattenytan 174
3. Praktisk gruppering av de olika jordartstyperna med hänsyn till grundvattenbegreppet 179

V. Temperaturförhållandena i frysande mark 183
A. Värme- och temperaturledningskoefficienterna 184
B. Temperaturvariationerna vid markytan och deras fortplantning nedåt 190
C. Temperaturen vid tjälgränsen 194
D. Temperaturgradienten i tjälande mark 196
E. Största möjliga tjäldjup. Tjälsmältningen underifrån 199
Sammanställning av mekaniska analyser 216
Litteraturförteckning 218
English Summary.

I. Inledning. Historik.

I.

En del av de speciella företeelser som uppträda i samband med markvattnets övergång från flytande till fast aggregationsform, och omvänt, ha helt visst mycket tidigt varit föremål för iakttagelse, främst av lantbefolkningen, ehuru de icke förrän betydligt senare omnämnas i litteraturen. Hit hör framförallt *isbränna* och *pipkrakebildning*, sannolikt också *uppfrysning av stenblock* ur jorden. Åtminstone den senare företeelsen omnämner Urban Hiärne (1694)[1]. Ett genom sin uppseendeväckande natur och stora sällsynthet karakteriserat fenomen är de s. k. *jordkasten* eller *jordskotten*, vilka omnämnas av Urban Hiärne (1694) och närmare beskrivas 1706 (se Sjögren 1903). Den vanliga *tjällyftningen* eller *tjälskjutningen*, d. v. s. markytans höjning i samband med tjälningen, synes vara välkänd åtminstone på mitten av 1700-talet, då den rätt utförligt behandlas av E. O. Runeberg (1765). Runeberg omnämner t. o. m. hur han iakttagit ren is nere i tjälen: »Där kälan slutar på djupet, fann jag is-gryn, klimpar och klara blå isen i stora stycken.» Han inser också dess mekaniska effekt: »När en sådan is-bäddning ligger på grundjorden, är onekeligt, at han ju spänner ut kälskorpan dit minsta motstånd är.» Frostsprängningen (frostvittringen) av berggrund och block har redan tidigt väckt naturforskningens uppmärksamhet, och var väl bekant för vetenskapsmännen i början på 1700-talet. Betydligt senare har den stora grupp av ytterst olikartade företeelser som sammanfattas under beteckningen de arktiska och alpina frost- och jordflytningsfenomenen blivit föremål för den geografisk-geologiska forskningens intresse — även om Tilas i slutet av 1700-talet, enl. benäget meddelande av N. Zenzén, synes ha varit bekant med en del av dessa företeelser. Beträffande landsvägarna torde åtminstone genom tjälskjutning åstadkommen skadegörelse å trummor och brofästen relativt tidigt (sannolikt åtminstone i samband med diligenstrafikens utveckling på 1700-talet) ha observerats, även om fenomenet uppfattats mycket oklart. Iakttagelsen att tjällossningen hade ett minst sagt ofördelaktigt inflytande på vägarna är naturligtvis nära nog lika gammal som vägarna själva; men emedan det ända till sen tid rörde sig om allmänna svårigheter i samband med vår-

[1] Ehuru hans tolkning är något annorlunda: »Om man i Åkrar, därest Klapurstenen är utplåckat, och Marken deraff är reengiord, icke med tijden och längden finner, at sådana Stenar i Jorden ånyo genereras? såsom de som sina Teckter i Fahlun rensat hafwa, genom långlig förfarenhet weta berätta.»

vädret, nämligen översvämningar, snösörja eller isgata, samt så småningom en allmän uppmjukning av vägen genom smältvatten, vilka svårigheter voro så stora, att de övertäckte de egentliga tjälsmältningsfenomenen, kunde dessa därför knappast bli föremål för någon egentlig iakttagelse. De säregna, lokalt begränsade tjälskotten av slamvulkantyp, vilka uppträda även långt efter det vägbanan upptorkat, ha dock sannolikt i Norrland redan tidigt dragit uppmärksamheten till sig, ehuru jag icke funnit några äldre litteraturuppgifter därom. Risbäddar mot tjälskott ha dock, enligt meddelande från vägmästare O. Sander i Luleå, använts i Norrbotten sedan åtminstone 60 år tillbaka.

I Norrland förblev ju visserligen, ännu sedan Sydsverige fått ett rätt tätt järnvägsnät, landsvägarna en mycket betydelsefull transportled även för långväga trafik. Men först på allra senaste tid, i samband med landsvägarnas allmänna renässans genom motorfordonen, fick det vägtekniska tjälproblemet så stor praktisk-ekonomisk betydelse, att det framstod som ett förstarangsönskemål att genom en direkt och allsidig undersökning klarlägga det mekaniska förloppet vid de olika tjäl- och tjällossningsföreteelsernas uppkomst och de möjliga praktiska motåtgärdernas verkningssätt och relativa lämplighet.

De trakter där tjälproblemet fått avsevärd praktisk betydelse äro främst de inom den nordliga hemisfärens norra tempererade zon belägna kulturländerna, där vinterklimatet är så strängt att tjälning förekommer till avsevärt djup. Dessa trakter äro samtidigt de som omfattats av kvartärtidens nedisning, varför de kännetecknas av speciella jordartsförhållanden: allmän kolloidfattigdom och relativ rikedom på mellangrova sediment (»jäsleror»), vilka innebära särskild hög grad av »tjälkänslighet».

Inom de varmare zonerna förekomma liknande klimat- och jordartsförhållanden i de högre bergstrakterna, varför i den mån vägtrafiken härstädes når någon större omfattning — som i t. ex. Alperna och Karpaterna — även vägtjälproblemet får betydelse.

I själva verket visar det sig, att i de flesta länder inom dessa klimat- och jordartsområden vägtjälproblemet ett stycke in på 1920-talet nått sådan betydelse, att speciella undersökningar, helt eller delvis utförda på statligt initiativ och bekostnad, ungefär samtidigt igångsatts inom flera olika stater.

Vårt land torde vara det första som på allvar tagit itu med problemet. I oktober 1925 hölls i Luleå, på initiativ av Svenska Väginstitutet, ett diskussionsmöte över tjälproblemet, mellan ett antal representanter för väg- och järnvägsväsendet och andra tekniska och vetenskapliga korporationer.

Det fullständiga protokollet över detta diskussionsmöte, publicerat som Meddelande från Svenska Väginstitutet (n:r 2), gav en synnerligen värdefull sammanfattning av den praktiska kännedomen om tjälskjutnings- och tjälskottfenomenens art och de använda motåtgärdernas effekt, kostnad och tekniska utförande, i uttalanden av norrländska väg- och järnvägsteknici (Hjelm, Lundström, Sander, Skarstedt, Wedberg, Wolff), samt av tjälskjut-

ningens teoretiska förlopp och jordartsfysikaliska förutsättningar (Simon Johansson).

Kort efter detta diskussionsmöte beslöt Sveriges geologiska undersökning och Svenska Väginstitutet att i samarbete verkställa en ingående teoretisk-praktisk undersökning av tjälproblemet, vilken undersökning efter en del förarbeten påbörjades i början av år 1927, för medel som ställts till förfogande av Svenska Väginstitutet. Under undersökningens gång ha preliminära sammanfattningar av de viktigaste resultaten dels framlagts i föredrag och kurser, dels i ett antal uppsatser (Beskow 1928, 1929 a, b, 1930 a, b, c, d, e, f, g, 1931 a, 1932 a, 1933 a, d, 1934 a, b). Parallellt med tjälundersökningarna ha under de senare åren även en del andra väggeologiska problem behandlats, varav resultaten delvis publicerats (Beskow 1930 g, 1931 b, 1932 a, b, 1933 b, c).

Av övriga länder är det främst i Förenta Staterna, Sovjetryssland, Norge och Tyskland som tjälproblemet varit föremål för undersökning ur väg- och byggnadsteknisk synpunkt. De amerikanska tjälundersökningarna, som påbörjades med en del experiment 1925 och 1926, ha sedermera utförts främst av Stephen M. Taber och A. Casagrande (se Taber 1929 och 1930 a, b).

De norska undersökningarna, som påbörjats något senare, ha utförts främst av T. B. Riise, A. Dahle och H. Brudal (se litteraturförteckningen). I Finland saknas undersökningar över det vägtekniska tjälproblemet, men däremot har Kokkonen utfört synnerligen omfattande och värdefulla undersökningar över tjälstrukturförhållandena i olika jordarter, närmast ur agrogeologisk tillämpningssynpunkt, men med stor betydelse även för den vägtekniska tjälforskningen.

I Tyskland har under senare år det vägtekniska tjälproblemet varit föremål för ett betydande intresse och behandlats särskilt av K. Backofen, W. Loos och E. Schönleben.

II.

De ur praktisk synpunkt gynnsamma effekterna av markvattnets aggregationsändring fast⇄flytande, kan uppdelas i två huvudgrupper, beroende på i vilken riktning denna förändring går. De i samband med markvattnets *frysning*, eller tjälningen, uppträdande skadeverkningarna på det byggnadstekniska området — antingen det gäller vägar, gator, järnvägar, broar eller hus — hänföra sig samtliga till en och samma faktor, nämligen *markytans höjning vid tjälning*. Denna företeelse, som går under namnet *tjälskjutning* eller *tjällyftning*, medför även jordbrukstekniska nackdelar, i det den utvidgning av de frysande jordlagren som tjällyftningen innebär, kan medföra avslitning av växternas, särskilt höstsädens, rötter (s. k. *frostbränna*) en företeelse som särskilt behandlats av Kokkonen (1927, 1930, 1931), Ekström (1930) samt Beskow (1934 a).[1]

[1] Härvid synes den till ytan lokaliserade specialform av fenomenet, som kallas *pipkrakebildning*, ofta spela en stor roll. I allmänhet är det särskilt de upprepade ytliga frysningarna i samband med vårens nattfroster som härvid orsakar den största skadegörelsen.

De svårigheter som uppstå i samband med tjälens *smältning*, bero dels på motsvarande sänkning av markytan (särskilt betydelsefull för järnvägar och husbyggnader), dels på den lösa konsistens, den genom vattenrikedom minskade bärighet, som den tinande jorden ofta visar, och som för vägarna (och jordbruket) har den största betydelsen.[1] Denna vattenrikedom beror dels på att det ytliga smält- och regnvattnet så länge tjäle kvarligger hindras att nedrinna, men därjämte på, att under tjälningens gång (på tjällyftande mark) vatten uppsuges underifrån och vid tjälgränsen övergår till is. Detta i form av is i tjälen magasinerade vattenöverskott, orsakar, när det vid tjälsmältningen frigöres, en ofta mycket betydande bärighetsnedsättning av jordarten, vilken, när det gäller vägarna, sedan gammalt går under benämningen *tjälskott*. Detta samband mellan tjällyftning och tjälskott, där det underifrån uppsugna vattnet under tjälningen åstadkommer en höjning av vägytan, och sedermera vid tjälsmältningen nedsätter vägens bärighet, är av fundamental betydelse. Tjällyftning och tjälskott äro lokalt och genetiskt samhöriga, men till tiden skilda företeelser; sambandet kan karakteriseras genom uttrycket »olika utvecklingsstadier av en och samma sjukdom i vägkroppen». Tjälskotten uppträda *endast* på platser med betydande tjällyftning (ehuru icke på *alla* sådana platser). Huruvida det frigjorda vattenöverskottet orsakar tjälskott beror dels på en passiv faktor, vägkroppens och vägbanans jordartssammansättning, dels på en aktiv faktor, trafikens tyngd och intensitet.

Då den primära processen, tjällyftningen, både direkt och indirekt (som förutsättning för tjälskottsbildningen) inom samtliga tekniska områden är orsaken till tjälens skadegörelse, är *tjällyftningsprocessens förlopp och förutsättningar* (eller, mer vidsträckt formulerat, förloppet vid vattnets frysning i jord), *det tekniska tjälproblemets teoretiska kärnproblem*. Av denna anledning har såväl här som i U. S. A. tjälundersökningarna först koncentrerats på denna fråga.

Den allmänna äldre uppfattningen om orsaken till tjällyftningen var helt enkelt, att tjällyftningen berodde på den volymökning som det i jordarten befintliga vattnet genomgår när det förvandlas till is. Så förklarar E. O. Runeberg 1756, sedan han experimentellt bestämt vattnets utvidgning genom frysning i rör, att »man kan antaga för säkert — — — at jord, sten eller hus, som däruppå hvilar» (d. v. s. på vattenhaltig jord som fryser) »måste tryckas eller rubbas» (sid. 931), och, sedan han bestämt vattenhalten i ett fruset stycke jäslera, och funnit den mycket hög:[2] »Det är således icke at undra uppå, huru jäs-leran kan förmå rubba de tyngder, som därpå hvila, sedan vatnet frusit» (sid. 95).

Denna uppfattning, att lyftningens orsak är det i de frysande jordlagren från början befintliga vattnets utvidgning, har bibehållits till våra dagar.

---

[1] Konsistensförändringen innefattar även den strukturförändring, den *uppluckring*, som tjälen orsakar i alla finkornigare jordarter (genom uppkomsten av isränder, se nedan), och vilken för jordbruket är av ytterst stor *fördelaktig* betydelse, i det eljest de flesta lerjordar vore svåra, många rent av omöjliga, att bruka.

[2] »Det indruckne vatnets tyngd förhöll sig til den torra lerans som $19^1/_2$ till 5, det är, närmast 4 gånger så mycket vatten som jord.»

Den forskare som först funnit, att vid frysning av en finkornig jordart *vatten strömmar till och anrikas i den tjälande delen*, är Simon Johansson, som i ett 1914 publicerat arbete experimentellt påvisat denna vattenanrikning i tjälen, och antager den som förklaring till jordflytningen (Simon Johansson 1914, sid. 94). Härmed är nyckeln given till förståelsen av hela tjälproblemet, både tjällyftningen och tjälskottbildningen, och vid diskussionsmötet i Luleå 1925 beskriver han dels på vad sätt denna process ur jordartsfysikalisk synpunkt måste antagas försiggå, dels hur därigenom tjällyftningen och tjälskottsbildningen förklaras.

Särskilt elegant har Taber (1929 och 1930) påvisat, att vattnets utvidgning vid frysning på intet sätt är någon fundamental förutsättning för tjällyftningen, i det han nämligen experimentellt fastställt, att när vattnet ersättes med andra vätskor, t. ex. benzen och nitrobenzen, *vilka kristallisera med volymminskning*, likväl en kraftig höjning vid »frysning» äger rum, förutsatt att den frysande jordpelaren har möjlighet att uppsuga vätska.

Medan Simon Johansson antar att vattentransporten sker i flytande form (kapillär strömning), vilket senare helt bestyrkts av Tabers och förf:s detaljerade undersökningar, har ett helt annat transportsätt, nämligen strömning i ångform genom jordartens porer och kondensation mot tjälytan enligt kalla väggens lag, antagits av framförallt Pöpke (1926, 1927, 1928). Denna teori är emellertid ej hållbar (se Beskow 1929 a), framförallt emedan tjälskjutande jord alltid är kapillärt vattenfylld, d. v. s. porerna utfyllas av flytande vatten, och emedan även i händelse av luftfyllda porer diffusionshastigheten skulle bli så ringa att endast en försvinnande bråkdel av den faktiskt konstaterade vattenanrikningen härigenom skulle kunna förklaras.

Gustaf Dahlberg (1924 a och b) anser, i anslutning till Simon Johansson, den kapillära stigningen till tjälytan vara den process varigenom vattenanrikningen i tjälen möjliggöres, medan Hörnell (1924) jämte den kapillära stigningen tillmäter transporten i ångform betydelse.

Förf. själv antog redan på ett tidigt stadium av undersökningarna, i full överensstämmelse med Simon Johansson, den kapillära vattenuppsugningen vara det väsentliga transportsättet. Beräkningar visade, att genom avdunstning och kondensation orsakad gastransport över större distanser, eller ens på ett par cm avstånd, ej kunde nå mer än en försvinnande bråkdel av de hastigheter som skulle erfordras för att motsvara de empiriskt konstaterade isanrikningsbeloppen. På grund av flera samverkande iakttagelser vid såväl fältundersökningarna som laboratoriefrysförsöken kom förf. emellertid till den bestämda uppfattningen, att en gasfas alltid medverkade, och att transporten i ångform t. o. m. hade en essentiell betydelse, ehuru den kvantitativt var av mycket ringa omfattning: en ångdiffusion mellan iskristallernas anläggningsytor och jordpartiklarna, över distanser av storleksordningen c:a 1/100 —1/1000 mm. Denna uppfattning (se Beskow 1929 a) har förf. sedermera, på grund av iakttagelser som längre fram (sid. 30) skola beröras, och på grund av Tabers sedermera (sommaren 1929) publicerade synnerligen omsorgsfulla laboratorieundersökningar, måst övergiva. Visserligen torde det fort-

farande vara möjligt, att en sådan transport i många fall sker, men den inträffar i alla händelser icke alltid, och utgör intet som helst nödvändigt led i tjälskjutningsprocessen.

Vattentillförseln till tjälgränsen i tjälskjutande jord sker alltså uteslutande eller s. g. s. uteslutande genom strömning av flytande vatten genom jordartens porer, d. v. s. kapillär strömning. Orsaken till att denna process är så ytterligt variabel, i det den i vissa jordarter saknas, i andra endast uppträder under vissa förutsättningar, och där den förekommer kan nå så ofantligt olika kvantitativ betydelse, är att söka i ett flertal variabla faktorer, av vilka de mest avgörande äro *vattentillgången* och *jordartens kornstorlek.* Analysen av dessa frågor är samtidigt främst en analys av *det sätt varpå vattnets frysning vid olika vattenhalter sker i olika jordarter.*

II. Jordfrysningens mekanik.

Tjälstrukturen.

Som i inledningen nämnts har det befunnits, att vid frysning av en tillräckligt vattenrik finkornig jordart, t. ex. en lera, vatten strömmar till den frysande delen, vars vattenhalt ökas (Simon Johanssons försök 1914), vilken process Simon Johansson (1914) antagit vara tjällyftningens och jordflytningens orsak. I full överensstämmelse härmed har det konstaterats, genom ett stort antal genomgrävningar eller borrprovtagningar av frusen jord, särskilt från tjälskjutande platser på vägar och järnvägar, att *på tjälskjutande mark städse åtminstone någon nivå av den frusna jorden är genomdragen av rena isskikt* — från knappt synbara korta strimmor av ett par tiondels mm tjocklek, till flera decimeter mäktiga lager, och vidare att *denna israndiga tjäle äger större absolut vattenhalt än jorden i fast tillstånd kan innehålla*, d. v. s. att en *vattentillförsel skett.*

Förekomsten av sådana rena isskikt i frusen jord är mer sporadiskt beskriven av ett flertal forskare. Den äldsta kända publicerade iakttagelsen torde vara den tidigare citerade av E. O. Runeberg 1765.[1]

Senare har denna islagerbildning i jorden självständigt observerats av flera forskare, vilka lämnat meddelanden härom, ex. Holmquist (1897, sid. 418), Simon Johansson (1916, sid. 73), O. Glærum (1920) och Ekström (1926, sid. 33). Den första som mer utförligt studerat och beskrivit denna isbildning är Kokkonen, som, efter ett kortare omnämnande (1924) i sitt 1926 utkomna arbete lämnar en synnerligen detaljerad och med mycket vackert illustrationsmaterial försedd beskrivning av tjälens strukturförhållanden i olika jordarter.

Kokkonen indelar på grundval av sitt rikliga observationsmaterial tjälstrukturerna i tre grupper: massiv, porös och skiktad tjäle. Den porösa tjälen uppträder endast i från början starkt porös (»lucker») jord; de båda viktigaste strukturformerna, massiv eller skiktad tjäle, kan enligt Kokkonen förekomma i varje icke porös mineraljord, oberoende av kornstorleken, varvid *vattenhalten* är den avgörande faktorn: under en viss, för jordarten specifik vattenhaltsgräns blir tjälen massiv, över denna gräns skiktad.

Kokkonens noggranna och detaljrika framställning är emellertid, som förf:s fält- och laboratorieiakttagelser och Tabers laboratorieundersökningar oberoende av varandra visa, felaktig eller ofullständig i tre viktiga huvudpunkter:

[1] På sid. 95 säger han, i beskrivningen över iakttagelser i tjälad »jäslera»: »Där kälan slutar på djupet, fann jag is-gryn, klimpar och klara blå isen i stora stycken. — — — På ett ställe såg jag ock vid jorden såsom en matrix hängande och nedvände isdruser. — När en sådan is-bäddning ligger på grundjorden» etc.

1. Om tjälen blir massiv eller skiktad beror, som ovan nämnts, icke endast på vattenhalten, utan därjämte framförallt på kornstorleken; grövre sandjord blir icke israndig. Dessutom spelar, som nedan (sid. 44 ff.) visas, belastning och fryshastighet en avsevärd roll.

2. Trots vattenhaltsanalyser av mycket isrik tjäle från synbarligen kraftigt tjällyftande jord har den omständigheten, att vid sådan tjälning en *vattenanrikning*, en tillförsel av vatten till den frysande jorden sker, icke beaktats, eller åtminstone icke omnämnts.[1]

3. Vattenhalten i de skiktade tjälproven betecknas undantagslöst som »ren is» och »kring jordpartiklarna frusen vattenmängd». Den mycket viktiga omständigheten, att i en isbandad tjäle vid måttlig köld (framförallt nära tjälgränsen) *jorden mellan isränderna är fullt plastisk och mjuk, d. v. s. ofrusen*, har icke beaktats.

Förf:s egna undersökningar av tjälstrukturförhållandena, såväl i fält som vid laboratorieförsök, ha, med utgångspunkt från de nämnda författarnas arbeten, lett till nedanstående uppfattning av tjälens strukturformer och deras förhållande till jordarts- och andra faktorer.

A. *Massiv eller homogen tjäle.* Denna tjälform innebär, att allt det frusna vattnet är fruset inne i jordartens porer. Detta inträffar i naturen *alltid* vid tjälning av *grova jordarter*, mellansand eller grövre.[2] Finkorniga jordarter kunna tjäla homogent i följande fall:

1) *Alltid när deras vattenhalt är ringa = mindre än kapillär mättning.*

2) Vid högre vattenhalt (kapillär mättning) beror strukturen dels på tjälningshastigheten, dels på trycket, så att ökad fryshastighet och ökat tryck tenderar att förhindra uppkomsten av separata isskikt, alltså att åstadkomma homogen tjälning. Ju finkornigare jordarten är, desto mindre känslig är den härför. *De grövre och mellangrova mojordarna bli i naturen ofta homogent tjälade*, ehuru de å andra sidan vid ringa belastning (i markytan) och högt grundvattenstånd (ringa kapillärtryck) kunna bli kraftigt israndiga; finmo- och mjälajordarna samt lerorna bli däremot i naturen praktiskt taget alltid israndigt tjälade.[3]

Framhållas bör dock, att i händelse av att *öppna hålrum* förekomma *i eljest homogent tjälande sandjord*, dessa kunna bli helt eller delvis isfyllda, vanligen i form av en finfördelad beläggning av iskristaller på hålrummets väggar. Isynnerhet där dessa hålrum förekomma talrikt blir naturligtvis inte tjälen homogen, oaktat den ur teoretisk synpunkt hör till denna grupp. Betonas bör den stora skillnaden mellan sådan sand med isbildning i förut befintliga hålrum, och verklig israndig tjäle. Särskilt viktigt är, att den förstnämnda är *icke*

---

[1] Kokkonen har talrika fuktighetsanalyser av t. ex. tjälad finmojord (»jäslera») som visar vattenhalter per viktsmängd torrsubstans av ett par tre hundra, upp till 470, viktsprocent — oaktat denna jord i lösaste fasta tillstånd, omedelbart under flytgränsen, icke kan ha högre vattenhalt än på sin höjd något över 30 viktsprocent.

[2] Dock med undantag för sand i vattenfyllt, nedtill slutet system; se sid. 61.

[3] Vid hastig tjälning, såsom vid laboratoriefrysförsök av den art som nedan i detta arbete beskrives, bli vanligen finmojordar och t. o. m. mjälor homogent frusna, eller visa endast sporadiska isskikt (trots att de visa kraftig tjällyftning).

tjälskjutande. Strukturen är också vanligen fullständigt olika, så att någon sammanblandning icke behöver äga rum.

B. *Israndig tjäle* (*diskontinuerlig, heterogen* tjäle). En del vatten i tjälen är här fruset utanför jordartens porer, i större aggregat, vanligen i form av lager eller skikt, vilka kunna bilda synnerligen varierande struktursystem. Det övriga vattnet kan antingen frysa inne i porerna, eller förbli ofruset. Ju måttligare avkylningsgraden och ju finkornigare jordarten är, desto större är den del av vattnet som förblir ofruset; i äkta lera, avkyld till endast ett par minusgrader, förblir allt porvatten ofruset, varför leran mellan isränderna är plastisk och mjuk.

Även i israndigt tjälande jord kan öppna hålrum förekomma, vilka också här vanligen bli helt eller delvis isfyllda. Oftast är isfyllnaden i dessa förut befintliga hålrum porös, och därför vit till färgen; vanligen skiljer sig dessa isfyllnader även genom sin form och storlek från den normala isskiktningen — särskilt är detta fallet med finmo- och mjälajordar. I leror är förekomsten av permanenta sprickor regel; då den »normala» israndningen här vanligen sker i samband med en förelöpande sprickbildning, sammanfaller i tjälad lera vanligen de båda företeelserna, även om man ofta kan urskilja särskilt stora och porösa islager som bildats i förut befintliga släppor.

Den i samband med markfrysningen förekommande bildningen av rena isskikt eller eljest partier av ren is, som äro större än jordarternas porer, kan vara av följande slag:

1. Isskikt på markytan (s. k. pipkrake).
2. Isbildning i hålrum (sprickor, maskhål etc.) = »inre pipkrake».
3. Isbildning kring inneslutna föremål, som stenar, träbitar etc.
4. Isskikt uppkomna inne i den homogena jorden.

Denna uppdelning motsvarar emellertid inga absoluta skillnader eller teoretiska gränser, i det att kontinuerliga övergångar förekomma mellan samtliga nämnda typer. Flera andra lika berättigade indelningsgrunder skulle kunna anföras, exempelvis sådan isbildning som uppkommer i diskontinuiteter, d. v. s. i gränsytan mellan två olikartade substanser, t. ex. jord — luft, jord — sten, lera — sand o. s. v., och sådan som uppkommer i likformig jord. En teoretiskt inkonsekvent indelning, vilken emellertid motsvarar praktiskt viktiga frekvensskillnader, är följande:

1. Isskikt bildade på jordytan (pipkrake).
2. Isskikt bildade inne i jorden (israndig tjäle; diskontinuerlig tjäle).

Då denna senare indelning motsvarar en ytterst markerad och praktiskt mycket betydelsefull skillnad, skall den användas i nedanstående empiriska beskrivning av tjälstrukturfenomenen.

1. Pipkrake.

Denna, särskilt för jordbruket betydelsefulla och skadliga företeelse har blivit föremål för ingående undersökningar av flera fennoskandiska författare, främst H. Hesselman (1907), B. Högbom (1914), A. Hamberg (1915),

S. Johansson (1916) samt P. Kokkonen (1926).[1] Enligt dessa forskares samt författarens egna iakttagelser kan pipkrake beskrivas på följande sätt:

Pipkraken utgöres av omedelbart intill markytan bildad stänglig is, där isstänglarna utbildas i huvudsak vinkelrätt mot markytan. Stänglarna äro sammanväxta till mer eller mindre täta knippen, vilka antingen kunna bilda större sammanhängande lager, eller stå enskilda, mer eller mindre tätt. Ofta äro i synnerhet de mindre knippornas stänglar något böjda; den mer massiva pipkraken är däremot rakpipig.

Förf. foto 9 nov. 1928.

Fig. 1. Pipkrake, Mörby, Stockholms län. Från en del av ytan är pipkraken borttagen (ett löst stycke i förgrunden). Observera de olika våningarna! Jordart: svagt lerig mo. Se f. ö. tabell 1. *Superficial ice-layer, in Sweden called »P i p k r a k e». In 3 »floors», formed in the course of 3 nights (cold) and 3 days (temperature about zero).*

Själva pipkrakeisen är i det närmaste alldeles ren, men ovanpå isknippena vilar alltid ett oftast tunt, poröst jordlager. Stundom är pipkraken byggd i flera olika »våningar», varvid de markerade gränsskikten oftast äro jordinblandade. På markytan liggande blad, torvklumpar, stenar och andra föremål lyftas även upp av den bildade pipkrakeisen, för såvida de icke äro så stora, att de hindra köldens nedträngande och därmed isbildningen under dem.

Angående frågan på vilka jordslag pipkrake bildas, råder något olika uppfattning. Hesselman beskriver mycket typisk och vacker pipkrakebildning på starkt multnad torv, vilken äger stor utbredning på de norrländska »flarkarna» (L. c.). Hamberg anger (1915, s. 583) att den mineraljord pipkrake

[1] Äldre litteraturuppgifter se Hamberg (1915), sid. 586—87.

framförallt förekommer på skulle vara lera. Detta strider emellertid såväl mot Simon Johanssons och Kokkonens som mot förf:s samt flera tillfrågade vägmäns iakttagelser. Pipkrake kan förekomma på alla mineraljordar från och med sand till och med lera, men de mineraljordar som synas särskilt ägnade för pipkrakebildning (d. v. s. där den når sin vackraste utbildning) utgöres av de grövre jordarna, mo till fin, helst något »lerig», sandjord. På de finare jordarna, i synnerhet på styvare lera, saknas oftast pipkraken eller blir mycket tunn. Orsaken härtill är, som Simon Johansson (1916, s. 73—74) fram-

Förf. foto 1 nov. 1929.

Fig. 2. Orörd, dygnsgammal pipkrake på vägslänt mellan Örnsköldsvik och Björna, Västernorrlands län. Gles- och finnålig typ (observera de glesa, krumväxta stänglarna!). Jordart: grovmo. Denna (glesa) pipkraketyp uppkommer särskilt när markytan är förhållandevis varm och vattentillgången riklig.

Pipkrake, twenty-four hours old, in a road-cutting. This special structure (a very light layer of ice-needles, or single groups of needles) is typical of a relatively warm ground and a plentiful water-supply.

håller, att, för att pipkrake skall kunna uppkomma, jorden vanligen måste äga stor vattenledningsförmåga.

En massa övriga faktorer äro nödvändiga för att pipkrake skall bildas eller nå någon större utveckling, som t. ex. fuktigt läge, en från tätare vegetationstäcke fri markyta, vissa temperaturförhållanden etc., vilket närmare skola behandlas i samband med jordfrysningens teori.

Hesselman framhåller som ett viktigt drag för pipkraken på torvjord, att medan de på pipkraken lyfta torvstyckena äro frusna, är alltid torven under pipkrakeisen ofrusen. Detsamma gäller enl. förf:s iakttagelser för all »levande» (växande) pipkrake å mineraljordar: jorden under pipkrakeisen är ofrusen. Småningom tränger emellertid tjälen ned i mineraljorden under pipkraken,

och pipkrakebildningen upphör, ehuru isen fortfarande kvarligger på markytan som »död» pipkrake.

Som exempel på pipkrakens mäktighet och tillväxthastighet kan följande iakttagelser anföras.

Lokal: Mörby samhälle, Stocksund, Stockholms län.

Jordarts- och terrängförhållanden: Svagt lerig-mjälig mo, uppkastad vall vid foten av bergsluttning, med berghäll längs vilken vatten sipprar, på några dm djup under jordytan. På höstarna bildas här efter varje starkare frostnatt pipkrake, av omkring $1^1/_2$ till $2^1/_2$ cm längd. Nedanstående tabell 1 visar pipkrakens höjd och utseende under en sammanhängande frostperiod som inträffade 5—12 november 1928:

Tabell 1.

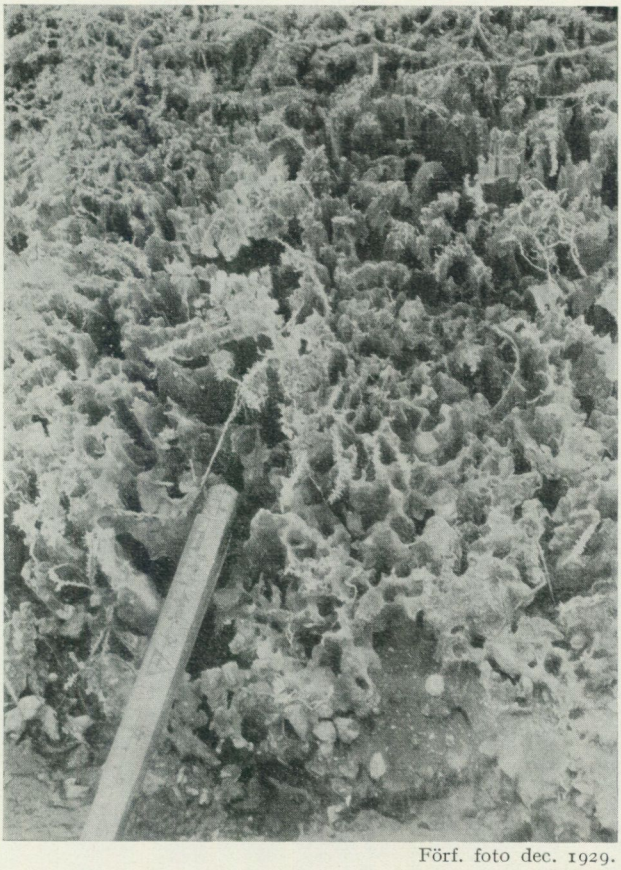
Datum (1928)	Temperaturförh.	Pipkrakens maximala höjd	Antal »våningar» synliga i pipkraken		Pipkrakens max. höjd å jordyta, som den 9 Nov. befriats från pipkrake	Dygnets medeltemperatur i Stockholm °C
			a Observationsplatsen	b Annan närbelägen plats		
5 Nov.	Frost inträdde natten 5/6	0 cm	—	—	—	+ 1.1
6 »	Frost	2 »	1	(1)	—	— 0.3
7 »	Frost	4.5 »	1	(2)	—	— 2.4
8 »	Frost	8 »	2	(3)	—	— 3.0
9 »	Frost	10 »	3	(4)	0 cm	— 3.0
10 »	Obetydlig tö från morgonen	11.5 »	4	(5)	1.5 »	+ 0.6
11 »	Frost	—	—	—	—	— 1.4
12 »	Frost; tö från middagen .	13 »	—	—	5 »	+ 1.3

Observationstiden var varje dag densamma, 9—10 f. m. Beträffande indelningen i våningar är att märka, att på en annan plats på samma lokal (b) antalet våningar var 1 större, i det den första lokalens översta pipkrakevåning här var uppdelad i två, dock med en relativt taget mycket otydlig gräns.

Av tabellen framgår, att genomsnittshastigheten har varit ungefär 2 cm per frostdygn, men varierat avsevärt från dygn till dygn, beroende på hur stark kölden varit. Även visar det sig, att under samma tid som den gamla pipkraken vuxit 3 cm den nya pipkraken på från gammal pipkrake rengjord yta vuxit 5 cm; givetvis beroende på att det porösa pipkrakelagret verkar isolerande, så att »köldtillförseln» till pipkrakens bas och därmed bildningshastigheten blir mindre ju tjockare pipkraken är.

Beträffande strukturförhållandena är det att märka, att den av Kokkonen framhållna uppdelningen av äldre pipkrake i skilda avsatser eller »våningar» i dessa fall varit mycket tydlig (se fig. 1, 4). Denna lagring framträder dels som en tydlig diskontinuitet ifråga om ispipornas täthet, så att översta delen av ett lager ofta är glest, med tunna isnålar, vilka nedåt tilltaga i tjocklek och

ligga allt tätare. Den slutligt nästan massiva pipkraken begränsas av ett plan som är rätt rikligt impregnerat med jordpartiklar. Därunder vidtager nästa lagers glesa isnålspetsar, o. s. v.



Förf. foto dec. 1929.

Fig. 3. Pipkrake från vägslänt vid V. Arninge, Stockholm—Norrtäljevägen, Stockholms län, I bildens underkant skymtar det vattenfyllda och tunt istäckta diket. Som synes äro nedersta centimeterna av slänten delvis bara, resp. täckta med mycket tunn, fläckvis utbildad pipkrake. Orsaken härtill är det i sluttens nederdel framrinnande varma grundvattnet. Nedre delen av pipkraken är vidare mycket grov, består av nätformigt förgrenad, massiv is, sannolikt beroende på kapillär uppsugning mellan pipkrakestänglarna av det framträngande grundvattnet. Jfr diagrammet, fig. 5! Jordart: molättlera.

Another type of Pipkrake, in a road-cutting. Near the waterfilled ditch, warm ground-water is flowing out on the slope; here the Pipkrake, therefore, is not continuous. But the Pipkrake-patches are solid, probably because of capillary rise of ground-water in the bundles of ice-needles, and subsequent freezing of this water. This Pipkrake is several nights and days old. — See also Figs. 4 and 5.

Kokkonen anser varje avsats eller lager markera ett dygn. Tabell 1 ger ju ett mycket tydligt exempel härpå, i det att i regel för varje dygn en ny avsats tillkommer. Men å andra sidan bör det framhållas, att man ofta finner flera dygn gammal pipkrake vara alldeles homogen, resp. bestå av ett antal våningar som är mindre än pipkrakens ålder i dygn, och att å andra sidan en upprepad

skiktstruktur kan iakttagas, där skiktens antal avsevärt överstiger dygnens — ofta på så sätt, att en tydlig våning (sannolikt = dygnslager) består av ett antal mindre tydliga underavdelningar.

Givetvis beror lagringen på *temperaturvariationer*, d. v. s. variationer i pipkrakens tillväxthastighet och därmed variationer i vattentillgången vid basytan med därmed följande olika massivitet etc. Den dominerande variationscykeln är härvid naturligtvis dygnet, varför dygnlagringen blir den normala;

Förf. foto dec. 1929.

Fig. 4. 2 stycken av pipkraken från samma vägslänt som fig. 3.

1: ungefär mitt i pipkrakeskorpan.
2: översta delen av pipkrakeskorpan, omfattande gränsen mellan pipkrake (a) och frusen jord (b). Jfr fig. 5!
Obs.! Bildens horisontalplan motsvarar släntytan med en lutning av c:a 1: 2 (åt höger). Jordart: molättlera.

Two pieces of the Pipkrake from the locality of Fig. 3.

men stundom kunna dessa variationer utebli, resp. övertäckas av icke dygnrytmiska variationer, i vilket fall ett lager kan representera flera dygns pipkrake, resp. skiktningen bli helt dygnoberoende.

Från den rena ytisen, pipkraken, leder en kontinuerlig övergång till israndig jord. I pipkraken äro ju nästan alltid skiljeytorna mellan »våningarna» jordbeströdda, varjämte även smärre jordklumpar kunna förekomma inne i de homogena islagren — dessutom är ju pipkrakens överyta alltid beströdd med jordklumpar, småsten etc. Det visar sig nu, att sådan pipkrake direkt övergår i israndig jord, därigenom att jordmängden på, mellan eller i pipkrakelagren ökas. Övergångar kunna stundom följas i djupled, i det att ett pipkraketäcke mot djupet får allt större jordhalt och övergår i israndig jord; mesta-

dels är dock denna övergångszon så smal (t. o. m. obefintlig), att man kan tala om en skarp gräns. Vackert låter sig övergången följas i sidled, t. ex. på en tillräckligt hög, naken dikesslänt. Ofta förekommer det där, att efter ett par frostdagar nedre delen av slänten (närmast diket) bär ett täcke av ytterst ren och jordfattig pipkrake, vilande på ofrusen markyta, vilket uppåt räknat förändras på så sätt, att understa delen av den frusna skorpan ej är ren pipkrakeis, utan israndig, frusen jord och detta frusna jordskikt uppåt ökar i tjocklek, d. v. s. pipkraken blir allt tunnare, för att närmare skärningens överkant mestadels försvinna (se fig. 5). Man har här en i det närmaste

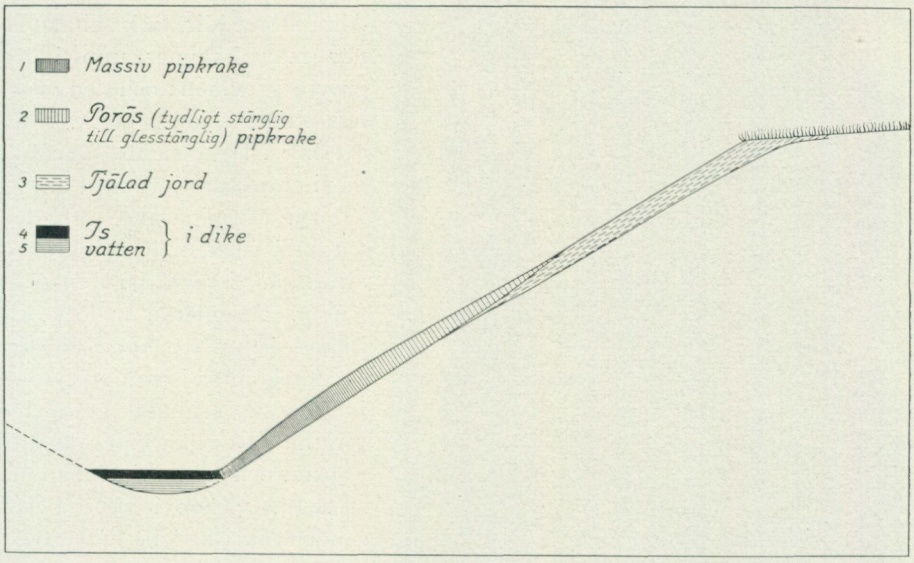


Fig. 5. Schematisk bild av pipkrake på fuktig slänt i vägskärning.
Diagram of Pipkrake on the slope in a road-cutting (see Figs. 3 and 4). The varying structure on different heights above the ditch is caused by the varying distance to free ground-water. 1 = solid Pipkrake, 2 = normal Pipkrake (porous), 3 = frozen soil, 4 and 5 = ice and water in the ditch. Where water-supply is large enough to balance the cooling, Pipkrake is formed (lower part of the figure); where it is not, soil becomes frozen (upper part of the figure).

jämntjock, sammanhängande frusen skorpa, vilken överst i slänten består av frusen jord, nederst av ren pipkrakeis,[1] förbundna av en mellanzon, där en snedgående gränsyta pipkrake:tjäle sänker sig från markytan till frostgränsen (se fig. 5); denna gränsyta kan vara skarp (diskontinuerlig övergång), eller diffus (kontinuerlig övergång).

Som regel gäller, att den kontinuerliga övergången i djupled mellan pipkrake och tjäle är vanligare och tydligare, d. v. s. *skillnaden mellan pipkrake och (israndig) tjäle är mindre ju finkornigare jordarten är.* På verklig lera utgöres

[1] Denna olikhet mellan sluttens övre och nedre del beror, som senare skall framhållas, alldeles tydligt på skillnad i fuktighetsförhållandena, i det att avståndet till grundvattenytan överst är störst och nedåt räknat blir allt mindre; ofta når grundvattenytan fram till slänten på någon höjd över dikesbottnen, och pipkraken vilar då under denna linje på framsipprande fritt vatten, medan närmare sluttens överkant jorden kanske är ganska torr.

pipkraken mestadels av ett relativt tunt ytligt islager, uppbärande alla lösare klumpar och kokor, till strukturen överensstämmande med, och genom förgrening direkt sammanhängande med, isskikten i den frusna jorden. Pipkraken utgör här egentligen endast ett specialfall av den normala isskiktningen i tjälen.

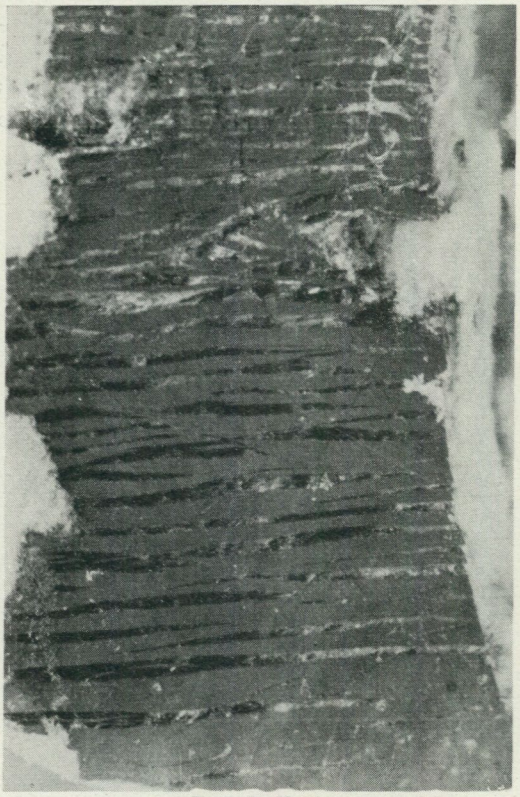


Foto P. Kokkonen, 20 febr. 1930.

Fig. 6. För första gången frusen styv lera, ur botten på 3.5 m djup grävning för bygge. Skala 1: 1. Bilden ställd till disposition av P. Kokkonen.

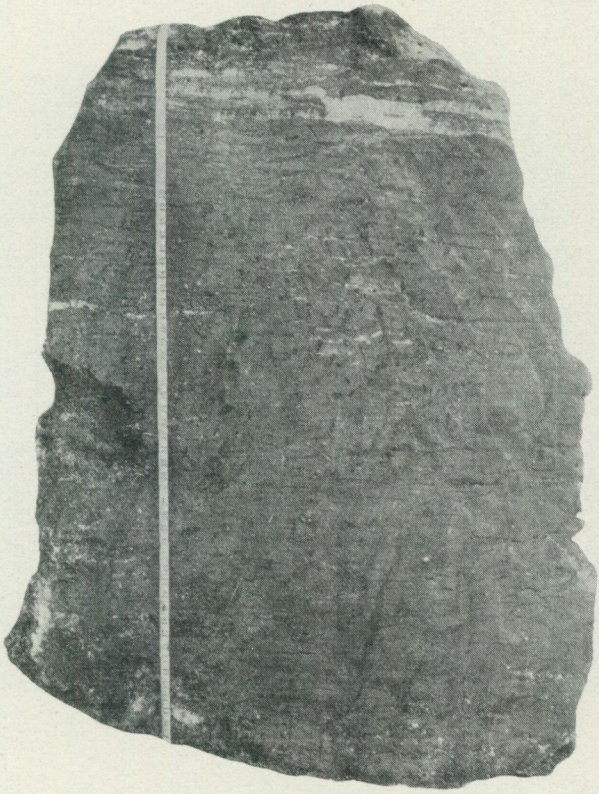
Discontinuous or ice-layered »tjäle» (frozen soil in Sweden is called »tjäle»). This is a heavy clay, which is frozen for the first time (in the bottom of a 3.5 m deep pit, made for a building). After P. Kokkonen.

Ju grövre jorden är, dess större blir skillnaden. På t. ex. en finmo i fuktigt läge bildar den mäktiga pipkrakeisen ett skarpt avgränsat lager på den ytterst fint israndiga frusna jorden. Allra störst blir dock skillnaden när man kommer upp i den grövre grovmons och den verkliga sandens kornstorlek, i det att här islager endast kan bildas i gränsytan jord:luft, d. v. s. i form av pipkrake, och den frusna jorden under pipkraken alltid är israndfri, homogent frusen. Att märka är dock, att i händelse av att *luftfyllda släppor* förekomma i sandjord, dessa ju också erbjuda gränsytor jord:luft, på vilka pipkrake kan uppstå, och t. o. m. utfylla hela släppan, varför i sådana fall sanden faktiskt kan bli (ytterst oregelbundet) israndig (tjälskjutande blir den dock därvid ej; se sid. 12!). Där sanden i ytan är mycket lucker, t. ex. i slänter genom vegetationens rotsystem och nedrasade klumpar, kan sådan »inre» pipkrakebildning sammansmälta med den ytliga, d. v. s. pipkraken nedtill äga stor halt av infrusna sandklumpar, resp. övergå i ett mycket grovt och oregelbundet israndsystem. På någorlunda kompakt sand — d. v. s. där gränsytan jord:luft ej är grenig — blir dock pipkraken alltid skarpt begränsad.

2. Diskontinuerligt frusen jord (israndig tjäle).

Den israndiga tjälens struktur är ytterligt varierande, beroende främst på jordartens sammansättning (särskilt kornstorleken) men även på strukturförhållandena, vattenförhållanden, tjälningshastighet, belastning o. s. v.

Som tidigare nämnts, uppstår gärna isbildning i förefintliga diskontinuiteter: släppor, rot- och maskhål, kring stenar o. s. v., varigenom strukturförhållanden åstadkommas, som starkt avvika från den normala tjälstrukturen i massiv jord. *Särskilt det övre marklagret på åkerterräng (matjorden) fryser till sådan mycket oregelbunden, starkt porös tjäle.* I den följande beskrivningen bortses t. v. från de genom förutvarande diskontinuiteter åstadkomna struk-



Förf. foto mars 1927.

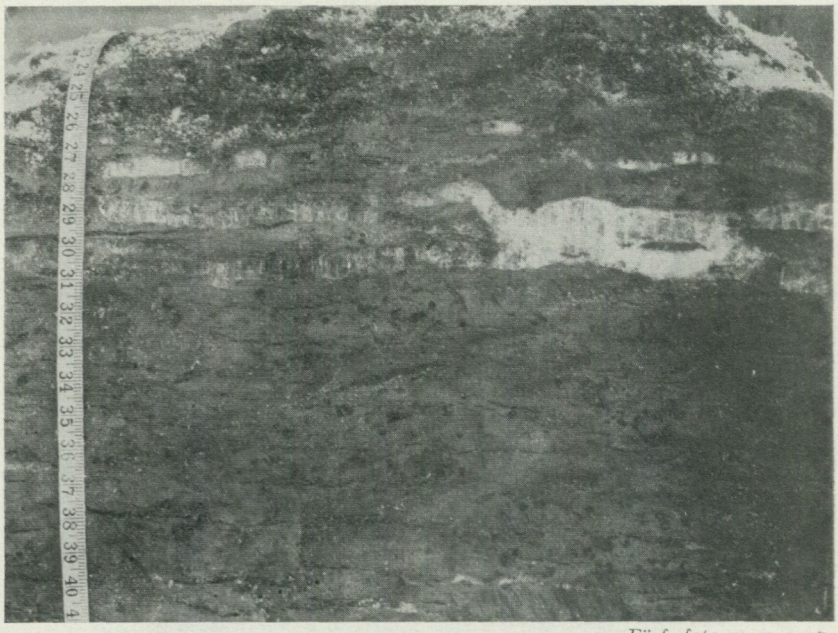
Fig. 7. Naturligt tjälad mellanlera från Ramvik, Västernorrlands län. Ur vägkropp, nära vägkanten, Ådalsvägen i Ramviks samhälle. Tjälblockets överkant c:a 22 cm, underkanten c:a 70 cm under vägytan.

Another ice-layered or discontinuous frozen soil (tjäle). Loamy clay, from the subsoil of a road in Northern Sweden.

turdragen, i det den hänför sig till förhållandena i *relativt homogen, packad jord,* sådana som vanligen äro rådande på åkerterräng under matjordslagret, i den s. k. alven, samt — vilket i föreliggande fall är det viktigaste — *i väg- och järnvägskroppar.*

I sammanfattning äro, under de i våra trakter härskande jordarts- och klimatbetingelserna, de vanliga tjälstrukturförhållandena i sådan relativt kompakt mark följande: De *finkornigare jordarterna äro i fruset tillstånd genomdragna av skikt av ren is,* vilka äro i stort sett sinsemellan parallella

och parallella med markytan. Beträffande grovlek och struktur äro dessa isskikt i hög grad beroende av jordartens finhetsgrad. Hos leror äro isskikten relativt grova och glest liggande (fig. 6—11) och bilda mestadels ett sammanhängande system, ett tillplattat rymdnät, vilket är mycket distinkt och tydligt utbildat, distinktare och grovmaskigare ju finare (styvare) leran är. Ju grövre (lättare) jordarten är, desto finmaskigare blir isrymdnätet, både ifråga om maskavstånd och -tjocklek, varvid samtidigt förbandet i rymdnätet upplöses, så att tjälstrukturen t. ex. i finmo mestadels består av ytterst



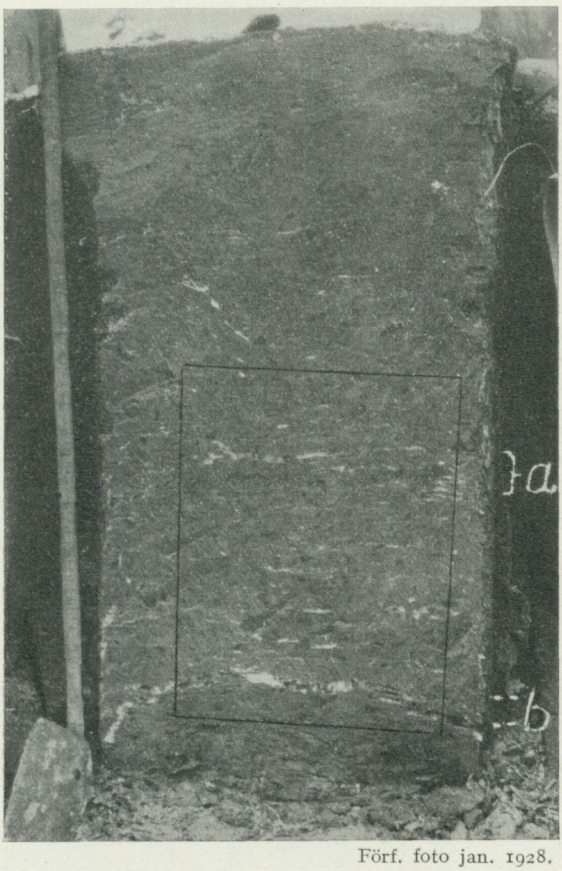
Förf. foto mars 1927.

Fig. 8. Detaljbild av fig. 7. Obs.! Måttbandet anger djup under vägytan.
Detail of Fig. 7. The measuring-tape shows the depth below the road-surface

tunna (några tiondels mm), korta (c:a cm-långa), separata, rätt väl parallellorienterade isskikt på ett par mm:s avstånd, vilket i tvärsnitt ger tjälytan ett finstreckat utseende. Ju grövre finmon är, desto finare och otydligare blir denna struktur, tills den slutligen, vid en — visserligen ej fix, utan av tjälningshastighet, belastnings- och kapillärtryck beroende — kornstorleksgräns, som ungefär motsvarar gränsen finmo : grovmo, eller c:a 0.06—0.1 mm, alldeles försvinner (se sid.50). Grövre jordar, alltså sandjordar, frysa fullt homogent (med undantag för ev. isbildning i redan förefintliga hålrum).

Utom denna de finkorniga jordarternas reguljära israndning, vars grovlek i viss mån utgör ett använt mått på jordartens partikelgrovlek, förekommer emellertid i samtliga dessa jordarter isskikt av annan karaktär. De viktigaste av dessa utgöras av ovanligt plana och markparallella, särskilt uthålliga och tjocka isskikt, i vilka isen nästan alltid är porös, bestående av mot skiktet

vinkelrätt stående stängliga iskristaller med luftfyllda mellanrum, varigenom islagret blir vitt till färgen. I lera avviker dessa mäktigare isskikt ej så starkt från den normala israndningen, ur vilken de genom kontinuerliga övergångsformer kunna härledas. Lerans normala israndning — vilken alltid är på samma sätt stänglig vinkelrätt mot rymdnätets orienteringsplan, ehuru de stängliga



Förf. foto jan. 1928.

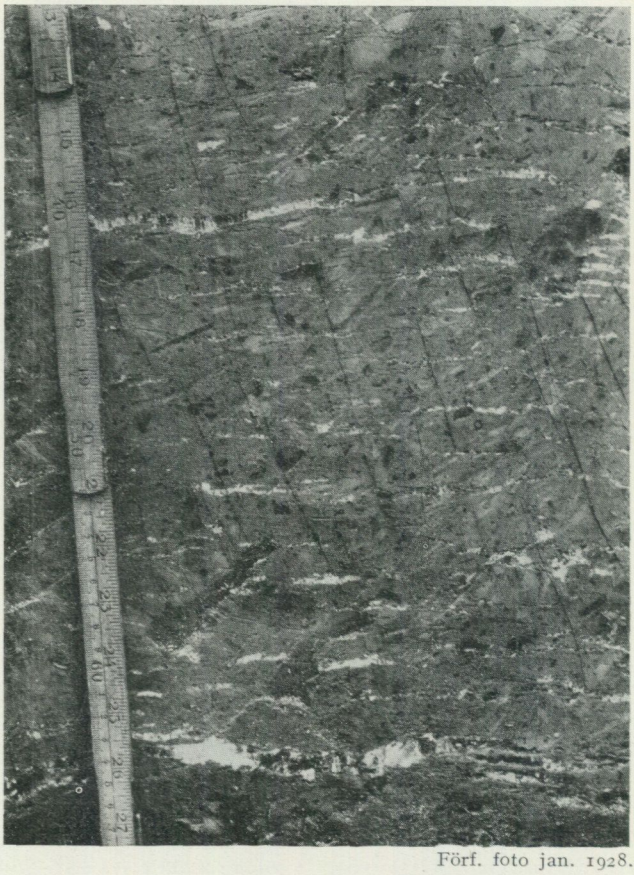
Fig. 9. Mellanlera från Ramvik (analys GB 17) frusen i sidoisolerad plåtcylinder på Statens Provningsanstalts gård vintern 1927—28. Observera de båda särskilt isrika nivåer (a och b) där tjälgränsen rört sig långsammare, resp. stått stilla (på grund av kortare töperioder). Den inramade ytan motsvarar fig. 10.

Clay from the same locality as that of Figs. 7 and 8, frozen in an insulated cylinder. Two levels (a and b) where the ice-percentage is especially high. These zones correspond to two periods when the air-temperature was comparatively high and freezing correspondingly slow. That is: the level of freezing was moving very slowly downwards in these zones, and therefore the capillary water-suction from below — by the force of which the water-surplus was deposited at the freezing level as ice-layers — here gave a much more concentrated ice-surplus (for its velocity is independent of freezing-rate; see Figs. 39 and 40, p. 78—79.)

iskristallerna oftast ligga tätt, och alltså isen blir mörk — brukar stundom äga luftskikt mellan iskristallerna, varigenom likadana vita isskikt eller skiktpartier förekomma. Som exempel på dessa övergångar kan hänvisas till fig. 7, 8 och 9, 10. I de grövre jordarna, med deras finstruerade normala israndi-

ning, i vilken isen dessutom nästan alltid är luftfri och därför mörk, kontrasterar däremot de mäktiga, sammanhängande islagren starkt mot den normala israndningen. (Jfr fig. 1 och 32 i Kokkonen 1926. Ifrågavarande jordart är, som analysen visar, en svagt mjälig, grov finmo.)

Orsaken till dessa grövre isränders uppkomst har i överensstämmelse härmed befunnits vara följande: a) I *lera* utgöra de grövre islagren i regel endast



Förf. foto jan. 1928.

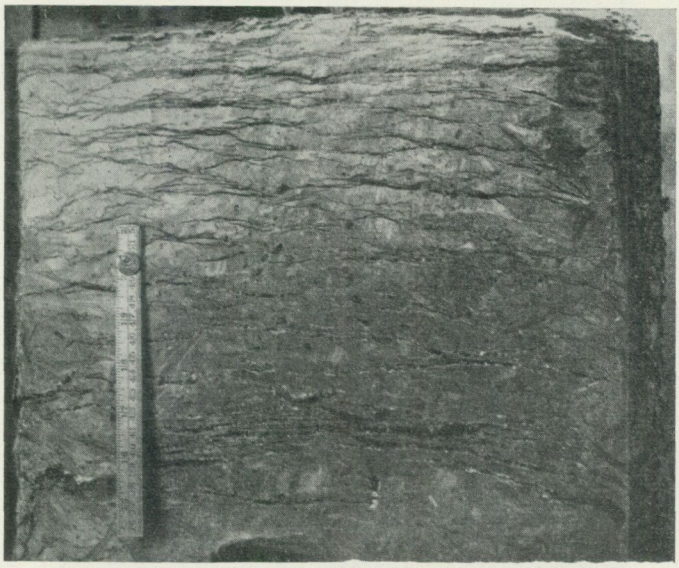
Fig. 10. Detaljbild av fig. 9 (det inramade området). Obs.! Centimeterna å tumstocken anger avstånd från cylinderns överyta.

Detail of Fig. 9 (in frame). The measure shows the distance from the surface of the cylinder.

vanliga isskikt som på en nivå blivit tjockare än eljest, och där sammanväxt till ett enhetligt eller något grenigt och flerbladigt isskikt. Orsaken till att isskikten på vissa nivåer på detta sätt bli mäktigare än eljest, är, som experimentellt påvisats, att tjälningshastigheten (värmeavledningen uppåt) under den tid tjälgränsen stått på denna nivå varit mindre än eljest, d. v. s. att tjälen stått i det närmaste stilla. *Dylika nivåer* — från sådana där den normala israndningen är tätare och uthålligare än eljest, och till sådana som bestå av ett eller ett par extra tjocka islager — *markera alltså relativa*

stillestånd i tjälens framträngande, och registrera i viss grad väderleksförhållandena under tjälningsperioden. Som exempel härpå kan anföras de isrikare nivåerna (mäktigare islagren) i fig. 7, 8 och 9, 10.

Ju lättare jordarten är, desto sällsyntare är det att de isrika stillestånds-nivåerna utbildas som enstaka tjockare skikt — de utgöras alltmer av *förtätad och förtjockad normalisskiktning.* Även om det på grundval av ett likväl mycket stort iakttagelsematerial icke är berättigat att uppställa en negativ regel av absolut giltighet, kan det dock påstås, att de i grövre israndig jord (mojord) förekommande tjockare, uthålliga isskikten med största sanno-



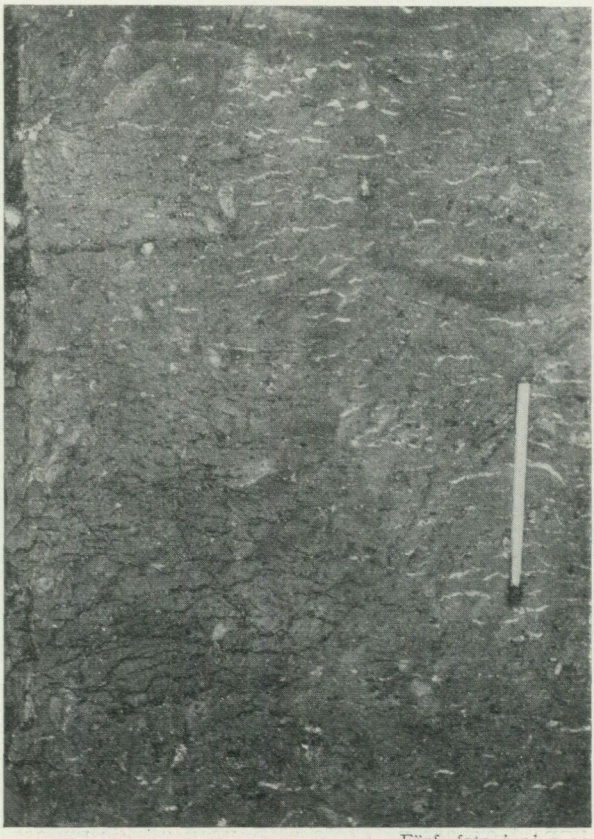
Stat. Provn. Anst. foto juni 1929.

Fig. 11. Mellanlera från Ramvik, frusen i plåtcylinder i Statens Provningsanstalts fryskammare, maj—juni 1929. Observera den nätformiga isskiktstrukturen!
Another clay from the same locality as those of Figs. 7—10, also frozen in an insulated cylinder.

likhet aldrig uppstå enbart på detta sätt, utan att de endast utbildas *längs förefintliga diskontinuitetsytor,* framförallt *gränsytorna mellan olika jordskikt,* och särskilt när längs dessa uppkommit släppor. I samtliga fall där förf. själv funnit sådana uthålliga mäktiga isskikt i mojord, ha de utbildats längs dylika diskontinuitetsplan, varjämte ett antal muntligt meddelade iakttagelser av olika vägmän tyda härpå. I Kokkonens arbete (1926) visa fotografierna (fig. 31 och 32) av den på sid. 14 under n:r 4 beskrivna tjälen, en fint isskiktad c:a mellangrov finmo med några mycket mäktiga och uthålliga isnivåer, synnerligen tydligt hur de tjocka isskikten äro utbildade i ett starkt rostfärgat plan, d. v. s. i en diskontinuitetsyta. Denna regel bestyrkes även av experimentella frysförsök. Vid samtidig frysning av tre olika jordartscylindrar, bestående av resp. lätt mellanlera, lerig mjäla och något lerig finmo (jämför figs. 11 och 12!), och varunder vid höjning av temperaturen i fryskammaren

tjälningen under en viss period blev långsammare, utbildades i leran mäktiga, över hela cylindern gående isskikt, men i finmon och mjälan blott en tätare och mer tjockskiktad normal israndning.

I *sandjord* är som nämnt *villkoret för inre isbildning existensen av dylika diskontinuiteter, vanligen luftfyllda släppor och hålrum.* På gränsen mellan sandlager av olika grovlek uppstår däremot inga islager, såvida inte



Förf. foto juni 1929.

Fig. 12. Svagt lerig finmo från Södra Sunderbyn (analys GB 20),frusen i plåtcylinder i Statens Provningsanstalts fryskammare (provkropp 2), maj—juni 1929.
Loamy silt (G. B. 20), frozen in the same way as the clay in Fig. 11.

en luftdiskontinuitet, en släppa, uppstått i gränsytan (eller något av sandslagen är så fint att det når ner i den tjälskjutande mons kornstorleksområde). *Är däremot i sanden ett aldrig så tunt skikt av en tillräckligt finkornig jordart inlagrat,* ett finmo-, mjäl- eller lerskikt, *utbildas (förutsatt att grundvattenståndet är tillräckligt högt) längs detta gärna ett islager,* som naturligtvis under gynnsamma omständigheter kan nå betydande mäktighet. Är då finjordsskiktet helt tunt, kan det lätt förbises, och det hela ger intryck av att själva den grova sanden blivit israndig. Denna omständighet är av praktisk

betydelse, emedan en sandjord på grund av mer ytlig besiktning kan bedömas som »icke-tjälskjutande», med förbiseende av eventuella finjordsskikt, vilka — alltjämt under förutsättning av relativt sankt läge — kan göra marken i hög grad tjälskjutande.

Även i *leror* förekomma uthålliga islager av sagda typ, vilka ha samma uppkomstsätt. Författaren har i vägkroppar av lera påträffat horisontella,

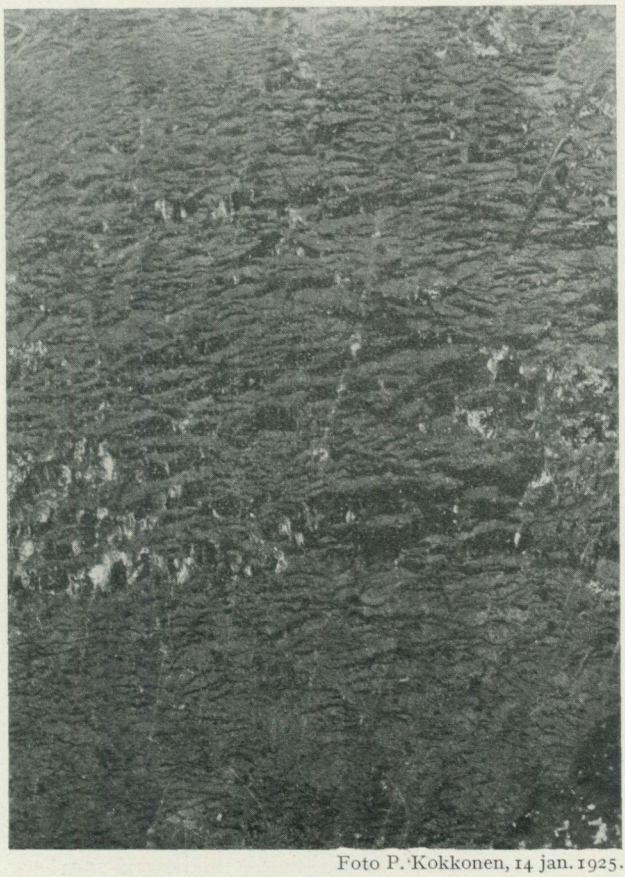


Foto P. Kokkonen, 14 jan. 1925.

Fig. 13. Frusen finmojord, Ilsalmi, Finland. Skala 1: 1. Ur Kokkonen 1926, fig. 34. Bilden ställd till disposition av P. Kokkonen.

Natural frozen silt. After P. Kokkonen. Notice the different size and structure of the ice-layers, Figs. 12—13, compared with frozen clay and loam (Figs. 6—11). The coarser the soil, the smaller and closer are the ice-layers.

uthålliga och synnerligen plana isskikt, vilka alldeles tydligt uppstått i horisontella släppor — något som framgått bl. a. av isens allmänna struktur och av att stora hålrum förefunnits i lagret, där isen setat som drusiga kristallöverdrag på över- och underytan. Men särskilt vanligt är, att i lera (och mjäla) isskiktningen strukturellt betingas av sådana diskontinuitetsytor, som bero på växlande jordartssammansättningar, d. v. s. av *skiktning*.

I leror, såväl som mjäl- och mosediment, är ju en utpräglad och upprepad *skiktning* (»varvighet») en mycket vanlig företeelse, och denna får den största betydelse för tjälstrukturen, i det att *skiktplanen bli ledplan för iskristallisationen.* Som exempel på hur vackert planparallell israndningen blir i ett varvigt sediment (när, som fallet mestadels är i naturen, avkylningsyta (isotermplan) och skiktningsplan överensstämma) kan anföras fig. 15, där likväl lerstycket frusits utan något parallellorienterande sidotryck. Naturligt är, att i en varvig lera vid ringa tjälningshastighet lätt mycket uthålliga och

Fig. 14. Varvig lättlera, omedelbart före frysning i frysskåp. Arrangemang: lerstycket fristående som å bilden, sidoisolerat med korkpulver, överytan blottad och utsatt för avkylning.
A piece of laminated loam (»sandwich-loam») before freezing (thicker layers of silt and thinner ones of clay). See Fig. 15.

plana grövre isskikt komma till utbildning, emedan på snart sagt varje nivå ledskikt, diskontinuitetsytor, förekomma.

Särskilt vackra kunna dylika isnivåer längs diskontinuiteter bli i de fall, då de utbildas längs en större, mycket markerad, jordartsgräns, t. ex. *mellan en sandjord och lera eller mjäla* (fig. 17). Ett par fall kunna anföras:

1) På vägen Vännfors—Vindeln, km 15—16, Västerbottens län. Vid exkursion i maj 1927 iakttogs här på vägbanan, sedan snön bortsmält, en mycket hög (ett par dm) knöl av ett par m:s diameter. Vid genomgrävning påträffades på c:a 80 cm djup ett lager av ren is, med en tjocklek av ungefär 20 cm; längre fram uppstod här tjälskott.

Vid undersökning på platsen i september samma år befanns det, att islagret uppkommit på ett ställe, där en överst utkilande flik av dalgångens sedi-

menttäcke vilade på moränsluttningen. Sedimentet bestod av mjäla med grusvarv, djupet till moränbottnen var (enligt interpolation mellan borrhål) på tjälknölens plats 7—10 dm, alltså motsvarande det djup på vilket islagret påträffades. Moränen var (den 11 sept. 1927) ytterst vattenrik, i det rikligt grundvatten framkom när borrhålen nådde moränbottnen. Möjligen har islagret uppstått intill något av de understa grusvarven i mjälan, men sannolikt intill själva moränbottnen.

2) I Tärna kyrkby (Västerbottens län), inträffade, enligt benäget meddelande av schaktmästare Oscar Persson, Vilhelmina, att landsvägen på en c:a

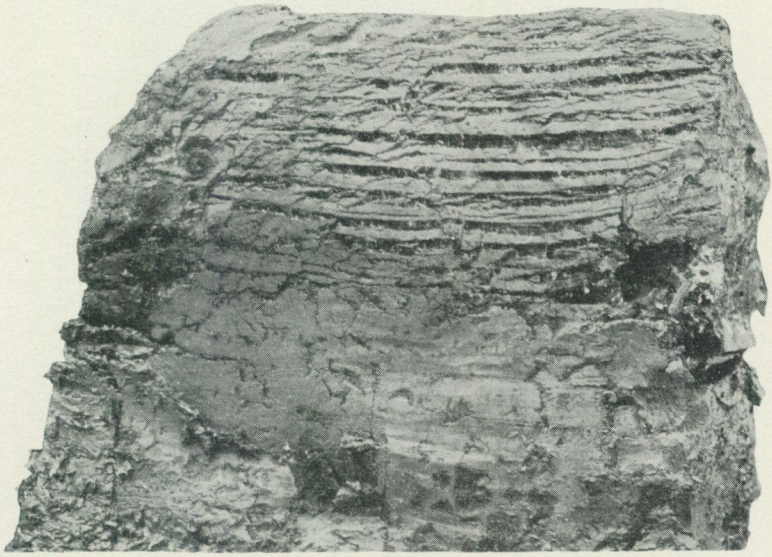


Fig. 15. Samma lerstycke som fig. 14 efter frysning (snittyta). Jordstycket fruset med avkylningsyta och isotermer parallellt med varvigheten, varför de båda faktorerna samverka till att göra isskiktningen strängt planparallell (trots allsidig utvidgningsmöjlighet). Jfr fig. 16!

The same piece of laminated loam as in Fig. 14, after freezing (cut through the frozen soil). Frozen from the top, with isotherms and strata parallel. Compare Fig. 16.

3 m lång sträcka lyfts 60 cm. På denna plats befanns att *ett enda islager, vilket räckte tvärs över vägens hela bredd, ägde en mäktighet av 35 cm.* Platsen är en sankt belägen svacka med »jäslera» (mjäla) på bergbottnen; *det mäktiga islagret var utbildat i gränsytan mellan jäsleran och den därovan påförda pinnmon,* som utgjorde undre delen av den c:a 15—20 cm tjocka vägbanefyllningen.

Även diskontinuiteter av annat slag influera på den isbandade tjälens strukturbild. Hit höra alla övriga luftdiskontinuiteter, främst de inom en leravlagrings övre zon (torrskorpezon) städse förekommande sprickorna, vilka vid tjälningen bli fyllda av mestadels luftrik och därför vit is. Mask- och rothål bli likaledes oftast isfyllda. De diskontinuiteter som gränsytorna mot i leran inneslutna fasta föremål, såsom stenar, trä- och barkbitar, örstensklumpar etc. utgöra, bli också iskristallisationsytor. Av skäl som längre fram skola beröras

bli islagringarna omkring inneslutna föremål tjockast på dessas undersida — och relativt tjockare ju större föremålets utsträckning i höjdled är.

En synnerligen intressant omständighet bör även framhållas, nämligen den, att vid tjälgränsen i lera, åtminstone under den tid tjälning pågår, de understa isskikten eller isfyllda sprickorna nedåt fortsätta i luftfyllda sprickor (fig. 18) i vilka iskristallisationen kryper allt längre ned, medan sprickorna undan för

Fig. 16. Ett annat stycke av samma varviga lättlera som fig. 14 och 15, fruset uppifrån i den ställning det intar på bilden. Isotermriktning alltså nästan mot skiktningen (»varvigheten»). Islagren kompromissanpassa sig för den skull efter båda de riktningsledande faktorerna: övertvärande isskikt (överst t. v.) samt isskikt i lervarven (nedtill och t. h.), jämte sneda mellanriktningar. *Another piece of the same laminated loam as in Figs. 14 and 15, after freezing from above in the position shown in the figure: isotherms thus almost transversing the strata. The ice-layers therefore show an accommodation in both directions.*

undan flyttas nedåt. Även den normala isskiktbildningen i en lera sker alltså i luftdiskontinuiteter, i luftfyllda sprickor, ehuru dessa sprickor åstadkommas av den växande isfyllningen något högre upp i sprickorna. Omedelbart före tjälfronten skrider alltså en sprickzon (av några cm djup) vilken successivt nybildas allteftersom sprickorna isfyllas.

Denna företeelse är mer utpräglad och har större tendens att uppkomma, ju finkornigare jordarten är. Under naturliga förhållanden påträffas den i regel i all tjälande lerjord; i mojord har den icke iakttagits, och torde i regel ej förekomma. Den är icke någon för israndningen och tjälskjutningen nödvändig eller karakteristisk företeelse, vilket laboratorieförsök av Taber och förf. visa; Taber har utfört frysförsök under betingelser som utesluta varje spår

av en gasfas i det frysande jordartssystemet, och likväl erhållit alldeles normal israndning och tjälskjutning. Luftsprickzoner under tjälgränsen äro alltså endast en under vissa förhållanden, särskilt de som i regel råda vid naturlig tjälning, uppträdande företeelse, som likväl är av stort teoretiskt intresse.

En omständighet, som är av största betydelse, är, att i isbandad tjäle *jorden mellan isskikten ej är fullständigt hård och frusen.* I hur hög grad detta är fallet beror på temperaturen i tjälen och jordartens kornstorlek. Nära tjälgränsen (där alltså temperaturen endast föga understiger o° C) är även i mojordar jorden mellan islagren fullständigt mjuk och synbarligen alldeles ofru-

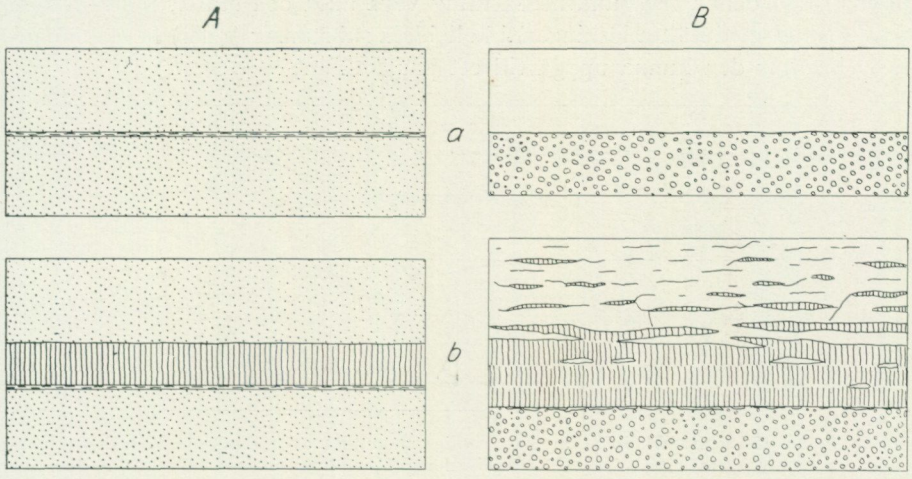


Fig. 17. Exempel på uppkomsten av särskilt mäktiga islager, beroende på jordartsfördelningen. a = i otjälat, b = i tjälat tillstånd.

A: Ensamt islager vid ler- eller mjälskikt i eljest icke tjällyftande sand. (Praktiskt viktigt; genom förekomsten av obetydliga, lätt förbisedda dylika lager kunna sandjordar bli tjälfarliga.)

B: Mäktigt islager vid botten av isskiktat ler- eller mjällager, som vilar på vattenförande grus eller sand.

Obs.! Förutsättningen är givetvis i bägge fallen högt vattenstånd, så att den grövre jordarten intill islagret är vattenförande.

Diagram illustrating the origin of particularly thick ice-layers, in the limiting surface between different soil-layers.

sen, medan den med sjunkande tjältemperatur (vid kall väderlek och högre upp i tjälen) rätt hastigt blir allt hårdare. I lera däremot är, icke endast närmast intill tjälgränsen, utan även högt upp i tjälen, jorden nära nog lika mjuk och plastisk som under tjälgränsen (även om den med tilltagande köld blir allt styvare). I synnerhet i lera är sålunda vid måttlig köld *själva jorden mellan isskikten i tjälen fullständigt mjuk och ofrusen.*

B. Jordfrysningsprocessen.

1. Vattnets frystemperaturnedsättning i jord.

Det är ovan framhållet, att jorden mellan isskikten i diskontinuerlig tjäle är ofrusen, eller endast partiellt frusen, och i allmänhet mindre frusen

ju finkornigare jordarten och ju högre temperaturen är. Denna omständighet — mig veterligt först omnämnd av Holmquist (1897), men mestadels förbisedd av senare forskare — visar ju uppenbart, att vattnet i jordartens porer äger en mer eller mindre starkt nedsatt fryspunkt. Denna fryspunktnedsättning, vilken närmare belysts genom olika laboratorieförsök, är i själva verket nyckeln till den diskontinuerliga tjälbildningens problem.

Att vattnet i vissa jordarter fryser först avsevärt under 0° C har relativt tidigt framhållits av ett flertal författare, varvid de dock i regel antagit detta vara en instabilitetsföreteelse, beroende på *underkylning*. Hamberg däremot anser (1915) denna fryspunktnedsättning vara äkta och stabil, motsvarande den (analogt med i äkta lösningar) i kolloidala substanser (geler) förekommande, och antar den kunna uppgå till ett par ° C.

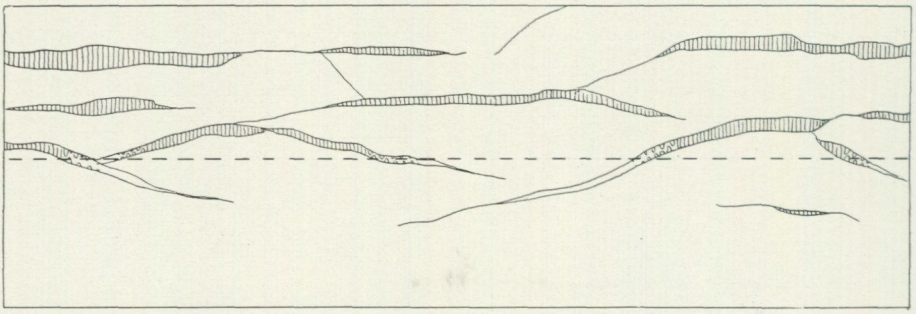


Fig. 18. Schematisk framställning av det vanliga utseendet av tjälgränsen i lera, vid nedträngande tjäle (pågående frysning). Iskristallisationen sker huvudsakligen i förefintliga sprickor vilka successivt nybildas under tjälgränsen. De understa isskikten fortsätta nedåt som luftfyllda sprickor.

Streckat = tjälgränsen, d. v. s. här den nivå där islagren sluta. Något därunder förekomma vanligen enstaka iskristaller. Framhållas bör, att själva leran är ofrusen såväl närmast över som under tjälgränsen.

Diagram illustrating the usual appearance of the freezing border zone in clay. Ice is crystallizing chiefly in open fissures, which are successively formed under the border surface (owing to local loss of water in the ice-layers).

De veterligt första systematiska undersökningarna över vattnets frysförhållanden i jord äro de av G. J. Bouyoucos utförda, publicerade i ett stort antal uppsatser 1915—1921. Vid dessa undersökningar ha två metoder använts, fryspunktsmetoden och dilatometermetoden. Den första utgör den mycket vanliga metoden att med täta tidsintervall avläsa temperaturen på en i det i avkylning stadda provet nedsänkt termometer, varvid den begynnande frysningen ger sig tillkänna som ett plötsligt avbrott i den regelbundna temperatursänkningen (oftast först en ringa stigning, på grund av föregående underkylning). Dilatometermetoden bygger på en annan princip, nämligen vattnets utvidgning vid frysning, vilken bestämmes därigenom, att provet inneslutes i ett med stigrör försett glaskärl, och hela systemet fylles med en lämplig vätska (ex. fotogen eller ligroin), varpå dilatometern avkyles i lämpligt köldbad, och vätskeytans höjdförändringar i stigröret avläsas. Jordprovets volymökning vid frysning — vilken erhålles efter reduktion för glas-

kärlets och oljans volymförändring — tages därpå som mått på den frusna vattenkvantiteten.

En del av Bouyoucos resultat äro återgivna i fig. 19. Framhållas bör, att hans syftemål från början var att på denna väg bestämma halten av lösta salter i markvattnet, och att han även i de senaste publikationerna alltjämt synes anse, att denna halt av lösta ämnen är orsaken till temperaturnedsättningen. Hans teoretiska slutsatser — på vilka här ej skall närmare

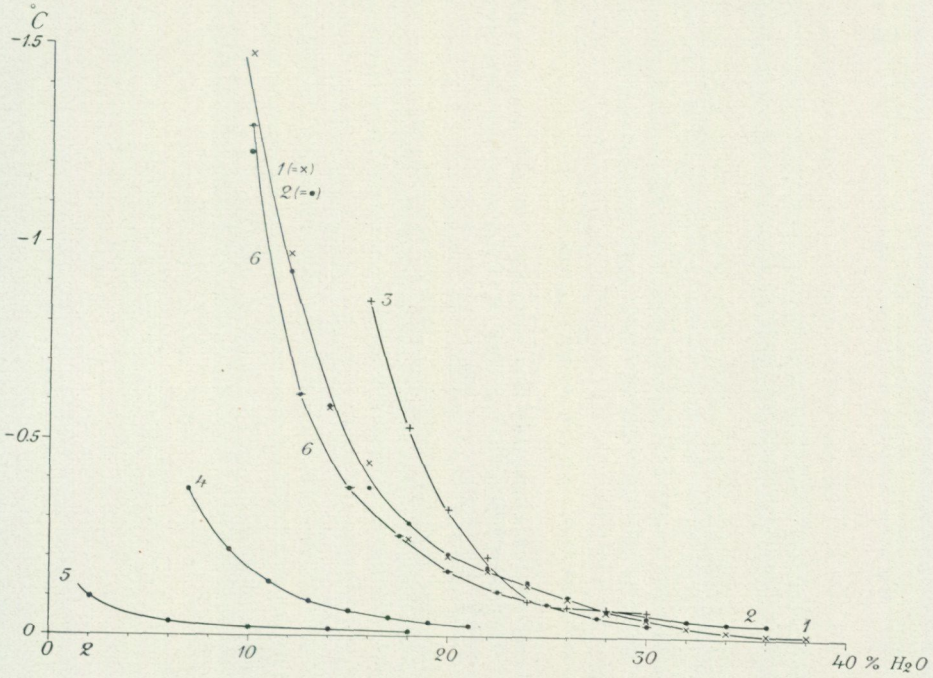


Fig. 19. Kurvor för frystemperaturnedsättning i olika jordarter; grafisk framställning av Bouyoucos' siffror, erhållna genom fryspunktmetoden. N:o 1—4 ur Bouyoucos 1916, tabell 5 och 4, N:o 5—6 ur B. 1921, tabell 1 och 2.

N:o 1 = »Humus loam», 2 och 6 = »Clay loam», 3 = »Silt loam», 4 = »Sandy loam», 5 = »Quarz sand».

Diagram of freezing-temperature in different soils; graphical representation of Bouyoucos' figures, obtained by means of the freezing-point method. Nos. 1—4 from Bouyoucos 1916, tables 4 and 5, Nos. 5—6 from Bouyoucos 1921, tables 1 and 2.

ingås — äro helt färgade av denna uppfattning. Emedan vidare jordproven, vilka i allmänhet ha betydligt större halt av lösliga salter än som i våra trakter är vanligt, samtliga bestämts utan föregående tvättning, blir givetvis fryspunktsnedsättningen i dessa fall resultatet av en samverkan mellan salternas och partikelsystemets frystemperaturnedsättande effekt.

Nyligen har E. Jung (1932) — från den teoretiska uppfattningen av frystemperaturnedsättningen som huvudsakligen beroende av jordpartiklarnas adsorptionskraft — publicerat ett antal synnerligen omsorgsfulla bestämningar med dilatometermetoden, vilka grafiskt återgivas i fig. 20. Av detta diagram framgår emellertid vid första ögonkastet att de erhållna värdena

ha mycket liten noggrannhetsgrad. Orsaken härtill ligger sannolikt i rent tekniska svårigheter, i det att felet vid reduktionen för oljans och provkärlets volymförändring kan få en alltför stor relativ betydelse, men möjligen också i själva metodprincipen, i det att isynnerhet vid låg vattenhalt utvidgningen av en frysande jordmassa icke är ett entydigt mått på den frusna vattenmängden (jfr sid. 65).

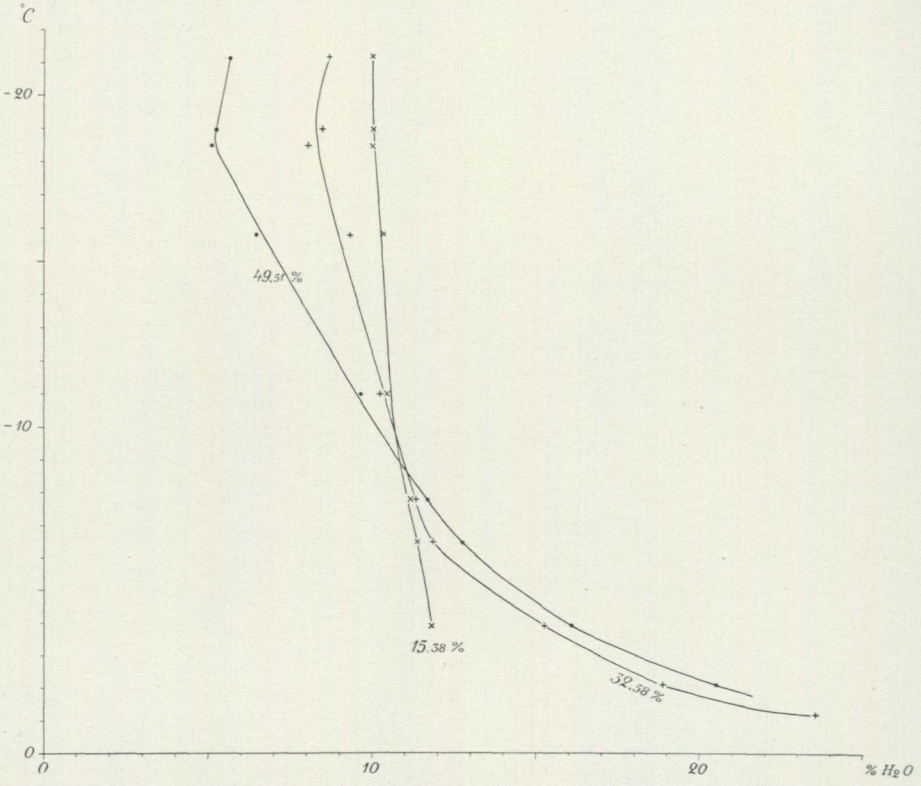


Fig. 20. Frystemperaturkurvor för en och samma jordart (styv lera) vid tre olika utgångsvattenhalter; grafisk reproduktion av Jungs siffror, erhållna enligt dilatometermetoden (Jung 1932, Tabell 1—3, s. 13—14). Diagrammet visar, genom kurvornas yttersta osannolika förlopp (jfr fig. 22 och 23), denna metods olämplighet.

Diagram of freezing-temperature in one soil-specimen (heavy clay) for 3 different original water-percentages; graphical representation of Jung's figures, obtained by means of the dilatometer-method (Jung 1932, tables 1—3, p. 13—14). The diagram shows — by the very unlikely appearance of the curves — the inaccuracy of this method (compare Figs. 22 and 23).

De av förf. utförda bestämningarna ha skett enligt principen med direkta termometeravläsningar under avkylning eller uppvärmning och konstruktion av temperatur-tidkurvan, ehuru under sådana betingelser, att ej endast temperaturen för den begynnande frysningen, alltså det »friaste» (adsorbtivt minst bundna) vattnets fryspunkt, bestämts, utan även större delen av det övriga förloppet kunnat kvantitativt beräknas.

Felmöjligheterna, isynnerhet vid beräkningen av de sist frysande små vattenmängderna, äro visserligen även här avsevärda, likaledes beroende på både tekniska

ofullkomligheter och principiella felaktigheter, approximationer; men emedan noggrannhetsgraden dock är större, och själva utförandet enklare, torde denna princip vara att föredraga framför dilatometermetoden.

Den speciella apparatur som i detta fall använts, framgår av fig. 21. För att skydda termometerkulan vid frysningen, har densamma varit instucken i en spetsig hylsa av nickel- eller silverplåt, fylld med sprit eller kvicksilver för att förmedla temperaturutbytet. I de flesta fall har brukats en i $^1/_{10}{}^\circ$ C graderad normaltermometer, men för särskilt noggranna undersökningar, vid mycket små fryspunktnedsättningar, har en specialtillverkad i $^1/_{50}{}^\circ$ C graderad termometer använts. I synnerhet vid dessa undersökningar ha korrektionsbestämningarna varit mycket noggranna, i det termometerns nollpunkt bestämts i systemet destillerat vatten: is (frysande såväl som smältande) under speciella säkerhetsarrangement, såväl omedelbart före som efter varje frysförsök.

Som provbehållare ha rör av föga värmeledande material — isolit — använts, varigenom avkylnings- eller uppvärmningshastigheten, och därmed temperaturskillnaden mellan provets yttre och inre del, blivit ringa. Vid avkylning har som köldbad använts eutektiska blandningar av ett salt och is; mestadels har saltet utgjorts av $BaCl_2$, vars eutektiska temperatur med is är -21.6° C (i regel har dock badets temperatur varit $^1/_2$ à 1 grad högre). Vid uppvärmning har ett, genom inblandning av annorlunda tempererat vatten vid konstant temperatur hållet, vattenbad använts.

Mätningarna ha bearbetats på grafisk väg, genom konstruktion på mm-rutat papper av avkylnings- resp. uppvärmningskurvan i koordinatsystemet temperatur:tid. Som av de i fig. 22 återgivna exemplen framgår, består varje kurva av en övre, brant stupande hyperbelgren, vilken når något nedanför 0°, därefter en först mycket sakta sluttande, nästan horisontell kurva, motsvarande det friaste vattnets frysning (resp. smältning), i fortsättningen alltmer brant stupande och så småningom övergående i en undre hyperbelgren, motsvarande avkylningen av det helt frusna provet. Hyperbelavsnitten, alltså kurvorna för avkylning utan aggregationsförändring, äro enkla matematiska funktioner av formeln:

$$^e\log \frac{T-y_0}{T-y} = c \cdot (x-x_0)$$

där y = temperaturen, x = tiden (y_0 = utgångstemperaturen, x_0 = utgångstiden), och T = den temperaturasymptot ($y = T$), som representeras av köld-(resp. värme-)badets temperatur. c är en konstant, i vilken provkärlets och jordprovets värmeledningskoefficient och värmekapacitet ingår.

Om man sätter $x_0 = 0$ får formeln följande utseende:

$$cx = {}^e\log\frac{T-y_0}{T-y};$$

vilken lämpligen skrives:

$$x = \frac{{}^{10}\log\frac{T-y_0}{T-y}}{{}^{10}\log\, e \cdot c}$$

Med användning av denna formel är det lätt att konstatera fortsättningen av de båda hyperbelavsnitten (streckat i fig. 22). Konstanten c blir givetvis olika i de båda grenarna, eftersom vattnets och isens värmeledningskoefficient och värmekapacitet äro olika; då emellertid dels båda dessa komponenter variera i samma riktning och effekten på så sätt till stor del kompenseras, dels jordprovets värmeledningsförmåga i förhållande till provkärlet är så liten, att provkärlets egenskaper bli dominerande, blir skillnaden i c för de båda hyperbelavsnitten ytterst obetydlig; *det undre hyperbelavsnittet* motsvarar i själva verket i det närmaste en *parallellförskju-*

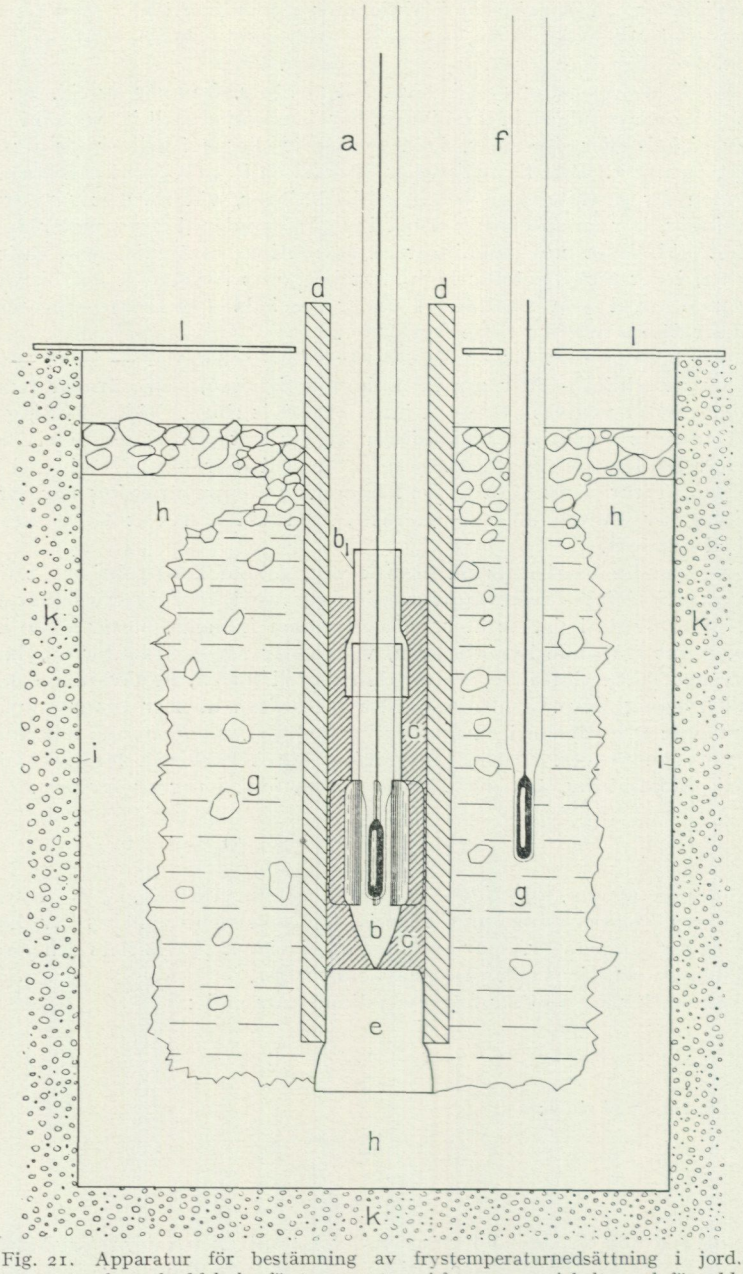


Fig. 21. Apparatur för bestämning av frystemperaturnedsättning i jord. a = termometer, b = skyddshylsa för termometern, i form av en nickeltorped, försedd med 8 st. vingar för bättre värmeledning; mellanrummet mellan termometerkulan och hylsan sprit- eller kvicksilverfyllt, b_1 = påträdd gummislang, c = jordprov, d = rör av isolit, e = gummipropp, f = termometer för bestämning av köldbadets temperatur, g—h = köldbad, därav g = saltlösning, h = eutektisk is-saltmassa, kristalliserad på väggarna av behållaren i, k = korkpulverisolering, l = lock.

Author's apparatus for determining the freezing-temperature in soils, by the thermometer- or freezing-point method. a = thermometer, b = case of nickel, filled with alcohol or mercury, and furnished with wings for the sake of good temperature-conductivity; c = soil-specimen in a tube of poor heat-conducting material (»isolit») = d; g—h = cooling mixture (originally water and salt in eutectic proportions, frozen in a freezing-chamber).

ten fortsättning av det övre. Beräkningen av jordartens fryskurva — d. v. s. vilken procent av den i jordarten ingående vattenkvantiteten som vid en viss temperatur är frusen — är med anledning härav mycket enkel.

Om man till en början antar, att temperaturasymptoten är mycket avlägsen, d. v. s. avkylnings-, resp. uppvärmningsbadets temperatur mycket låg, resp. hög, och avståndet från en viss punkt på kurvan (t. ex. —2° C) till den övre hyperbel-

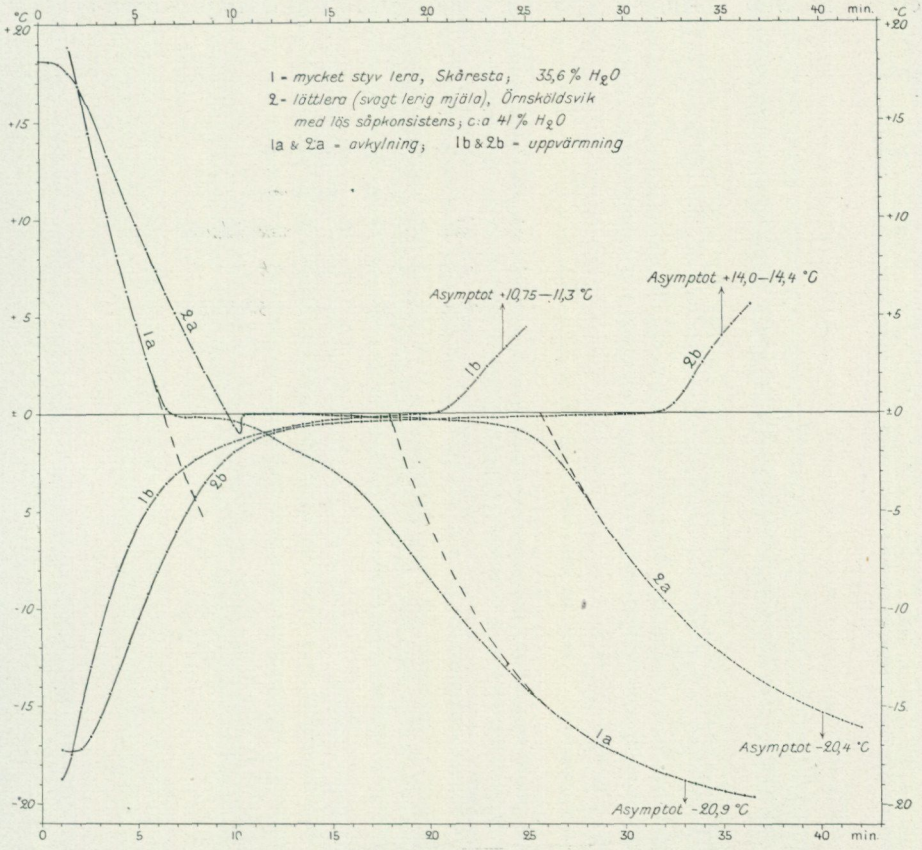


Fig. 22. Temperaturtidkurvor för 2 olika jordarter, vid avkylning, resp. uppvärmning, för bestämning av fryspunktnedsättning vid olika vattenhalt. Ur den deformation av den harmoniska hyperboliska avkylnings- eller uppvärmningskurvan som vattnets frysning, resp. smältning orsakar, kan, med utgångspunkt från provets totalvattenhalt, kurvan för frystemperaturen vid olika vattenhalt konstrueras (fig. 23).

Temperature-time-diagrams for 2 different soil-specimens, obtained by cooling (Fig. 21) and warming. From the deformation of the harmonical hyperbolic cooling- or warming-curves, caused by the freezing or melting process, the freezing-temperature with different water-percentages may be calculated (Fig. 23).

grenens förlängning kallas a, medan hela avståndet mellan de förlängda hyperbelgrenarna kallas l, blir den frusna vattenmängden, q, i förhållande till totalvattenmängden

$$q = \frac{a}{l}.$$

Genom att på detta sätt bestämma ett tillräckligt antal punkter kan den sökta fryskurvan konstrueras (fig. 23).

I själva verket är dock temperaturasymptotens avstånd icke oändligt; åtminstone när det gäller finkornigare jordarter måste vid beräkningen en enkel korrektion användas härför.[1]

De så erhållna temperaturkurvorna, av vilka en del äro återgivna i fig. 23, visa följande (för kapillärt mättad jord) gemensamma drag: Kurvan börjar ett stycke från 0°-linjen (*x*-axeln), längre ju finkornigare jordarten är, och

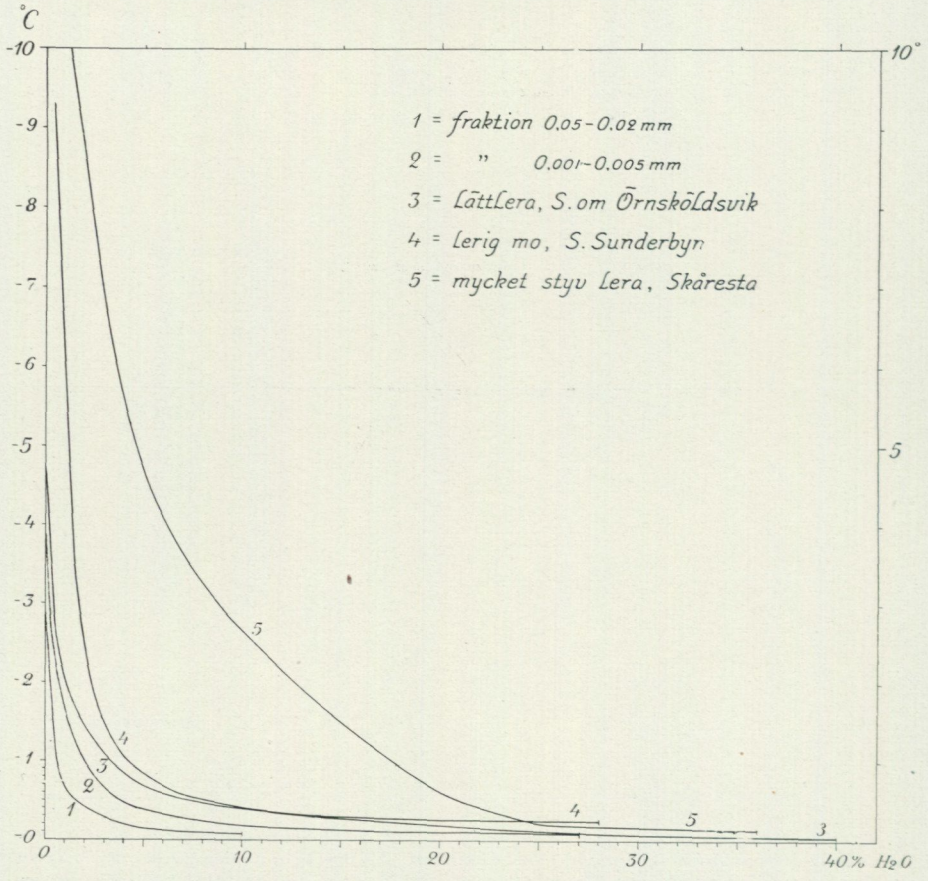


Fig. 23. Ett antal frystemperaturkurvor (kurvor för frystemperatur med avseende på vattenhalten) för olika jordarter, bestämda med termometermetoden, och erhållna genom beräkning ur kurvor enl. fig. 22. Vattenhalt i vikt-% per torrsubstans.

Diagrams of freezing-temperature with different water-percentages for some different soils, calculated from diagrams of types Fig. 22. Water-content per cent of dry soil.

förlöper först en längre eller kortare sträcka med ringa stigning, för att sedan stiga allt brantare asymptotiskt upp mot *y*-axeln.

Innebörden härav är följande:

I en kapillärmättad jord fryser först en viss vattenmängd vid nästan konstant, endast långsamt sjunkande temperatur. Ju mer vatten som är fruset,

[1] Den ledande principen är den omständigheten, att den per tidsenhet avgivna, resp. upptagna värmeenergimängden (av vilken alltså den del som är föremål för beräkningen hänför sig till aggregationsförändringen) är direkt proportionell mot avståndet till temperaturasymptoten (temperaturskillnaden mellan provet och badet).

desto lägre är frystemperaturen, och blir för den sista vattenresten mycket låg. Frystemperaturen är vidare för varje vattenhalt lägre (d. v. s. nedsättningen större) ju finkornigare jordarten är.

Orsaken till fryspunktnedsättningen är givetvis den attraktion som jordartspartiklarna utöva på vattenmolekylerna, *adsorptionskraften*, vilken kommer till synes i så många andra egenskaper hos särskilt de finkornigare jordarterna, framförallt hygroskopiciteten och plasticiteten. Genom adsorptionskraften grupperas vattenmolekylerna i höljen kring partiklarna; i dessa höljen, vilka kunna bestå av många tusen molekylarskikt, är det innersta skiktet starkast bundet, därnäst det följande, o. s. v. Vid frysningen behövs det nu en »överkraft» (= fryspunktnedsättning) för att rycka vattenmolekylerna från detta kraftfält och infoga dem i en iskristalls atomgitter, vilken överkraft är proportionell mot den styrka, varmed vattenmolekylen fasthålles i adsorptionshöljet, d. v. s. hur långt in i detta, eller hur nära partikelväggen, vattenmolekylen befinner sig.

Den verkan av adsorptionskraften som yttrar sig i *hygroskopiciteten* är en fullständig analogi härtill: på grund av adsorptionskraften behövs det en »överkraft» för att överföra vattenhöljena i gasform, d. v. s. densamma åstadkommer en nedsättning av relativa ångtensionen, och denna nedsättning är större — d. v. s. vattenmolekylerna fasthållas hårdare — ju färre molekylskikt som ingå i höljet.

Adsorptionskraften har (när det gäller hygroskopiciteten) av Zunker (1928, se även 1930) visats vara praktiskt taget direkt proportionell mot ytan, ned till en partikelstorlek av c:a 0.002 mm; med minskad kornstorlek avtar den därefter visserligen märkbart, men ej tillnärmelsevis så hastigt som ökningen av specifika ytan. Det är därför helt naturligt, att fryspunktnedsättningen för varje vattenhalt är större, ju finkornigare jordarten är, d. v. s. ju större dess specifika yta är.

Det friaste vattnet är givetvis det mitt i porerna, längst från partikelväggarna, befintliga, varför det också fryser först. Detta vatten är naturligtvis det som i eminentaste grad gör skäl för namnet kapillärvatten; men mellan detta och det oerhört hårt bundna vattnet i de närmast partikelväggarna liggande molekylskikten (det fastaste »adsorptionsvattnet») råder ju emellertid en kontinuerlig övergång. *Kapillärvatten* (eller porvatten) *och adsorptionsvatten äro inga av en skarp gräns åtskilda vattenslag; adsorptionskraftfälten sträcka sig teoretiskt oändligt långt ut kring partiklarna*, ehuru hastigt avtagande i styrka, och omfatta ännu med fullt mätbar styrka hela porerna även i relativt grova jordar. Ju finkornigare jorden är, desto större relativ volym inta (de till en viss godtycklig spänningsgräns av potentialfältet hänförda) adsorptionsvattenhöljena — en del av de härmed sammanhängande mekaniska jordartsegenskaperna beröras i Beskow 1930 c, sid. 52—53, samt i detta arbete på sid. 47.

Den vattenhalt, vars frysning för den föreliggande frågan är av största betydelse, är *det först frysande, friaste vattnet, det centrala porvattnet*, vilket *bestämmer tjälningens begynnelsetemperatur*. För att få ett kvantitativt mått på kornstorlekens betydelse härför, har denna temperatur — vilken är

mycket lätt att synnerligen noggrant bestämma, då ju här fryskurvan går nära nog horisontellt — bestämts i en provserie bestående av ensorterade fraktioner av olika grovlek, vid samma vattenhalt hos proven (kapillär mättning vid konstant, mycket lågt kapillärtryck). Den använda provserien har ut-

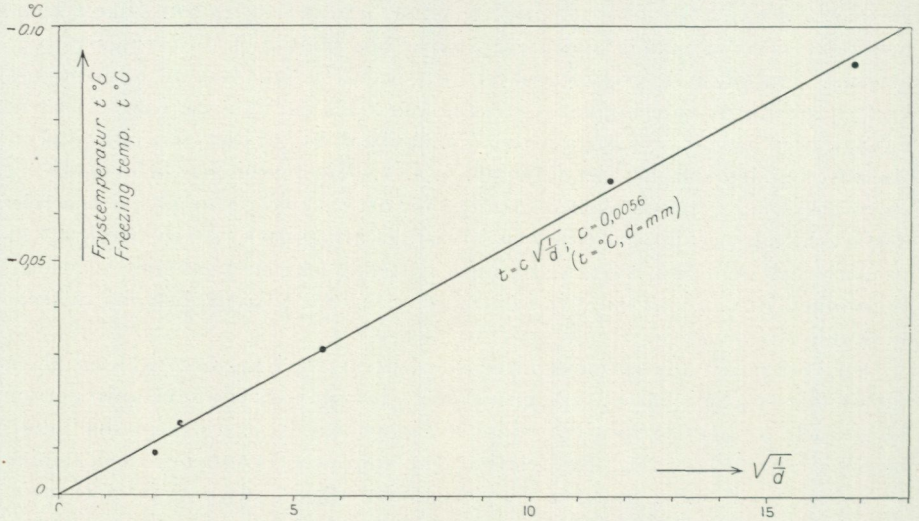


Fig. 24. Grafisk framställning av tabell 2, de två understa kolumnerna, visande fryspunktnedsättningens beroende av kornstorleken d (en lineär funktion av $\sqrt{\frac{1}{d}}$).

Diagram showing the freezing-temperature (t), at the beginning of freezing in water-saturated soils, as a function of the particle-size (d). Soil-specimens: pure fractions. The formula is (for pure fractions) $t = c \cdot \sqrt{\frac{1}{d}}$; $c = 0.0056$, *when* t = °C *and* d = *mm.*

Graphical representation of table 2.

gjorts av Atterbergs originalmaterial, samma varpå förf:s kapillaritetsbestämningar utförts (Beskow 1930 c). Resultatet härav är återgivet i tabell 2 och fig. 24.

Tabell 2.

Fryspunkt (temperatur vid frysningens begynnelse) i olika grova fraktioner av Atterbergs originalmaterial.

Freezing point (temperature at beginning of freezing) in different soil fractions.

Fraktion mm (enl. Atterberg) . *Fraction mm (aft. Atterberg)*	0.5—0.2	0.2—0.1	0.05—0.02	0.01—0.005	0.005—0.002
Kapillaritet K cm . . . . . *Capillary K cm*	25.5	40.7	186	820	1700
Ur K beräknad kornstorlek d mm *Particle size d mm (calc. fr. K.)*	0.235	0.147	0.0322	0.0073	0.00353
$\sqrt{\frac{1}{d}}$	2.06	2.60	5.62	11.7	16.8
Frystemperatur (frysn. begynn.) *Freezing-point (freez. beginning)*	— 0.009° C.	— 0.015° C.	— 0.031° C.	— 0.067° C.	— 0.092° C.

Som av fig. synes, gruppera sig, vid det givna koordinatsystemet, värdena synnerligen väl längs en rät linje från origo. M. a. o.: *fryspunktnedsättningen* i porernas centrum *är omvänt proportionell mot kvadratroten ur genomsnittliga korndiametern;* om denna kallas d, blir formeln för fryspunktnedsättningen t

$$t = c \cdot \sqrt{\frac{1}{d}},$$

där konstanten $c = 0.0056$
när t uttryckes i °C och d i mm.

Uttrycket i relation till specifika ytan (U) blir fryspunktnedsättningen

$$t = c \cdot \sqrt{U}$$

Denna formel är dock endast empiriskt fastställd för ifrågavarande serie, med dess varierande kornstorlek men konstanta sorteringsgrad.

En teoretisk detalj av intresse bör ytterligare framhållas: dessa bestämningar ge också ett mått på *adsorptionskraftens mätbara räckvidd.* Den största tjocklek av adsorptionsvattenskikten som förut påvisats har varit av storleksordningen 3 à 4 μ (1 μ = 0.001 mm). Långt utanför den gräns till vilken den hittills mekaniskt mätbara verkan når, har emellertid adsorptionskraften en alltjämt mätbar termisk effekt; i den grövsta fraktion vari fryspunktnedsättningen bestämts (0.5—0.2 mm) blir i genomsnitt minsta avståndet från porcentrum till partikelväggen c:a 40 μ — d. v. s. adsorptionskraften har ännu på ett avstånd av 0.04 mm en fullt mätbar effekt.

Eljest är bestämningen av adsorptionskraftens räckvidd blott en fråga om apparaturens (här = termometerns) känslighetsgrad; fig. 24 visar (som den därpå grundade formeln ger uttryck åt) riktigheten av antagandet, att adsorptionskraftens räckvidd är teoretiskt oändlig, och att adsorptionskraftfälten även i grova sandjordar nå ut över hela porvidden med alltjämt mätbar styrka.

2. Iskristallisationen i en jordart.

På grundval av *fryspunktnedsättningen* i jordarternas porer — eller mer generellt uttryckt *den allmänna verkan av adsorptionskraften,* varav fryspunktnedsättningen är en deleffekt — är det, som såväl den diskontinuerliga tjälbildningen i finkornigare jordar som kornstorlekens betydelse främst kan förstås.

Det är lämpligt att utgå från förhållandena i en *vattenmättad finkornig jordart,* t. ex. en lera, *vilken avkyles till under nollpunkten.* Även det friaste vattnet, i centrum av de största porerna, står under betydande adsorptionsspänning, och äger en avsevärt nedsatt fryspunkt; vattnet kan alltså inne i lerans porer börja frysa först vid en temperatur betydligt under 0° C. Finnes emellertid i leran en aldrig så liten *diskontinuitet:* en spricka, en blåsa, en innesluten främmande kropp etc., så *representerar denna diskontinuitet en yta med svagare attraktionskrafter verkande å vattnet, d. v. s. med högre fryspunkt, än inne i leran i övrigt.* Iskristallisationen börjar därför på sådana ställen; och på

grund av isens kristallisationskraft verkar iskristallisationen *sprängande*, d. v. s. *sprickan vidgas och växer ut åt sidan, med påföljd att iskristallisationen fortsätter ut i den nybildade sprickan, som alltså växer vidare, etc.* Och även om några dylika diskontinuiteter ej från början skulle finnas i jordarten (i en aldrig uttorkad eller frusen lera, t. ex. en nyblottad såplera), måste dock, sedan en viss underkylning uppnåtts, iskristallisationen någonstans börja (det homogena lerpartiets gränsytor representera ju diskontinuiteter, varför iskristallisationen börjar på det ytparti från vilket avkylningen kommer); från de uppkomna kristallisationscentra utbildas genast små sprickor, varefter ovanstående resonemang blir gällande: isen fortfar att kristallisera i de ständigt nybildade sprickorna.[1]

Riktigheten av denna framställning bestyrkes av talrika observationer av tjälande lera, såväl i naturen som vid laboratorieförsök. Det är i det föregående vid den empiriska beskrivningen av tjälstrukturerna framhållet, hur alla luftdiskontinuiteter, sprickor, släppor och andra hålrum, mask- och rothål etc., bli isfyllda, och vidare hur is bildas på kontaktytorna mot inneslutna föremål: stenar, barkbitar etc. Mycket ofta ser man, hur isranden under en sten eller barkflisa fortsätter i sidled ut i den fria leran som en normal israd. Men framförallt visar ju sprickzonen omedelbart under tjälgränsen i tjälande lera just hur isränderna bildas genom successiv utfyllnad i luftfyllda sprickor, vilka nybildas genom sprängverkan av den i sprickan kristalliserande isen.

Den omständigheten, att med växande kornstorlek till slut den diskontinuerliga isbildningen icke mer kommer till stånd, kan ur det ovanstående synas ganska självklar: ju grövre jordarten är, desto mindre blir skillnaden mellan diskontinuiteterna och de normala porerna (varjämte sprickor och hålrum bli alltmer sällsynta och ha alltmer svårt att bestå) — i en tillräckligt grov jordart, en sand, är fryspunktnedsättningen i porerna så försvinnande liten, att iskristallisationen praktiskt taget lika lätt sker i porerna som i en eventuell diskontinuitet.

Detta resonemang förklarar dock ej tillfyllest strukturskillnaderna mellan t. ex. den fina islamelleringen i en mo och det grova isnätet i en lera och icke heller hur tjälningshastigheten och belastningstrycket kunna få en avgörande inverkan; även om den ovanstående tankegången i sin allmänt hållna formulering innehåller det väsentliga av förklaringen, äro dock förhållandena betydligt mer komplicerade, varför en mer detaljerad analys är nödvändig.

Låt oss se till förhållandena vid tjälgränsen i en någorlunda finkornig, vattenmättad jordart, t. ex. en mjäla! Partiklarna omgivas av koncentriska, utåt hastigt avtagande kraftfält, beroende på partikelytans attraktion på vattenmolekylerna. Dessa kraftfält (»adsorptionsvattenhöljena») verka dels nedsättande på vattnets frystemperatur, dels få de en rent mekanisk effekt; till sin mekaniska verkan kan adsorptionsvattenhöljena liknas vid pneumatiskt elastiska gummihöljen. På systemet verkar ett belastnings-

[1] På ytan av ett stycke våt lera som någorlunda hastigt får frysa, bildas först en divergentstrålig nålformig iskristallisation *i ytplanet;* från dessa nålar fortsätter så kristallisationen inåt lerstycket i form av tunna blad.

tryck av en viss styrka per ytenhet, vilket tryck i gränsskiktet is-jord fördelas på beröringsfläckarna mellan isytan och jordpartiklarna. Men isen och jordpartiklarna beröra ej varandra direkt, utan de mellanlagras av adsorptionsvattenhöljets innersta lager vilkets expansiva mottryck blir större ju tunnare det är (ju mer »hopklämt» adsorptionsvattenhöljet är). *Vid jämvikt råder vid visst belastningstryck en viss »sammanpressningsgrad» av adsorptionsvattenhöljena*, så att *deras elastiska mottryck motsvarar belastningstrycket.*

Vad sker nu, om systemet avkyles genom värmeavledning uppåt? Följden härav, d. v. s. av en liten temperatursänkning vid iskristallens underyta, är givetvis, att vattenmolekylerna i skiktet närmast under iskristallen inryckas i dess kristallgitter, d. v. s. att iskristallen växer nedåt. Härigenom förtunnas ju de mellanlagrade adsorptionsvattenskikten, varför deras expansiva tryckeffekt ökas; detta expansiva övertryck inom det fasta systemet orsakar momentant ett lika stort *negativt tryck* (undertryck) i det porerna utfyllande vattensystemet, varför vatten strömmar till gränsytan, och adsorptionsskikten så småningom växa (svälla) under avtagande tryck, till den tjocklek då jämvikt råder. I verkligheten blir givetvis detta förlopp kontinuerligt.

I porerna (mellan partiklarna) kan isens tillväxt ske lättare, emedan adsorptionsspänningen här är lägre, och alltså fryspunkten lägre; sannolikt kommer därför kristallytan att bli något ojämn och bukta ned i porerna, ungefär som fig. 35 visar. Av tre orsaker kunna dessa, genom elementarskikten trappstegsformigt uppbyggda, utsprång sannolikt icke bli vidare långt utskjutande: på grund av det sätt varpå en kristalls tillväxt sker (de långsammaste tillväxtytorna bli de bestående), på grund av temperaturgradienten, och på grund av att utsprången nå ned i allt djupare skikt (med lägre fryspunkt) inom adsorptionskraftfälten.

Från denna teoretiska utgångspunkt blir verkan av de faktorer vilka empiriskt befunnits reglera israndbildningen och tjälskjutningen, synnerligen lättförklarlig.

3. Faktorer som bestämma tjältypen (heterogen eller homogen tjäle).

Kornstorleken.

Vi ha i det ovanstående utgått från en relativt finkornig, diskontinuerligt frysande jordart. Om man har en grovkornig jordart, en sand, råder följande förhållanden: Adsorptionsvattenhöljena äro i relation till partikelstorleken mycket tunna — om jordartssystemet avbildas med samma partikelstorlek som leran (alltså i ofantligt mycket mindre förstoring, jfr fig. 25) komma de respektive spänningssfärerna att ligga som tunna skal alldeles intill partikelytan. Vi anta att samma belastningstryck per ytenhet råder; detta tryck kommer i den grövre jordarten att fördelas på betydligt färre beröring»punkter», eller rättare -fläckar, varför trycket i varje beröringsfläck blir större.[1]

[1] Visserligen inte i motsvarande grad, emedan varje »beröringsfläcks» tryckeffekt är en produkt av »hopklämningsgraden» och dess ytinnehåll, och detta senare är större ju större partikelstorleken är.

M. a. o.: adsorptionsskikten bli här betydligt mer utklämda; mellan is och jordpartikel kommer endast ett mycket tunt adsorptionsskikt, de allra innersta molekyllagren, att befinna sig. Därjämte är »hopklämningskalotten» som nämnt av större utsträckning, varför vattenmolekylerna få mycket längre väg att gå (jfr fig. 35, sid. 72). Vattenströmningen till iskristallens underyta vid beröringsfläckarna sker ju genom molekylär vandring — genom att molekyler ur adsorptionshöljet anslutas till iskristallen, och ersättas genom nytillströmmat vatten (genom successiv förflyttning, förskjutning, av vattenmolekylsystemet). Och ju närmare partikelytan vattenmolekylerna befin-

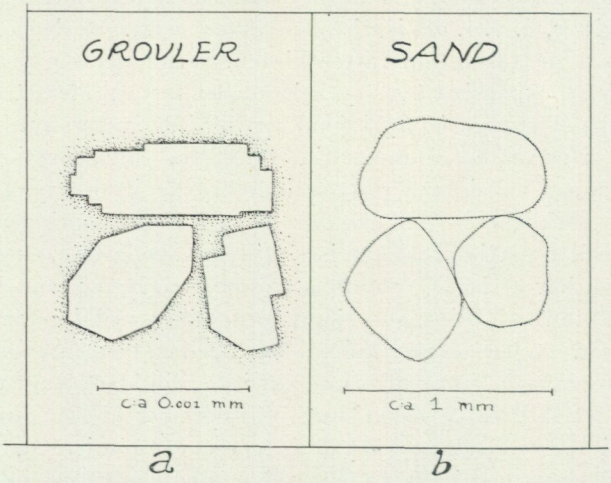


Fig. 25. Schematisk framställning av adsorptionsvattenhöljenas olika relativa betydelse i finkornig (a) och grovkornig (b) jord. Prickningen skall åskådliggöra adsorptionskraftens styrka, alltså i hur hög grad vattenmolekylerna äro attraherade av partikelytan. Bägge jordarterna tänkas kapillärt vattenmättade, och utsatta för samma, måttliga, belastningstryck. Sandkornen beröra varandra direkt, medan ler- eller mjälpartiklarna mellanlagras av adsorptionsvattenskikten. *Schematic representation of the differences in relative importance of adsorbtion-shales in a fine (a) or coarse (b) soil.*

na sig, desto mindre rörliga äro de, desto fastare bundna — de innersta molekylarskikten äga sannolikt en stelhetsgrad som motsvarar tillståndet i fasta kroppar. Ju grövre jordarten är, desto mer utbredda och desto tunnare bli alltså adsorptionsvattenskikten, d. v. s. desto mindre är den molekylära rörelsehastigheten i det system i vilket transporten skall ske, och desto längre är transportvägen. Vid konstant belastning och avkylningshastighet blir vid en viss kornstorleksgräns den möjliga transporthastigheten så liten, att vattentillförseln till isytan ej motsvarar värmeavförseln, utan iskristallen »fryser fast» vid de angränsande partiklarna — och därmed är dess möjlighet till fri tillväxt upphävd. Tillväxten kommer istället att ske ner genom porerna, med omslutning av partiklarna: *homogen tjälbildning.*

Tjälningshastigheten.

Tjälningshastighetens betydelse framgår härav klart: vid ökad tjälningshastighet fordras ökad rörlighet i adsorptionsvattenskikten för att den vatten-

mängd skall kunna tillströmma, vars värmevärde vid övergång till is kompenserar värmeavförseln från tjälgränsen, d. v. s. vid ökad tjälningshastighet flyttas gränsen för de diskontinuerligt tjälande jordarterna nedåt på kornstorleksskalan.

Synnerligen vackert framgår detta av Jungs nyligen publicerade undersökningar (1932). Jung har genom vidtagande av särskilda arrangemang kunnat under mikroskopet studera jordfrysningen vid olika fryshastighet, i det att det på objektglaset befintliga jordprovet avkylts genom att mot glasets undersida blåsts en expanderande kolsyreström (resp. anbringats ett köldbad). Den använda jordarten var en styv lera (spec. yta $U = 12{,}000$, vattenkapacitet 42.5 %), vilken fick frysa vid två olika vattenhalter, 51.4 och 24.8 %, samt vid olika köldgrader, varierande från —1° till —190° C. Därvid visade det sig generellt, att ju lägre temperaturen, alltså ju större fryshastigheten, var, desto mindre vattenmängd frös ut som synliga iskristaller, och desto mer finfördelat blev detta system.

Vid den större vattenhalten erhölls vid —1° C mäktiga isskikt, vid —2° långsträckta, stora aggregat, vid —10° spridda, förhållandevis stora iskristaller, vid —25° finare och vid —78° mycket fina kristaller; vid —190° bildades inga synliga[1] kristaller, utan jordmassan stelnade till synes homogent. Vid den lägre vattenhalten erhölls inga isskikt, utan blott glest liggande smärre kristaller, vilka vid —25° redan voro nästan omärkliga, och vid —78° helt försvunna, i det jordmassan här stelnade fullkomligt homogent. Man ser alltså här, hur i rikligt vattenmättat tillstånd en så finkornig jordart som en styv lera — d. v. s. en jordart som vid tjälning i naturen städse blir oerhört kraftigt och distinkt israndig, och som på kornstorleksskalen ligger ofantligt lågt under de svårast tjälskjutande jäslerorna — likväl kan avkylas så snabbt, att ej blott all egentlig israndning upphör, utan att t. o. m. inga ens mikroskopiskt synliga iskristaller hinna bildas!

Framhållas bör dock, att — på grund av preparatets ringa tjocklek — även vid de måttliga avkylningstemperaturerna avkylningshastigheten blev synnerligen stor, och vid de lägsta temperaturerna frysningen praktiskt taget skedde momentant.

Alldeles detsamma — ehuru inom de naturliga förhållandenas variationsgränser — visar förf:s längre fram (sid. 52) beskrivna frysförsök, där hela serien Atterbergska kornfraktioner fr. o. m. 1—0.5 mm t. o. m. 0.002—0.001 mm samtidigt fick frysa under för alla proven likartade betingelser, men vid de olika försökstillfällena olika fryshastighet. Medan vid en lufttemperatur av —2° C och en tid för genomfrysning av 42—48 timmar fraktionen 0.1—0.05 mm var den grövsta som visade märkbar tjälskjutning och israndning, var vid en lufttemperatur av —14° C och en tid för genomfrysning av c:a 12 timmar den grövsta jordart som visade någon som helst israndning (i ytan) fraktionen 0.05—0.02, och den grövsta som visade tydlig tjälskjutning 0.01—0.005 mm.

[1] De återgivna mikrofotografierna äro i förstoringen 188 ×.

Vid standardfrysförsöken med apparaturen enl. fig. 36, sid. 74, var tjälens nedträngningshastighet vanligen 1/3—1 cm per timme, eller 8—24 cm per dygn. Denna hastighet är i runt tal tio gånger så stor som den vid naturlig tjälning vanliga. Det har också befunnits, att de grövre tjällyftande jordarna — nästan alla finmojordar och även lerfria mjälor — efter sådan laboratoriefrysning antingen icke visade någon som helst isskiktning, eller också endast sporadiska isskikt, resp. svag isskiktning omedelbart intill ytan, ehuru de vid naturlig tjälning samtliga visa tydlig isskiktning. Främsta orsaken till denna olikhet är utan tvivel den olika tjälningshastigheten, ehuru väl den synnerligen homogena utgångsstrukturen vid laboratorieproven i vissa fall bidragit.

Belastningstrycket.

Belastningstryckets betydelse är given: Med ökad belastning blir adsorptionsvattenskikten mer utklämda och maximala tillströmningshastigheten till isytan mindre; en ökning av belastningstrycket får alltså i detta avseende samma verkan som en ökning av tjälningshastigheten. Se härom f. ö. sid. 82!

Vattenförhållandena.

Vattenförhållandena utgöra även en synnerligen betydelsefull och ytterst variabel faktor. För förståelsen härav torde en kort sammanfattning av *de teoretiska förutsättningarna för vattenströmning i jord*, sådana som de på grundval av flera jordartsfysikaliska forskares arbeten under de allra senaste åren framstått, vara önskvärd; för den utförligare behandlingen kan hänvisas till Zunkers förträffliga framställning (1930).

All strömning av vätskor (eller gaser) beror ju på en existens av *tryckskillnader*, spänningsskillnader, vilka orsaka en utjämnande strömning från högre till lägre tryck, vilket alltså även är fallet med vattenströmning i jord.

Tryckskillnaden och därmed strömningen kan bero på höjdskillnader, alltså på lutning, och vattnet rinner då på samma sätt som utför en flodbotten, endast inne i jordartens porer. I mycket grov jord, klapper och grus, sker vattenströmningen helt och hållet på detta sätt. Men vattenströmning kan även åstadkommas genom att t. ex. en torr sandpelare kommer i beröring med vatten, och då genom *kapillär uppsugning*.

Den därvid verkande kraften, kapillärtrycket, är som bekant en ytspänningseffekt: de konkava meniskerna (gränsytorna luft: vatten) i porerna sträva att räta ut sig, och utövar därför en »sugverkan», åstadkommer ett undertryck, vars storlek är omvänt proportionell mot pordiametern och som kan uttryckas i vanliga hydrostatiska tryckmått (ex. mm kvicksilver eller vatten). Detta mått, jordartens *kapillärtryck*, kan dels bestämmas statiskt, som den slutlöjd till vilken kapillärtrycket förmår lyfta en vattenpelare (då pelarens hydrostatiska mottryck är lika stort som kapillärtrycket), men det verkar även med avsevärd eller full styrka vid dynamiska förlopp, t. ex. vid kapillär uppsugning, varvid omedelbart bakom meniskerna ett undertryck = kapillärtrycket råder.

I *finkornigare jordar* bli förhållandena betydligt mer komplicerade, då nämligen de mekaniskt märkbara adsorptionsvattenhöljena kring partiklarna här nå en i förhållande till partikelstorleken avsevärd tjocklek. Den mekaniska effekten av dessa höljen kring t. ex. en leras partiklar är redan berörd: de utöva en expansiv tryckeffekt. I en vattenmättad lera ligga partiklarna skilda från varandra, omgivna av vattenhöljen, vilka verka som pneumatiskt elastiska gummihöljen: vid ökat belastningstryck bli de tunnare, vid minskat tryck sträva de att expandera. Härvid förändras ju hela systemets volym, resp. minskas och ökas; men då den sammanlagda fasta partikelvolymen blir densamma, hänför sig volymförändringen till mellanrummen, som i detta fall äro vattenfyllda. *En ökning av belastningstrycket medför alltså en komprimering av jordarten, med utpressning av vatten;* vid tryckminskning tenderar jordarten att expandera, och gör det även, om den blott har möjlighet att suga upp det vatten som volymutvidgningen erfordrar.[1]

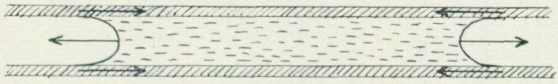


Fig. 26. Delvis fyllt, horisontellt kapillärrör. De båda meniskerna dra åt motsatt håll (med lika kraft, emedan röret är jämntjockt), och orsaka på så sätt ett undertryck i vatten. Samtidigt utövas ett motsvarande sammanpressande (kompressivt) tryck på röret.
Motsvarande effekt uppträder i jordarter.
Partly water-filled, horizontal capillary tube; the stress and pressure, caused in water-column and tube respectively, are shown by arrows.

Det på partikelsystemet verkande sammanpressande trycket kan dels utgöras av det egentliga belastningstrycket, d. v. s. trycket av överliggande jord och därpå eventuellt vilande massor, men även — och det är det här speciellt viktiga — av *kapillärtryckets positiva tryckeffekt på det fasta kapillärsystemet.*

Om man har ett jämntjockt horisontellt rör med en vattenpelare i mitten, sträva de båda meniskerna att dra vattenpelaren åt var sin ände; resultatet blir det undertryck i vattenpelaren, som vi kalla kapillärtrycket. Men samtidigt utöva meniskerna en lika stor hoptryckande effekt, ett *positivt tryck på röret* (fig. 26). Eller, om röret står vertikalt neddoppat i vatten, hålles den kapillära vätskepelaren upplyft av menisken till den höjd som motsvarar kapillärtrycket, är av menisken liksom fasthängd vid röret, vilket uppbär hela dess tyngd; resultatet är, att ett det negativa kapillärtrycket motsvarande positivt kompressivt tryck, ett rent »belastningstryck», utövas på röret.

Fullständigt detsamma inträffar, om i stället för det enkla kapillärröret kapillärsystemet utgöres av en jordarts månggreniga porsystem; den kapillärt upplyfta vattenpelaren verkar som ett lika stort belastningstryck på jordpelarens yta (experimentella belägg se Beskow 1930 b), och meniskerna i pormynningarna i ett kapillärt vattenfyllt jordstycke, t. ex. en lerklump, håller detsamma hoppressat under ett visst kompressivt tryck.

[1] Denna sammanpressning och svällning är lätt att experimentellt påvisa; av flera skäl lämpa sig emellertid styvare, kolloidrika leror mindre väl, på grund av sin oerhörda täthet (det stora motståndet mot vattenströmning), sin tendens till irreversibel aggregatbildning, o. a.

I synnerhet det senare exemplet är belysande. Om man har ett stycke lera av plastisk konsistens, råder följande förhållande. Lerans porsystem är vattenfyllt, och i varje pormynning är gränsytan mellan vattnet och den omgivande luften utformad som en inåtbuktad menisk. Dessa menisker orsaka ett ständigt undertryck i porvattnet, och ett lika stort positivt, kompressivt tryck på jordarten. Om vatten avdunstar från lerstyckets ytor (närmast från vattenmeniskerna i pormynningarna), innebär detta, att meniskerna buktas inåt, varigenom kapillärtrycket ökas, och jordpartiklarna pressas närmare varandra; härvid minskas porvolymen, och det därvid frigjorda vattenöverskottet underhåller avdunstningen. Denna, här som diskontinuerlig skildrade, process sker naturligtvis kontinuerligt, så att under avdunstningens lopp meniskerna sakta bli allt mer inåtbuktade, och lerstycket under inverkan av det ökade kapillärtryckets kompressionseffekt alltmer hopkrympt. Denna process kan fortsätta till den gräns, då adsorptionsvattenhöljena äro helt utklämda, och partiklarna beröra varandra, eller tills det negativa kapillärtrycket i porerna överstiger jordartens kapillaritet, i vilket fall meniskerna och därmed luften sugs in i porerna (jordartens *krympningsgräns* eller *omslagspunkt* är nådd).

På motsatt sätt sväller jordarten då den nedföres i vatten, genom adsorptionsvattenhöljenas expansion och insugning av vatten genom pormynningarna.[1]

Det karakteristiska för vattenströmningen i en finkornig jordart är alltså i sammanfattning följande: *De elastiska adsorptionsvattenhöljena representera ett utjämnande reservförråd,* vilket gör, att vid vattenförlust på någon punkt, t. ex. genom avdunstning, det negativa kapillärtrycket icke momentant våldsamt ökas och tryckförändringen hastigt fortplantas genom systemet, som fallet är, då det fasta porsystemets och vattnets obetydliga kompressibilitet utgöra den enda utjämnande reserven. Nu åstadkommer även en avsevärd vattenförlust blott en förhållandevis ringa tryckstegring emedan den samtidigt med kapillärtrycket växande volymminskningen genom utpressning av adsorptionsvattenhöljen ersätter den successiva avdunstningsförlusten. Tryckändringen sträcker sig givetvis inåt jordarten, men denna utbredning sker, på grund av adsorptionsvattenhöljenas dämpande effekt, *förhållandevis långsamt,* och endast i den mån som vattnet hinner strömma undan i tryckfallsriktningen. Ytterst regleras alltså processen av vattnets strömningshastighet: av porsystemets vidd och vattnets viskositetskoefficient.

[1] Åtminstone i de flesta fall blir dock reversibiliteten icke fullständig. Framhållas bör även, att svällningen i regel kräver ofantligt mycket längre tid än krympningen, beroende på att vid någorlunda tjocklek av adsorptionshöljena deras expansiva tryck är förhållandevis lågt. Ett stycke mjuk lera med ett inre tryck av exempelvis $^1/_{10}$ atmosfär kan genom torkning nästan momentant komprimeras, i det vid pormynningarna nära nog fullt kapillärtryck, hundratals atmosfärer, lätt kan uppnås, och vattnet härigenom — vid ett tryckfall av storleksordningen 100 atm./cm — hastigt pressas ur lerstycket. Den största vattenmängden transporteras vid mycket stort tryckfall. När det sedan nedsänkes i vatten insuges vattnet allra först med motsvarande tryck; men trycket avtar ytterst hastigt, och närmar sig, innan det ursprungliga spänningsförhållandet återställts, $^1/_{10}$ atmosfär. Den största vattenmängden transporteras därvid vid mycket ringa tryckfall d. v. s. synnerligen långsamt. — Att vanligen — på grund av irreversibel aggregering etc. — den ursprungliga volymen likväl icke uppnås ens vid oändligt lång svällningstid, har redan framhållits.

Kornstorlekens verkan bli härigenom dubbel: med minskad kornstorlek blir dels porsystemet finare, alltså motståndet mot vattenströmning större, dels blir adsorptionsvattenskiktens relativa mäktighet större, och alltså även den vattenmängd som en viss kompressiv tryckökning frigör. Bägge dessa faktorer samverka till, att den på en punkt i jordarten genom successiv vattenförlust uppkommande tryckändringen sprider sig långsammare, d. v. s. potentialfallsfältets utvidgning sker allt långsammare, ju finkornigare jordarten är; den mobiliserbara vattenmängden blir större, men dess rörelsehastighet mindre.

När nu i en jordart vid avkylning isskikt utbildas, innebär ju detta, att intill isskiktet vatten övergår från flytande till fast form, d. v. s. avföres från systemet jord:flytande vatten, lika effektivt som om det överginge i gasform, avdunstade. Det sker en uttorkning vid tjälgränsen, en hopklämning av adsorptionsvattenhöljena, vilken successivt sprider sig längre och längre bort, under samtidig krympning och vattenförlust till tjälen. Om och när denna spänningszon nått ut till kontakten med *ett fritt vattenförråd* — t. ex. till undersidan av en i vatten neddoppad jordpelare eller till det i en leras spricksystem rinnande *grundvattnet* — börjar vatten sugas upp härifrån, och en *totalökning* av hela jordpelarens eller marklagrets vattenhalt äger rum, ej blott en relativ förflyttning av det redan däri befintliga vattnet. Härmed är den väsentliga betingelsen för en avsevärd volymökning, en verklig tjällyftning, uppfylld.

I detta avseende förhålla sig jordarna mycket olika, beroende på kornstorleken. I en *lera* är — förutsatt att den från början är vattenmättad till relativt ringa kapillärtryck — det genom tryckökning mobiliserbara vattenförrådet stort, och större ju styvare leran är, varför, även utan någon förbindelse med ett fritt grundvattenförråd, isränderna kunna utbildas till betydande mäktighet och totalvolym. I själva verket visar det sig också vid frysning av med fritt vatten *ej* i förbindelse stående, plastiska lerkroppar, att, fastän de ej stå i förbindelse med fritt vatten, och alltså ingen vattenuppsugning kan ske, israndningen likväl kan bli mycket riklig och välutbildad, mer ju styvare leran är. I styva leror är det mobiliserbara vattenförrådet så stort och genomsläppligheten så ringa, att «kompressionszonen« endast når helt lokal utbredning — vid i naturen vanlig tjälningshastighet hinner den i regel icke nå ned till grundvattenytan, varför ingen vattenuppsugning från densamma äger rum — tjälskjutningsbeloppet på sådan mark blir därför s. g. s. ingen,[1] och hela den kraftiga israndbildningen beror på en *lokal vattentillströmning från lerpartierna närmast intill isränderna* (fig. 27, 2 a och b).

Annorlunda är förhållandet med en grövre jordart, t. ex. en *finmo*. På grund av adsorptionsvattenhöljenas ringa relativa tjocklek är den vattenmängd som kan frigöras genom tryckökning ytterst ringa, medan samtidigt genomsläppligheten, alltså den möjliga strömningshastigheten, är mycket stor. Står icke den tjälande jordpelaren i förbindelse med ett fritt vattenförråd, förbrukas hastigt det mobila vattenöverskottet till israndbildningen i den först tjälade delen, varefter den övriga delen är fullständigt komprimerad,

[1] Motsvarar endast volymökningen vid överskottsvattnets frysning.

och inga isskikt kunna bildas (fig. 27, 1 a). Står däremot en sådan jordart i god förbindelse med ett icke för långt avlägset fritt grundvattenförråd (fig. 27, 1 b) — t. ex. om ett måttligt tjockt täcke av finmo vilar på vattenförande sand — kan dess vattenuppsugning, och därmed vattenanrikningen i tjälen, på grund av den relativt höga genomsläppligheten nå mycket betydande belopp — märkbara i kraftig tjällyftning och eventuellt sedermera tjälskottsbildning. Grundvattenförhållandena äro närmare behandlade på sid. 172 ff.

4. Kornstorleksgränsen mellan i naturen heterogent och homogent tjälande (tjälskjutande och icke-tjälskjutande) jordar.

Av det ovanstående framgår, i hur hög grad olika faktorer inverka på huruvida en jordart blir israndig eller ej, och att alltså *kornstorleksgränsen mellan heterogent och homogent frysande jordarter icke är konstant*, utan helt beroende på de rådande faktorerna. Det har ju visat sig möjligt att genom ögonblicklig avkylning få t. o. m. en vattenmättad styv lera att frysa homogent! I naturen äro emellertid dessa faktorers variationsområden starkt begränsade, och den nämnda kornstorleksgränsen kan därför fixeras inom ett relativt trångt intervall; i tidigare arbeten av förf. är gränsen först satt till 0.06 mm (motsvarande jordartsgränsen grovmo:finmo) (Beskow 1929, a), sedermera till intervallet c:a 0.1—0.06 mm (Beskow 1930, e).

I fråga om naturlig tjäle har det visat sig, att märkbart tjällyftande jord städse äger tydlig isskiktning. Denna överensstämmelse har iakttagits i så stort antal fall, att därur preliminärt den slutsatsen drogs, att bildningen av separata isskikt vore fundamental för tjällyftningsprocessen. Laboratoriefrysförsöken ha dock ådagalagt, att så ingalunda är fallet; en jordart kan, vid någorlunda snabb frysning, visa en ytterst kraftig tjällyftning, utan att fördenskull vid den mest minutiösa undersökning några som helst isskikt kunna iakttagas. Som ovan framhållits, blir vid en fryshastighet av storleksordningen $^1/_3$—1 cm per timme — i runt tal tio gånger den vid naturlig tjälning vanliga hastigheten — nästan alla finmojordar och även lerfria mjälor homogent tjälade, eller visa blott svag isskiktning nära ytan, eventuellt sporadiska större isplan, i vilket fall sammanlagda mäktigheten av islagren vida understiger totala höjningen. Tjällyftningen beror alltså här helt eller delvis på en allmän, jämnt fördelad utvidgning mellan partiklarna.

De olika förhållandena vid naturlig tjälning bero väl främst på den mycket mindre tjälningshastigheten samt på att utgångsstrukturen är mindre homogen, alltså på förekomsten av sådana smärre diskontinuiteter, vilka tjäna som isskiktanledningar. För den naturliga tjälningen gäller sålunda, som nämnt, den regeln, att tjällyftande jord alltid eller praktiskt taget alltid är israndig, varför gränsen mellan homogent och heterogent tjälande jord samtidigt blir gränsen mellan tjällyftande och icke tjällyftande jord.

Kornstorleksgränsens läge har empiriskt bestämts enligt två olika metoder. Den ena består i *jämförande laboratoriefrysförsök* med en serie jordprov av olika grovlek, den andra i att *insamla prov av de i olika trakter förekomman-*

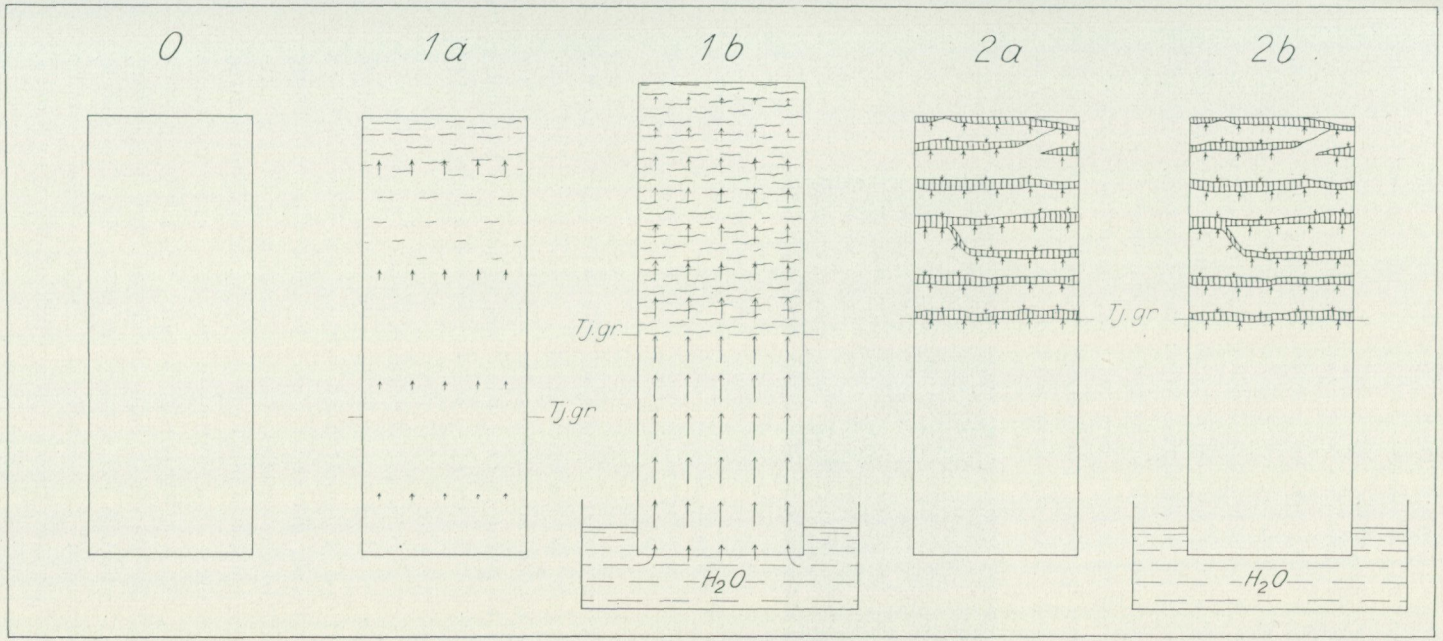


Fig. 27. Diagram visande skillnaden vid tjälning av grov jäslera (finmo, 1) och mycket styv lera (2), utan (a) och med (b) beröring med fritt vattenförråd. Skillnaderna bero på, att jordart 1 äger mycket ringa »mobiliserbart vattenförråd», men har stor genomsläpplighet, n:r 2 däremot stort mobiliserbart vattenförråd men mycket ringa genomsläpplighet.

Vid tjälning av den förra utan vattentillförsel (1 a) strömmar det lilla rörliga vattenförrådet snabbt till tjälgränsen och anrikas som isränder i tjälens översta del; då det hastigt minskar och tar slut bli därför isränderna snart tunnare och glesare, och försvinna till sist alldeles. Totala utvidgningen blir mycket ringa. Vid tillgång till grundvatten (1 b) sker däremot en successiv uppsugning därifrån, och hela tjälen blir isrik, varjämte en betydande utvidgning (tjällyftning) äger rum.

Vid tjälning av den styva leran strömmar det rikliga rörliga vattenförrådet från angränsande lerpartier till isränderna; på grund av den oerhörda tätheten hinner inte sugtryckzonen fortplantas nämnvärt långt, utan strömningen blir helt lokal. Också när pelaren är i beröring med fritt vatten (2 b) sker ingen uppsugning; 2 a och 2 b bli därför lika. Utvidgningen är i båda fallen obetydlig. Styva leror bli kraftigt israndiga, men äro föga tjällyftande (»icke tjälfarliga»).

Med avseende på kornstorleken mellanliggande jordar (leriga mjälor och lättare leror) förhålla sig intermediärt: de bli visserligen avsevärt isskiktade även utan extra vattentillgång, men om sådan finnes, bli de betydligt isrikare, och avsevärt tjällyftande.

Obs.! Det förutsättes, att i samtliga fall jordpelaren från början är kapillärt vattenmättad i samma grad som är vanligt på naturlig mark vid tjälningens början under våra klimatbetingelser. Ju vattenrikare leran från början är, desto större blir den urskilda ismängden; vid tjälning av såplera bli isskikten synnerligen kraftiga.

Diagram illustrating the difference by freezing of (1) a coarse frost-heaving soil (silt), and (2) a dense soil, a heavy clay, when the soil-column is (b) or is not (a) in contact with a free water supply. In each case is the original water-contents high = full capillary saturation. The differences are due to the following facts: Nr. 1 has a very slight water-surplus in itself, but a great permeability, thus being a good water-conductor; Nr. 2 has a great mobile water-surplus, but is very dense and therefore a bad water-conductor. Intermediate soils (fine silts, silty loams and loams) behave intermedially.

de grövsta tjälskjutande jordarna — antingen av israndig tjäle, eller av jord från (det verksamma djupet på) tjälskotts- och tjälskjutningsplatser, och utföra *kornstorleksanalys* av dessa prov.

Frysförsöken ha utförts på följande sätt. Som provmaterial användes 9 av Atterbergs renslammade fraktioner, med kornstorlekarna 1.0—0.5, 0.5—0.2, 0.2—0.1, 0.1—0.05, 0.05—0.02, 0.02—0.01, 0.01—0.005, 0.005—0.002 samt 0.002—0.001 mm. De med vatten till grötkonsistens utrörda proven fylldes i paraffinimpregnerade pappcylindrar av 5 cm höjd och 3.5 cm diameter, nedtill överknutna med linneduk, varpå överskottsvattnet fick avrinna. Cylindrarna placerades därpå på en plåtbricka med en av filtrerpapper täckt sandbädd, på vilken destillerat vatten till en höjd av någon centimeter hällts. Sedan de fyllda provcylindrarna vägts, placerades plåtbrickan med cylindrarna i en med korksmulor fylld låda, och kringpackades med korksmulor, så

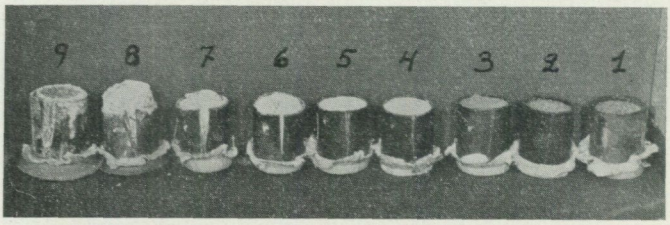


Fig. 28. De nio pappcylindrarna med jordpelare efter frysning, försök n:r 3, tabell 3 och fig. 29. Numrering se tabellen. Den uppslitsade skåran i varje pappcylinder vänd framåt; utvidgningen (från och med n:r 4, och därefter allt större) framgår av bilden.

Cylinders (of paraffine-paper) with different soil-fractions, after freezing (and thawing). See table 3 and Fig. 29.

att endast cylindrarnas överytor voro fria, varpå det hela insattes i kylskåpet. Apparaturens utgångstemperatur var rumstemperatur, c:a 20° C; i det termoelektriskt reglerade kylskåpet kunde temperaturen hållas med obetydlig variationsamplitud kring ett konstant medelvärde. Vid försök 1 och 3 hölls detta vid —2° (variation mellan —1.4 och —2.6°), vid försök 2 vid c:a —14° (variation mellan —12.5 och —15.5°).

Vid de båda första försöken voro pappcylindrarna hela. Det visade sig emellertid, att proven hade en tendens att frysa fast vid väggarna (givetvis överändan först), varför snart nog ett *starkt tryck* uppstod i den frysande cylindern, något som bl. a. gjorde sig märkbart i en icke obetydlig uttänjning av väggarna och en stark utåtbuktning eller rent av losslitning av tygbottnarna. För att i största möjliga grad eliminera detta tjälskjutningshindrande tryck, vidtogs vid tredje försöket den förändringen, att pappcylindrarna genom en skåra uppslitsades från överkanten till knappt 1 cm från bottnen (jfr fig. 28). Före frysningen höllo de styva pappcylindrarna ihop som förut, men för att avsevärt vidga cylindern behövdes blott helt obetydligt tryck, varjämte den koniska form som cylindrarna vid utvidgningen erhöllo underlättade den redan tjälade pelardelens fria förskjutning i cylindern. Isanrikningen blev härigenom också betydligt större.

Sedan jordpelarna frusit alltigenom, upptogos de en för en, isen undertill avsmältes och vattnet avtorkades (på samma sätt som vid den föregående vägningen), varpå de på nytt vägdes. Ytterligare antecknades provets utseende (form- och storleksförändring, synlig israndning etc.), varpå i erforderliga fall (för hela serien efter sista försöket) de frusna proven genomskuros och tjälstrukturen iakttogs.

Resultaten återges i tabell 3 och fig. 29. Framhållas bör, att en avsevärd avdunstning ägt rum från jordpelarnas överytor även *efter* den begynnande frysningen, när den alltså ej kunnat ersättas genom uppsugning. Denna avdunstning visar sig direkt i att den frusna jorden till några mm:s djup under överytan är alldeles uttorkad; av vägningarna framgår den på så sätt, att de grövsta proven visa en tydlig *viktminskning*. För de tre grövsta fraktionerna, vilka icke visat någon som helst israndning eller tjälskjutning, är minskningen som synes för varje gång synnerligen lika; i diagrammet förlöper kurvan här rakt och nästan horisontellt. För att få fram den verkliga viktökningen genom tjälskjutning bör motsvarande tillägg alltså göras, resp. i diagrammet baslinjen sänkas tills den sammanfaller med nämnda avsnitt av kurvan.

Tabell 3.

N:r	Fraktion			Viktförändring vid försök n:r			
	Kornstorleksgränser mm	Kapillaritet K cm	Ur kapillariteten beräknad kornfinlek $\frac{I}{d}$ 1/mm	1	2	3	
				−2.2°	−14°	−2.0° C	Frystemperatur
				gr	gr	gr	Anmärkningar (till n:r 3):
1	1—0.5	11.3	1.88	− 1.4	− 0.9	− 0.6	Ingen israndning.
2	0.5—0.2	25.5	4.25	− 1.65	− 1.2	− 0.8	D:o
3	0.2—0.1	41	6.79	− 1.9	− 1.3	− 0.7	D:o
4	0.1—0.05	99	16.5	− 0.55	− 0.7	+ 0.5	Svag men tydlig israndning i ytan (till c:a 7 mm djup).
5	0.05—0.02	186	31.6	− 0.3	− 0.85	+ 1.35	Skarp, tunn israndning genom hela provet.
6	0.02—0.01	440	73.4	+ 1.0	− 0.5	+ 3.05	D:o, men rikligare.
7	0.01—0.005	820	137	+ 4.45	+ 0.8	+ 8.6	Kraftig israndning.
8	0.005—0.002	1,700	283	+ 8.6	+ 0.5	+18.05	Synnerligen kraftig och tjock israndning.
9	»0.002—0.001» (=0.0016—0.0005)	7,000	1,170	+11.1	+ 3.75	+15.4	D:o

Av försöken framgår i sammanfattning följande:

De 3 grövsta fraktionerna, t. o. m. 0.2—0.1 mm, visa varken någon som helst israndning eller relativ viktökning; de äro fullständigt »tjälsäkra». Fraktion n:r 4 däremot, 0.1—0.05 mm, visar, vid den långsammare frysningen, en omisskännlig ehuru ringa relativ viktökning; vid försök 3 var viktökningen

t. o. m. absolut. Särskilt tydligt framgår detta av den grafiska konstruktionen, fig. 29, där sagda fraktion markerar det första steget av viktkurvans höjning från det horisontella utgångsläget. Knäet på kurvan för försök 1 och 3 ligger här vid c:a 0.1 mm kornstorlek.

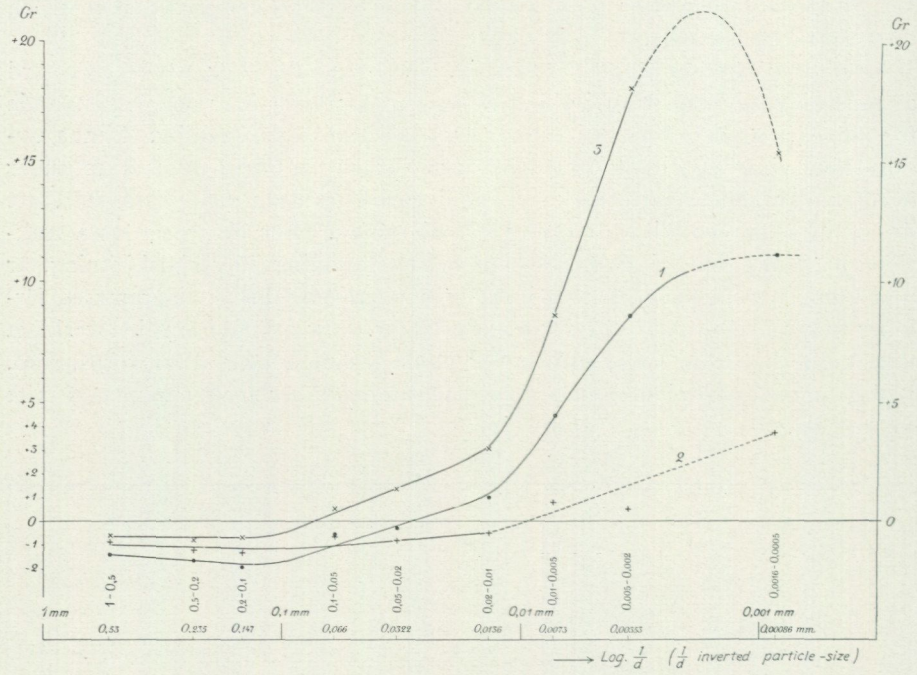


Fig. 29. Förhållandet mellan tjällyftning (vattenuppsugning vid tjälning) och kornstorlek vid användning av rensorterade fraktioner (Atterbergs material). Kurvorna ange vattenuppsugning i gram för de olika fraktionerna, vilkas kornstorleksgränser i mm äro nedtill angivna (1—0.5, 0.5—0.2 etc.; vertikalstående text). Grafisk framställning av tabell 3.

Diagram of water-increase in soil-columns during freezing, as function of particle-size, by use of pure fractions (see Fig. 28). Graphical representation of table 3.

Fraktion 0.1—0.05 är i full överensstämmelse härmed även den grövsta fraktion som visar diskontinuerlig tjälstruktur, d. v. s. förekomsten av rena isskikt (vid försök 1 och 3). Denna isskiktning var visserligen mycket svag; synbarligen hade isskikten utbildats från nålformiga iskristaller i själva jordytan, och därifrån växt nedåt i den frysande pelaren. De nådde dock icke större djup än en knapp centimeter; längre ned kunde inga isskikt spåras, ej heller syntes några isskikt som nybildats under ytan; samtliga voro bildade från de på ytan uppkomna första långsträckta kristallisationscentra.

Nästa fraktion däremot, 0.05—0.02 mm, visade isskiktning genom hela pelaren; även om de största isplanen utbildats från nålar i ytan, förekom dock även rätt talrika nybildade isplan på djupet, ända ned till botten. Denna jordpelare var alltså i sin helhet heterogent tjälad.

De därefter följande fraktionerna visade med ökad finleksgrad en allt rikligare och bättre utbildad israndning. Anmärkningsvärt var, att den till-

närmelsevis horisontalorienterade israndningen först fr. o. m. fraktion 0.01 —0.005 blev utpräglat dominerande; också visar här viktskurvorna en markerad stegring, med ett på alla tre kurvorna märkbart knä vid ungefär 0.01 mm.

Vid den hastigare frysningen (försök 2) visar viktkurvan ingen fullt säker stegring förrän med prov 0.01—0.05; en svag höjning tidigare kan dock skönjas. Vad tjälstrukturen beträffar, var fraktion 0.1—0.05 icke det minsta israndig; först 0.05—0.02 visade isnålar i ytan och därifrån utgående gles och svag isskiktning. M. a. o.: *gränsen för israndig tjäle hade med den stegrade fryshastigheten förskjutits från sitt läge mellan fraktionen 3 och 4 till mellan 4 och 5, d. v. s. från c:a 0.1 mm till c:a 0.05 mm.* Någon avsevärdare vattenuppsugning och därmed tjälskjutning hade först hunnit ske från och med fraktion 0.01—0.005.

Analoga försök har utförts med naturliga jordarter, med helt överensstämmande resultat. I övrigt hänvisas till de noggranna frysförsöken sid. 81 ff.

Av dessa försök framgår alltså, att *den övre kornstorleksgränsen för vid frysning israndig (diskontinuerligt tjälande) jord vid mycket långsam tjälning och synnerligen ringa tryck ligger vid 0.1 mm genomsnittlig partikeldiameter; vid hastigare tjälning försköts den till c:a 0.05 mm;* och likaså låg gränsen för vid långsam tjälning helt igenom israndig jord mellan fraktionerna 0.1—0.05 och 0.05—0.02, d. v. s. vid c:a 0.05 mm.

Tidigare har förf. funnit gränsen mellan tjälskjutande och icke tjälskjutande jord överensstämma med gränsen mellan grovmo och finmo, 0.06 mm (Beskow 1929 a), och sedermera antagit att den under härför särskilt gynnsamma förhållanden kunde förskjutas något uppåt, så att den omfattar intervallet c:a 0.1—0.06 mm (Beskow 1930 e). Som synes överensstämmer föreliggande försöksresultat helt med dessa på grundval av praktiska fältundersökningar uppställda regler.

Genom den andra metoden för bestämning av den kritiska gränsen, mekanisk analys av naturliga jordar — framför allt av de påträffade grövsta tjälfarliga jordarterna — ha likaså helt överensstämmande värden erhållits. Beträffande resultaten härav se sammanfattningen på sid. 120 o. ff.

5. Den isskiktade tjälens strukturbild.

Den normala isskiktningens dimensioner.

Isskiktsystemets dimensioner, och de påfallande kvantitativa skillnaderna i detta avseende mellan leror och grövre tjälskjutande jordar, kunna ur de ovan berörda förhållandena osökt förklaras; av essentiell betydelse är härvidlag *underkylningen.*

Orsaken till att den upprepade isbandningen uppkommer, d. v. s. att tjälen verkligen tränger ned genom jorden, och ej blott ett enda, vid kyla oavbrutet växande, islager bildas, vars tillväxt motsvarar och bestämmes av den bortförda värmemängden, är huvudsakligen den, att vattenuppsugningen ej hinner ske

tillräckligt hastigt, utan att den genom ledning upp mot avkylningsytan bortförda värmemängden är större än den värmemängd som frigöres vid det uppsugna vattnets aggregationsändring; härigenom sker en avkylning av systemet, en isotermvandring nedåt, varför frysning förr eller senare börjar under det föregående islagret.[1]

I de finkornigaste jordarterna, lerorna, bildar, som nämnt, den normala israndningen ett sammanhängande rymdnätsystem, vilket kontinuerligt växer vidare nedåt, därigenom, att isen kristalliserar i de luftfyllda sprickorna, och dessa växa vidare på grund av sprängverkan vid iskristallisationen. En annan samverkande orsak till sprickbildningen är naturligtvis krympningen genom uttorkningen under tjälgränsen, och de lokalt olika belopp som denna uttorkning når.

I detta fall betingas isrymdnätets dimensioner — framförallt maskvidden — av lerans rent mekaniska egenskaper, av dess kohesion, vilken bestämmer tätheten av spricksystemet vid uttorkning; ju större kohesionen, eller *ju »fetare» leran är, desto grövre blir spricksystemet.*

Om man har en grövre tjälskjutande jordart, t. ex. en finmo, blir förhållandet följande: När den första begynnelsen till ett nytt litet isskikt anlägges, därigenom att ett nytt kristallisationscentrum uppstår i en av de största porerna ett stycke under tjälgränsen, verkar iskristallen sprängande, har en tendens att utbilda en liten spricka. Denna sprickas uppkomst underlättas emellertid ej genom någon märkbar krympning av den omgivande jorden; sprickbildningen sträcker sig därför ytterst kort åt sidorna, och har även mycket långsam tillväxt i sidled. Man får på så sätt en kort, förhållandevis kupig bikonvex linsform på isskiktet; då jordarten är mycket litet plastiskt deformerbar, blir det mekaniska trycket på en sådan islins hastigt betydande. Men stegrat belastningstryck har, som framhållits, en hämmande effekt på iskristallisationen, varför isskiktet snart upphör att växa. Ju grövre jordarten är, desto mindre krympande och desto mindre plastisk är den, varför motståndet mot en sådan bikonvex islins' tillväxt blir allt större; samtidigt blir den kristallisationshämmande effekten av en och samma tryckstegring allt större. Med växande kornstorlek blir islinsernas möjliga storlek allt mindre, tills deras storlek slutligen sammanfaller med porernas.

Ytterligare en detalj är värd att framhållas. Den lokala tryckökningen vid en sådan islins åstadkommer ett (hastigt dispergerat) lokalt tryckstegringsfält såväl över som under linsen. Nästa kristallisationscentrum har därför tendens att utbildas på sidan om, ej rätt under, det föregående. En alternerande placering av islinserna uppstår genom den summerade effekten av denna kontinuerligt verkande tendens, så att varje islins i en undre nivå ligger under en lucka i närmast övre.

[1] I vissa fall, när vattenuppsugningen kan hinna hålla avkylningen stången, bildas ett enda, allt mäktigare islager, vilket teoretiskt kan nå obegränsad tjocklek; i praktiken kan det i våra trakter i naturen nå en mäktighet av ett par dm (se sid. 28 ff.). Denna process underlättas (sid. 28 ff. och fig. 17) i hög grad av förekomsten av en bestämd *diskontinuitet, en gränsyta mellan olika lager.* Möjligen — eller troligen — har den *nordsibiriska stenisen* bildats på detta sätt, ehuru under ofantliga tidrymder; med sin tjocklek av upp till flera tiotal meter slår den i så fall alla andra rekord.

Strukturbildens beroende av fryspunktnedsättning och underkylning kan ges följande mer allmängiltiga formulering: *Ju finkornigare jordarten är, desto svårare har kristallisationen att komma igång på en ny punkt, d. v. s. desto mer sammanhängande bli isskikten, och desto större avstånden mellan dem.* Denna regel gäller, antingen issystemet är sammanhängande eller ej. I synnerhet i det senare fallet kan också följande formulering användas: *Vid minskad kornstorlek kräves det större underkylningsgrad för att en av den redan bildade isen oberoende nykristallisation, från ett nytt centrum, skall kunna äga rum, d. v. s. desto större blir i genomsnitt avståndet mellan ett nytt isskikt och det närmast föregående.* I förhållande härtill äro de övriga, därmed samverkande, faktorerna av mer underordnad betydelse.

Huvudorsaken till att den successiva isskiktningen verkligen uppkommer, och ej blott ett enda, oavbrutet växande islager, har ovan antagits vara, att den möjliga vattenuppsugningshastigheten till tjälgränsen inte är stor nog att kompensera den skeende värmebortförseln. I de fall där den möjliga vattenuppsugningshastigheten är tillräcklig, skulle alltså ett enda, ständigt växande isskikt uppkomma, vid en stillastående tjälgräns. Att så verkligen är fallet, framgår av talrika utförda frysförsök. Emellertid är det sannolikt, att undantag härifrån gives, beroende på ytterligare en process, vilken i vissa fall tenderar att förhindra de understa isskiktens fortsatta tillväxt.

Orsaken härtill är följande: Vid underytan av ett växande isskikt, vilket med hela den överliggande jordpelarens tyngd pressas mot underliggande jord, råder ju en temperatur något under det fria vattnets fryspunkt, låt oss säga —0.2° C. Vi anta att temperaturgradienten är ej alltför hög, t. ex. 0.05° pr cm. Detta betyder ju, att 0°-isotermen går på 4 cm djup under tjälgränsen; däremellan är ett område med minustemperatur. I de från allt belastningstryck fria porerna är fryspunktsnedsättningen betydligt mindre, t. ex. endast 0.1° C. Detta innebär, att mellan tjälgränsen och —0.1°-isotermen, alltså en zon 2 cm närmast under tjälgränsen, underkylning råder. Nu är det mycket sannolikt, att i en eller flera större porer något, t. ex. $^1/_2$ cm, under tjälgränsen, där temperaturen är —0.175° C, underkylningen »spontant» brytes, och nya kristallisationscentra uppstå, vart och ett utbildande ett litet isskikt. Dessa verka givetvis hindrande för vattenuppsugningen till det ovanför varande isskiktet, varför denna alltmer minskas, tills vattenuppsugningen ej längre balanserar värmeavförseln, utan isotermerna vandra nedåt. Det nya isskiktet övertager så det gamlas roll, och det senare blir definitivt isolerat, »dött». Denna process upprepas sedan på nytt på samma sätt.

Riktigheten av det här antagna förloppet bestyrkes direkt av motsvarande empiriska detaljiakttagelser: att nedanför de understa, väl utbildade isskikten, alltså under det som man tveklöst definierar som tjälgränsen, ofta i småsprickor eller blåsrum smärre iskristallisationer påträffas, på ett avstånd av ända till flera centimeter under tjälgränsen.

Ovan berörda process är givetvis i högsta grad beroende av *temperaturgradientens storlek.* Om den senare närmar sig noll, d. v. s. avkylningen sker nästan likformigt, är ju temperaturen på olika nivåer nästan densamma;

isotermsystemet är ytterligt »förtunnat», och någon anledning till utbildning av en skarp tjälgräns, motsvarande en viss isotermyta eller temperaturnivå, förefinnes ej. *Iskristallisationen kan likaväl ske litet längre ned som litet högre upp;* hela den något under 0° avkylda jordpelaren kommer att genomdragas av på olika nivåer ungefär samtidigt bildade, glest liggande isskikt, anslutande sig till de förefintliga diskontinuitetsanledningarna; härigenom minskas eller avskäres hastigt möjligheterna till vattenuppsugning till jordmassan över de understa isskikten, och vattenökningen i tjälen blir ringa.

Ett undantag från ovanstående framställning kan naturligtvis de (homogena) styvare lerorna utgöra. I t. ex. en frysande såplera förefinnes ju inga eller blott få större diskontinuiteter, och underkylningen i det täta porsystemet är mycket stor, varför isbildning inne i jorden icke kan ske spontant. Här utbildas från den första ytkristallisationen ett sammanhängande rymdnätssystem av sprickor som successivt fylles med is och successivt nybildas nedåt; iskristallisationen är bunden till detta diskontinuitetssystem och till kontakten mot den däri befintliga isfyllnaden, och dess tillväxthastighet nedåt begränsas av kristallisationshastigheten i sidled. Det genom en tydlig tjälgräns nedåt skarpt avgränsade isskiktsystemet kan alltså i en sådan jordart uppstå även om temperaturgr dienten är mycket liten.

Men generellt gäller regeln, att ju större temperaturgradienten, d. v. s. ju »tätare» isotermsystemet är, desto mer distinkt blir tjälgränsen, och desto större kan (under i övrigt konstanta förhållanden) tjälens vattenhalt bli, i det möjligheten för det understa islagret att ohindrat tillväxa är större. Icke endast *avkylningens* absoluta belopp eller »hastighet», d. v. s. skillnaden i en viss nivå (tjälgränsen) mellan uppåt avledd och underifrån tillströmmande värmeenergimängd är alltså av betydelse, utan även den *totala energiomsättningen,* värmeströmningen, vilken ju är direkt proportionell mot temperaturgradienten.

Ju större temperaturgradienten är, desto större möjlighet förefinnes alltså för uppkomsten av sådana sammanhängande, extrema isskikt som tidigare omnämnts; den andra temperaturfaktor som underlättar detta är ju som nämnt en *ringa avkylningshastighet* (liten skillnad mellan avledd och mottagen värmemängd). Dessa faktorer kunna åtminstone i lerjord ensamma åstadkomma dylika mäktiga, vidsträckta isskikt, vilka här dock sällan hinna nå större tjocklek än ett par centimeter. Processen underlättas emellertid, som ovan (sid. 28 ff.) framhållits, i hög grad av existensen av en *markerad jordartsgräns,* alltså ett diskontinuitetsplan av den betydelse, att iskristallisationen i planet sker så väsentligt mycket lättare än i omgivningen, att inga nya kristallisationscentra uppstå under detsamma, och islagret alltså kan ohindrat fortväxa (förutsättningen är naturligtvis att övriga faktorer äro gynnsamma, i synnerhet vattentillgången).

Riktningsbestämmande faktorer.

De faktorer som bestämma isskiktningens riktning, och efter vilkas mer eller mindre divergenta verkningar tjälstrukturbilden — om man bortser från

kornstorlekens fundamentala betydelse, och ser till förhållandena i en och samma jordart under olika betingelser — är en kompromissanpassning, äro följande:

1. Tryckförhållandena, främst *det orienterade tryckets riktning och relativa styrka.*
2. Temperaturförhållandena, främst *isotermriktning*, men även temperaturgradient och avkylningshastighet.
3. Jordartens strukturförhållanden: existensen av ledstrukturer, främst
   a) *skiktning*, men även
   b) luftdiskontinuiteter, *sprickor.*

I naturen samverka i de flesta fall de viktigaste av dessa faktorer, nämligen tryckriktning, isotermriktning (avkylningsriktning) och skiktning, till att åstadkomma ett *med markytan parallellorienterat isskiktsystem;* men isynnerhet i samband med väg- och järnvägsbyggnader kunna betydelsefulla divergenser förekomma.

Den kanske mest fundamentala faktorn är det *riktade trycket.* Det väsentliga är i regel icke de i den frusna marken preexisterande tryckförhållandena, utan de tryckförhållanden som uppstå vid den i samband med tjälningen skeende volymökningen. Om man har en frysande lerpelare i ett tätt tillslutande, hårt rör, eller en naturlig markyta som över hela sin utsträckning tjälar, är det ju tydligt att — åtminstone sedan eventuella vertikalsprickor pressats ihop — minsta lilla utvidgning i sidled medför en enorm tryckstegring, emedan intet fritt utrymme för utvidgningen förefinnes. Uppåt är emellertid utrymmet obegränsat, och så snart utvidgningen genom iskristallisation börjar, blir alltså denna riktning, vinkelrätt mot markytan, riktningen för minsta trycket eller för minsta motstånd mot utvidgning.

Den inverkan det riktade (eller »ensidiga») trycket får på iskristallisationen är ju uppenbar. Stegrat tryck minskar isens tillväxthastighet och sänker fryspunkten genom utpressning av adsorptionsvattenhöljena i kontakten mot jordpartiklarna (varjämte, som bekant, även vattnets fryspunkt i sig sänkes genom ökat tryck). Om i en homogen jordmassa trycket i en viss riktning når ett minimum, kommer därför isens kristallisation att företrädesvis ske i denna riktning, vilken även blir gemensam orienteringsriktning för de längs huvudaxeln stängliga iskristallerna. Att de successivt isfyllda sprickorna, vilka tillåta och möjliggöra denna ruptiva utvidgning, i genomsnitt orienteras vinkelrätt mot denna riktning, är ju självfallet.

I det anförda generella fallet, tjälning av en *naturlig markyta*, sker alltså isens kristallisation och därmed utvidgningen i riktning uppåt, vinkelrätt mot markytan, och isskiktningen blir parallellorienterad med denna; detsamma är förhållandet vid frysning i ett tättslutande, motståndskraftigt rör.

Vid tjälning av en *fristående lerkropp* blir däremot riktningen för minsta motståndet betydligt mindre utpräglad, och olika inom olika delar av lerkroppen (mot sidorna sidoriktad), vilket även tjälstrukturen röner tydlig påverkan av.

Isotermriktningens kvalitativa betydelse är synnerligen påtaglig: då i en

viss jordart den begynnande iskristallisationen sker mycket nära en viss temperatur, är det lättförståeligt, om isskikten ha en viss tendens att utbildas parallellt med denna temperaturyta; ett isskikt kan ju inte växa mer än en mycket kort bit ned under denna yta innan temperaturen blir för hög. I synnerhet när det gäller mäktiga, uthålliga isskikt, sådana som bildas genom relativt stillestånd av tjälgränsen vid en viss nivå (t. ex. därigenom, att en mängd småskikt längs den kritiska isotermen, tjälgränsen, växa samman), är isotermriktningen av avgörande betydelse. I naturen överensstämmer i regel isotermriktningen med markytan, d. v. s. temperaturfallriktningen överensstämmer med riktningen för minsta motståndet, varför bägge dessa faktorer samverka till att orientera israndningen parallellt med markytan. Isotermriktningens betydelse framgår därför bäst när den avviker härifrån, vilket vid experimentella försök lätt kan realiseras.

Det är emellertid även uppenbart, att *temperaturgradientens storlek*, alltså temperaturfallet per längdenhet, härför är av största betydelse. Ju mindre temperaturgradienten är, d. v. s. ju glesare isotermerna ligga, desto mindre kvantitativ betydelse får en viss avvikelse från en viss isotermyta; när gradienten går mot noll betyder det ju att isotermytorna försvinna.

Jordstrukturens betydelse är mest genomgripande när växling mellan olika lager förekommer. Att mäktiga isskikt kunna danas i gränsskiktet mellan en grövre och en finare jordart är tidigare framhållet. När lagerväxlingen är upprepad, som i en varvig lera, domineras hela tjälstrukturen fullständigt härav: isskiktningen blir synnerligen vackert planparallell, med isen utbildad i skiktytorna.

I naturen samverkar i regel skiktningens orienterande inflytande med de båda föregående, i det skiktningen mestadels är parallell med markytan. Ett exempel på hur å andra sidan strukturen kompromissanpassas när *divergens* råder mellan faktorerna, ger fig. 16 (jämförd med fig. 15).

III. Tjällyftningen.

Hur stor tjällyftning orsakar frysningen av det från början i jorden befintliga vattnet?

Det är en allmänt utbredd åsikt, vanligen uppfattad som ett axiom, att, alldeles oberoende av varje vattentillförsel under tjälningens gång, en frysande jord måste utvidgas åtminstone så mycket som motsvarar den i jorden förefintliga, frysande vattenmängdens utvidgning vid övergång från is till vatten, alltså i runt tal motsvarande $^1/_{10}$ av jordens vattenvolym. Att så dock ingalunda är fallet framgår både av en enkel teoretisk överläggning och av praktiska försök. Detta har först framhållits av Taber (1930), som betonar, att man vanligen betraktat förhållandena i tjälande mark såsom motsvarande frysning av vatten i ett (nedåt) *slutet* system, alltså motsvarande ett nedtill slutet rör. I ett sådant rör utvidgar sig vattenpelaren vid frysning med c:a 10 %. Men i själva verket motsvarar den tjälande marken nästan alltid ett *öppet* system, där vattenöverskottet har fri möjlighet att rinna ut ur porerna.

1. Vid tjälning av vattenmättad jord.

Antag att tjälning äger rum av en kapillärt vattenfylld grov jordart, t. ex. en sand, i naturligt läge, d. v. s. i ett öppet porsystem, där porvattnet har möjlighet att obehindrat förflyttas nedåt. Som nedan (sid. 72) teoretiskt och experimentellt visats, kan i en så grov jordart vattenmolekylerna icke kila sig emellan partikelyta och isyta i tjälgränsen, varför ingen utvidgning av partikelsystemet äger rum. Alltså: det fasta partikelsystemet vidgas icke, utan *vattnets volymökning vid övergång från vatten till is medför utpressning av motsvarande vattenmängd ur porsystemet.* Den kapillärmättade sandens *vattenhalt bör alltså minskas* vid tjälningen, med ett belopp av intill $^1/_{10}$ av den ursprungliga vattenhalten.

Blott för den händelse sanden bildar ett *slutet* system, d. v. s. vattnet förhindras att avrinna, bör en utvidgning kunna komma till stånd, analog med varje annan »sprängverkan» av vatten som fryser i slutet rum, och till en storlek motsvarande c:a $^1/_{10}$ av den frusna vattenmängdens volym.[1]

Dessa teoretiskt lättförståeliga sakförhållanden framgå direkt av utförda frysförsök, vilkas resultat sammanställts i nedanstående tabell 4:

Ett antal glasrör av 20 cm längd och 2.0 cm diameter förseddes i nedre ändan med en genomborrad, lätt förskjutbar kolv av paraffinerad kork, samt fylldes med kapillärt mättad jordart av olika kornstorlek, från mellansand till styv lera. Efter vägning och längdmätning placerades de lodrätt nedsänkta i korkpulver i kylskåp och frösos vid konstant lufttemperatur uppifrån. Vid första försöket stodo rören placerade på en metallbricka, vilken nådde alltför långt ut mot korklådans sidor, och på så sätt hastigt avkyldes. Proven kom därför att snart nog frysa även från undersidan, d. v. s. att bilda *slutna* system. Vid andra frysförsöket var isoleringen nedtill fullgod, och proven fröso blott från överytan, alltså som öppna system. För jämförelse medtogs även ett från början av tät bottenpropp slutet rör med den grövsta sanden. Därvid visade det sig bl. a., att ur de öppna sandpelarna en avsevärd vattenmängd utpressats, och att de undergått ingen eller blott ytterst obetydlig utvidgning.

Av försöken framgår sålunda, som av tabellen närmare synes, följande: Grövre jordarter — i detta fallet mellansand och grovmo — bli såsom öppna system *icke* (eller blott *ytterligt obetydligt*) *utvidgade vid frysning;* i stället sker en *vattenutpressning* (vattenhaltminskning), av storleken upp till $^1/_{10}$ av den frusna vattenmängden. Blott såsom *slutet system* visar sanden utvidgning vid frysning, av storleksordningen högst $^1/_{10}$ av den frusna vattenmängden.[2] I naturen äro dock dylika slutna system mycket sällsynta, och spela ur väg- och järnvägsteknisk synpunkt ingen som helst roll.

[1] Där icke förekomsten av en gasfas inverkar. Luftblåsor i porerna kunna också vid måttligt övertryck avsevärt komprimeras, oavsett volymminskningen med fallande temperatur. Å andra sidan kan urskiljandet vid frysningen av i vattnet lösta gaser få en motsatt effekt [stegring av volymökningen].

[2] Vid utvidgning i en riktning [= tjälskjutning] var under de förekommande försöksbetingelserna, tjälskjutningen 2 %, d. v. s. 2 cm per meter tjäldjup. Detta belopp motsvarar den normala utvidgningen vid frysning av 20 vol.-% vatten, medan ifrågavarande sandpelares totala vattenhalt var resp. 36 och 42 vol.-%. Utvidgningen var alltså endast c:a $^1/_{20}$ av totala vattenvolymen [2 i stället för 4 %]. Till en del beror skillnaden därpå, att en del vatten [det inre adsorptionsvattnet] förblivit ofruset, men sannolikt även till avsevärd del på den alltid förefintliga volymen av lufthålrum.

Tabell 4.

Rörfrysförsök med vattenmättade jordprov utan vattentillförsel. Jordpelarne frusna till hela sin längd.
Freezing tests of water-saturated soil columns, without water suction. *Soil columns completely frozen.*

	Jordpelarens storlek. *Dim. of soil-column.*		Vattenhalt före frysningen. *Water-percentage before freezing.*			Längdförändring. *Difference of length.*		Viktförändring vid frysningens slut. (Vattenförlust). *Weigth difference (water-loss).*		
	Diam. *Diam.*	Längd före frysningen. *Length bef. freezing.*	Total. *Total.*	Vikt-%. *P. by weight.*	Vol-%. *P. by vol.*	Ev. sättning före frysning. *Shrinkage bef. freezing.*	Tjällyftning. *Frost-heaving.*	Total. *Total.*	Med reduction för avdunstning, sättning etc. *With reduction for evaporation etc.* (= *water squeezed out*).	
										% av total vattenhalt *% of total water.*
	cm	cm	gr	%	%	cm		gr	gr	
I					Slutet system. *Closed system.*					
1. Mellansand . . . . . *Intermed. sand.*	2.02	19.1	—	—	c:a 36	0	+0.4 cm = 2 %	—0.6	0	—
2. Grovmo . . . . . *Fine sand.*	2.02	19.2	—	—	c:a 42	0	+0.4 » = 2 %	—0.7	0	—
3. Mjäla . . . . . *Fine silt.*	2.02	19.45	24.89	26.0	39.9	—0.15	+0.23 » = 1.2%	—0.35	0	—
4. Styv lera . . . . . *Heavy clay.*	2.03	19.25	34.80	49.5	55.9	—0.15	+0.25 » = 1.3%	—0.5	0	—
II					Slutet system. *Closed system.*					
1 a. Mellansand . . . . *Intermed. sand.*	2.03	18.0	21.40	22.6	36.8	0	+0.4 cm = 2 %	—0.55	0	—
					Öppet system. *Open system.*					
1 b. »	2.02	19.1	21.45	21.9	35.0	0	+0.1 cm = 0.5%	—1.6	—1.05	4.9
2. Grovmo . . . . . *Fine sand.*	2.02	18.8	24.80	28.1	41.2	0	+0.0 » = 0 %	—1.2	—0.7	2.8
3. Finmo . . . . . *Silt.*	2.04	18.8	23.55	25.6	38.4	0	+0.05 » = 0.3%	—0.35	0	0
4. Mjäla . . . . . *Fine silt.*	2.02	19.2	27.44	25.5	39.8	—0.08	+0.2 » = 1 %	—0.45	0	0
5. Styv lera . . . . . *Heavy clay.*	2.03	17.75	30.15	42.8	52.6	—0.08	+0.07 » = 0.4%	—0.45	0	0

De *finkornigare, diskontinuerligt tjälande jordarna* däremot, vilka i öppet system *med* vattentillförsel äro vattenuppsugande, undergå vid frysning *utan* vattentillförsel (öppet eller slutet system, likgiltigt vilketdera) en utvidgning, vilken emellertid är synnerligen ringa, beroende på att vid måttlig köldgrad blott en mindre del av vattnet är fruset, mindre ju finkornigare jordarten är.

De vid frysförsöken använda temperaturerna — en lufttemperatur av — 6°C, varvid jordpelarna vid försökens slut hade temperaturen c:a — 5° C upptill och c:a — 1° C nedtill, alltså en genomsnittstemperatur av c:a — 3° C — motsvarar rätt väl de vid naturlig tjälning rådande förhållandena, då tjälens temperatur ligger mellan något under 0° C (vid tjälgränsen) och den mestadels icke särskilt låga genomsnittstemperaturen vid överytan. Den senare varierar givetvis med de lokala klimatförhållandena; approximativt kan man räkna med att markytans temperatur med stark utjämning (variationsdämpning) följer lufttemperaturen — varvid förutsättningen givetvis är, att snötäcket är ringa, som fallet är på vinterplogade vägar, särskilt i södra och mellersta delarna av landet (se härom f. ö. nedan).

Dessutom har utförts noggrannare bestämningar enligt den nedan (sid. 74 och fig. 36) beskrivna metodiken, med jordprovet i det närmaste friktionsfritt packat i ett segmenterat glasrör (fig. 30 B), och tjällyftningen med täta tidsintervall bestämd medelst mätklocka. På grundval härav kan konstrueras en kurva för tjällyftningen med avseende på tiden (fig. 30 A).

Som jordart användes en oerhört flytbenägen mjäla, Bw 19, kapillaritet = 9.6 m. Utgångsvattenhalten var, som av fig. 30 B framgår, 21.1 vikt-% (som alltid i denna avhandling räknat per torrsubstans), vilket motsvarar tjockt grötformig, vid skakning helt flytande, konsistens.

Som av kurvan fig. 30 A framgår, börjar frysningen med en kraftig tjällyftning, vilken är lika med den för samma belastningstryck vid full kapillär vattentillgång bestämda tjällyftningshastigheten (utsatt på bilden). Därvid är det det allra första överskottsvattnet i mjälapelaren som suges upp till tjälgränsen, vid blott ringa kapillärtryck. Ju mer överskottsvatten som förbrukas, desto mer stiger emellertid kapillärtrycket, och tjällyftningshastigheten minskar — kurvan sänker sig bågformigt. Till slut blir hastigheten emellertid konstant, d. v. s. tjällyftningskurvan blir en rät linje. Hastigheten är då 0.087 mm/tim. Det intressanta är, att denna hastighet väl överensstämmer med den hastighet, som uppnåtts vid full kapillär förbindelse, men vid ett belastningstryck motsvarande jordartens maximala kapillaritet (= c:a 1,000 gr/cm²). Vad som ägt rum är sålunda givetvis följande: det förefintliga förrådet av »kapillärt överskottsvatten» — d. v. s. det vatten som vid en sammanpressning av jordarten kan utvinnas — har kapillärt strömmat till tjälgränsen, medan trycket successivt ökats. Men när trycket blivit lika med det man kortfattat kallar »jordartens kapillaritet» — d. v. s. maximala kapillärtrycket — har det nått sin gräns, och växer inte längre, utan förblir konstant — varför också tjällyftningen blir konstant. Vattentillströmningen till tjälgränsen avtager därmed hastigt, allt efter som tryckfallet i jordpelaren utjämnas, och närmar sig det vid tjälgränsen rådande maximaltrycket.

Det här skildrade förloppet illustreras också, vad vattenströmningen beträffar, av det i bilden infällda vattenfördelningsdiagrammet (fig. 30 B).

Totala tjällyftningsbeloppet utgjorde knappa 1.2 mm (1.18 mm), medan vattenhalten i tjälen motsvarade ett vattenskikt på 1.69 cm. Höjningen motsvarar alltså utvidgningen vid frysning av c:a 70 % av den i tjälen ingående vattenmängden; vilket i och för sig är ett mycket sannolikt värde.

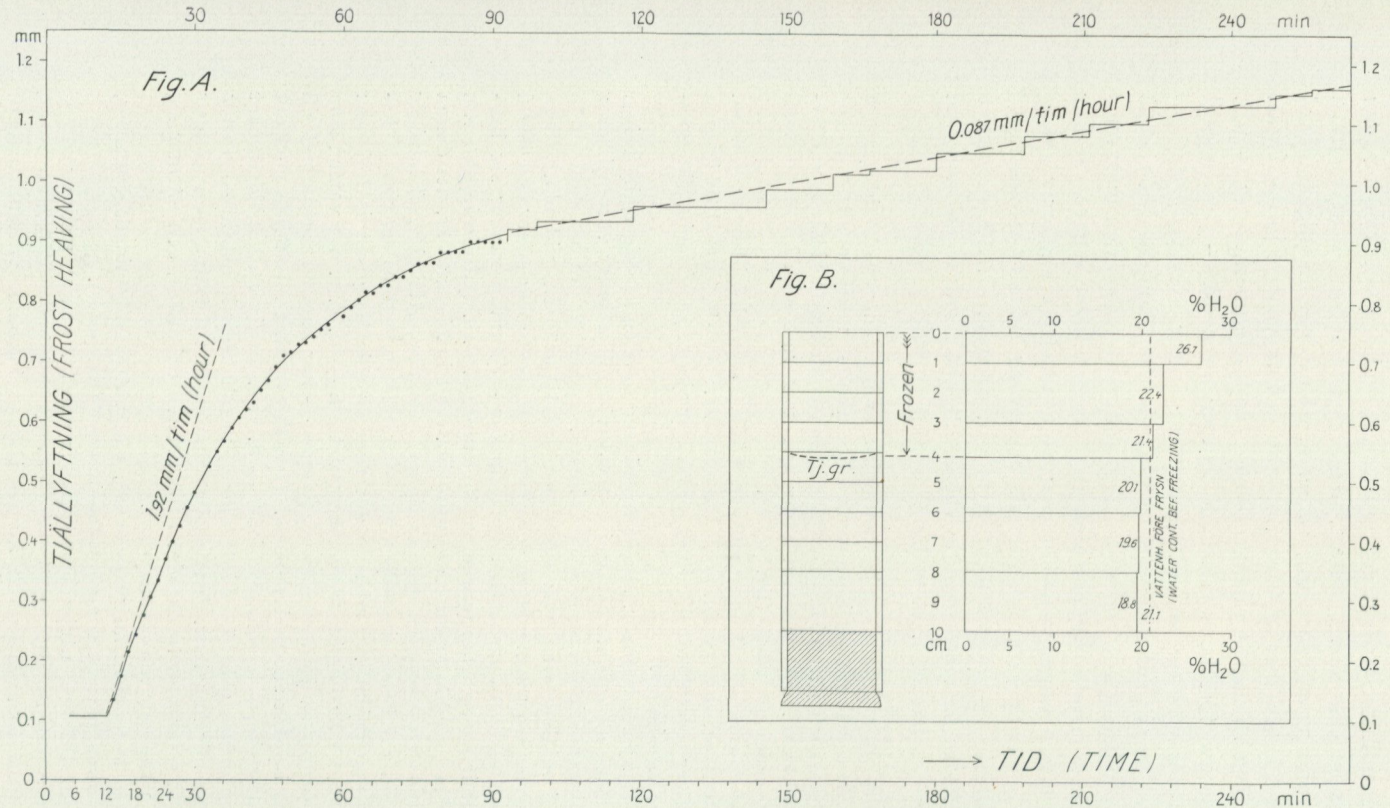


Fig. 30. A. Tjällyftningskurva erhållen vid frysning av kapillärt mättad mjäla (Bw 19), packad i vid skakning flytande tillstånd, alltså med vatten-halt över omslagspunkten (kapillärt överskottsvatten). Detta överskottsvatten strömmar vid frysningens början till tjälgränsen, där det anrikas (se fuktighetsdiagrammet, fig. B). Tjällyftningshastigheten är till en början stor, men avtager alltefter-som överskottsvattnet förbrukas och kapillär-trycket ökar; till sist blir den konstant = 0.087 mm/tim., motsvarande tjällyftningshastigheten vid tryck = jordartens kapillaritet (= maximala kapillärtryck). Belastningstryck under hela frysningen: 50 gr/cm². Fig. B visar jordpelaren (höjd 10 cm, packad i glasrör, varav 8 lösa 1-cm ringar), samt fuktighetsfördelningen efter tjälningen. (Ursprungsfuktighet lika i hela pelaren, = 21.1 %.)

A: Diagram of frost-heaving silt, frozen with original water-content exceeding capillary saturation (at the flowage-limit) but without any contact with free water. Frost-heaving rate at the beginning of freezing high, but rapidly decreasing, until the constant value of 0.087 mm per hour is reached. This value is in full correspondence to the frost-heaving rate determined at the maximum capillary pressure = the capillarity of this soil (K = 9.6 m). Load-pressure 50 gr/cm². B: Section of the soil-column, and water-distribution after freezing.

Försöket visar sålunda följande: Vid tjälning av en kapillärmättad jäslera utan förbindelse med fritt grundvatten, men med en vattenhalt, som överstiger den vid högsta möjliga kapillärtryck (d. v. s. vid *omslagspunkten*, Simon Johansson, 1914) rådande, strömmar till en början detta överskottsvatten till tjälgränsen, och den först bildade tjälen får hög vattenhalt. Detta har Simon Johansson genom frysförsök påvisat redan 1914. Tjällyftningshastigheten blir, som det här beskrivna försöket visar, i första momentet betydande, men avtager hastigt och blir — sedan överskottsvattnet förbrukats — helt obetydlig; i ifrågavarande fall c:a 0.25 mm höjning på 3 cm tjäldjup, d. v. s. mindre än 1 % av tjäldjupet. Avgörande blir alltså det mobiliserbara vattenöverskottets storlek, vilket i sin tur är en produkt av procentuella överskottsvattenhalten, och jordartens ledningsförmåga (genomsläpplighet). De relativt lättledande grövre jäslerorna äga i regel ringa överskottsvattenhalt; även på förvintern, efter höstnederbörden, torde den i någorlunda belastad jord (vägkropp eller järnvägsbank) för leriga finmojordar och mjälor sällan överstiga ett par, högst tre à fyra, procent. Lerornas överskottsvattenhalt kan på någorlunda djup vara mycket stort; men på grund av deras täthet kan överskottsvattnet icke tillströmma annat än från tjälgränsens närmaste omgivning.

I normala fall kan därför *vid tjälning utan kapillär förbindelse med fritt grundvatten ingen väg- eller järnvägstekniskt betydelsefull tjällyftning komma till stånd.* Undantag härifrån äro dock möjliga. Vid ensam tjälning av en enstaka fläck eller en smal markstrimma, så som en järnvägs- eller vägsträckning över eljest genom snötäckning värmeisolerad mark, har den så begränsade tjälen tillgång till ett mycket större överskottsvattenförråd än eljest, då nämligen vattnet kan strömma till också från sidorna. Eller också kan en tjällyftande jord, t. ex. en mjäla, vila på en grövre jord, t. ex. sand. Även om denna inte för fritt grundvatten, kan mjälan, med sin höga kapillaritet, »suga ut» sandens kapillärvattenförråd. Givetvis kunna dessa båda möjligheter uppträda i kombination.[1]

2. Vid tjälning av icke vattenmättad jord.

Av visst intresse är förhållandena i de fall, då jordarten är »halvtorr», d. v. s. då dess porsystem icke är vattenfyllt utan luftfyllt, och vattnet blott förefinnes som adsorptionshöljen resp. som små, av lokala menisker begränsade, vattenfyllnader i porvinklarna (»Porenwinkelwasser»). Visserligen kan det synas som om de luftfyllda porerna skulle erbjuda så gott utrymme för vattnets motståndslösa utvidgning vid kristallisationen, att ingen utvidgning av hela systemet skulle kunna komma ifråga. Men å andra sidan kan man inte à priori avvisa den möjligheten, att — bl. a. på grund av temperaturledningen genom partiklarnas kontaktpunkter — en utvidgning skulle kunna äga rum, på grund av (den eventuellt orienterade) iskristallisationen i kontaktpunkterna (se fig. 31 a). Frågan har belysts genom experiment.

Därvid har tillämpats den ovan antydda och nedan utförligare beskrivna (sid. 74 och fig. 36) metodiken, med jordprovet packat i ett segmenterat glasrör, och tjällyftningen bestämd medelst mätklocka.

[1] Av allt att döma är det dylika omständigheter som varit rådande i de fall som H. Fleischer (1934) beskriver från Kongsvingerbanan i Norge, vilket Fleischer också antar som förklaring, åtminstone i vissa fall.

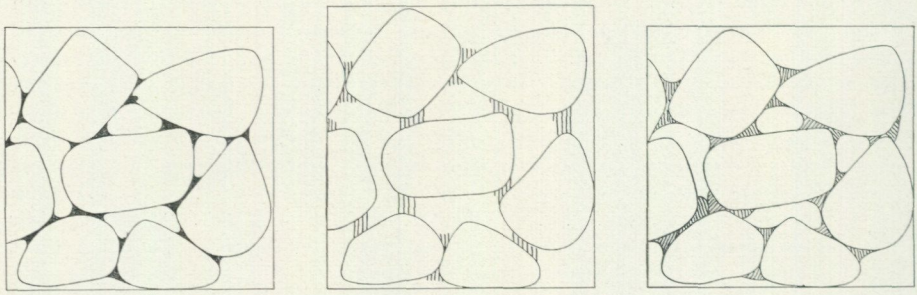


Fig. 31. Diagram visande två olika möjligheter vid tjälning av icke kapillärt mättad, utan endast fuktig mineraljord (sand). a = sanden före frysningen; vattnet i form av adsorptionsvattenhöljen (i en så grov jordart av mycket liten relativ tjocklek och därför ej synliga) samt till största delen i form av porvinkelvatten. Vid frysningen kan porvinkelvattnet bilda isärsprängande stängliga kristallknippen mellan kornen (b), i vilket fall avsevärd utvidgning (tjällyftning) kan komma till stånd, mycket större än 10 % av vattenvolymen. Det kan även kristallisera ut i de fria porerna (c), utan att någon som helst utvidgning av systemet sker. Häremellan kunna alla övergångsformer förekomma.

Experimentellt har förloppet visats bero på trycket, i det att vid ringa tryck en betydande utvidgning äger rum, vilken redan vid måttlig tryckstegring minskas till nästan noll.

Schematic diagram illustrating two different possibilities by freezing of capillarily non-saturated soil (moist sand). a = the sand before freezing. Its funicular water (»Porenwinkelwasser») at freezing may either form expanding ice-needles between the particles (b), causing the soil to expand to a degree much greater than 1/10 of the water-volume, or the ice-crystals may grow in the free spaces of the pores (c), and the soil specimen not expand. Between these two extreme types all kinds of transitions may appear. Empirically it is shown that, in the case of a very low pressure, the type b occurs, i. e. an increase of soil-volume (= frost-heaving), much greater than 1/10 of the water-volume, will follow. Even a rather moderate pressure will reduce this expansion practically to zero.

Som jordprov har använts två sandsorter, 1) en finsand med kapillariteten $K = 54$ cm, och 2) en grovsand med $K = 10$ cm. Det genom noggrann blandning homogent genomfuktade provet (med en fuktighetshalt av omkring 10 vikt-%) har packats likformigt i ett glasrörsystem, bestående av ett 5 cm långt rör, till hälften utfyllt av en gummipropp, med därpå placerade väl vaselinsmorda 5 st. 1 cm höga ringar (vid jordart nr 2 blott 4 st.), så att alltså jordpelarens totalhöjd blev 7.5 (resp. 6.5) cm. Röret placerades som vanligt vertikalt i sidoisolerande korkpulver i kylskåp; den med gummipropp slutna nederändan hölls till c:a 2 cm nedsänkt i ett vattenbad, vars temperatur under frysningens gång avlästes. Härigenom blev det möjligt att ungefärligt beräkna temperaturgradienten.

Med sand nr 1 utfördes tre försöksserier, under olika betingelser (olika temperaturgradient, fryshastighet, frystid och belastning). Avläsning av höjningsbelopp och temperaturer skedde som vanligt med några minuters mellanrum, och kurvor för höjningen med avseende på tiden har uppritats, analoga med fig. 30.

I tabell 4 b äro de viktigaste resultaten återgivna. Härav, och av övriga iakttagelser, framgår i sammanfattning följande:

I tjälande fuktig sand äger en märkbar utvidgning (tjällyftning) *rum.* Dess storlek är emellertid synnerligen variabel, framför allt emedan *den är ytterst känslig för belastningstrycket.* Om man beräknar utvidgningen i procent av den i tjälen ingående vattenmängden finner man, att vid ringa belastning (25 gr/cm²) överskrider tjällyftningen flera gånger det belopp (10 %) som motsvarar det frysande vattnets volymökning vid övergång till is; vid ökad be-

Tabell 4 b.

Sammanfattning av resultat från frysförsök med fuktig (ej kapillärmättad!) sand.
Freezing of moist sand samples, not water-saturated (not water-filled).

	Jordpelarens dimensioner *Dimensions of soil column*			
	Höjd 75 mm, diam. 32.5 mm			Höjd 65 mm diam. 32.5 mm
	Jordart *Soil specimen*			
	N:r 1. Finsand (grovmo), Bygdsiljum *Fine sand*			N:r 2. Grovsand *Coarse sand*
	Kapillaritet / *Capillarity* } 54 cm			Kapillaritet / *Capillarity* } 10 cm
	Försök n:r *Test no.*			
	1	2	3	4
a. Temperaturgradient . . . °C/cm	1—0.6	0.1—0.05(?)	0.2	c:a 0.1—0.0
b. Frystid	2 t. 30′	c:a 6½ t.	6 t.	2 t. 10′
c. Belastning . . . . . gr/cm²	25	a) 25; b) 50	a) 50; b) 110	25
d. Ursprungsvattenhalt i hela provet vikt-%	10.7	10.9	10.2	9.8
e. Slutligt tjäldjup . . . . . mm	11	75	38	29
f. Vattenhaltökning i tjälens översta cm . . . . . vikt-%	+ 9.2	+ 4.2	+ 8.6	—
g. Total höjning . . . . . mm	0.80	0.25	0.13	0.12
h. I tjälen frusen vattenmängd (skikthöjd) . . . . . mm	3.17	11.21	8.35	4.4
i. Normal utvidgn. vid frysning av d:o (0.1 · h) . . . . . mm	0.32	1.12	0.84	0.44
k. Höjningskvot (g : i)	2.5	0.21	0.16	0.27

a = Temperature-gradient, ° C/cm; b = Time of freezing; c = Pressure gr/cm²; d = Original water-percentage of total soil column, % by weight; e = Final frost-depth, mm; f = Increase of water in the top layer (1 cm) of frozen soil, %; g = Total frost-heaving, mm; h = Total frozen water in soil column (height of water-column), mm; i = Normal expansion by freezing of that water-column (0.1 · h), mm; k = Quotient of frost-heaving (g : i).

lastning (c:a 50—100 gr/cm²) blir den däremot endast bråkdelen därav. Ökad fryshastighet bidrager även till att minska procentuella utvidgningen.

Detta innebär, att vid ringa tryck verkande å sanden bildar isen lyftande pelare mellan sandkornen (sannolikt ungefär som fig. 31 b visar), medan vid större tryck vattnets utvidgning väsentligen sker ut i porernas luftrum (fig. 31 c). Försöken ha icke fortsatts till någon tillnärmelsevis fullständig kvantitativ bestämning av tryckets m. fl. faktorers inverkan, då det av dessa första serier tydligt framgick, att de möjliga tjällyftningsbeloppen i fuktig sand ur teknisk synpunkt äro betydelselösa. För de översta par decimeterna av även ganska starkt fuktig, fin sand (10—15 %) kan man (under förutsättning av

ingen ytterligare belastning) räkna med en tjällyftning av storleksordningen 1—3, allra högst 5 mm per decimeter tjäldjup, med ökat tjäldjup (= ökad belastning) hastigt avtagande, på $^1/_2$ m djup nere i högst några tiondels mm per tjäldecimeter. Den möjliga höjningen av t. ex. järnvägsrälsen på grund av tjällyftning vid frysning av ballastsanden kan sålunda uppgå till ett par mm—$^1/_2$ cm, högst omkring 1 cm; givetvis ett praktiskt fullkomligt betydelselöst belopp.

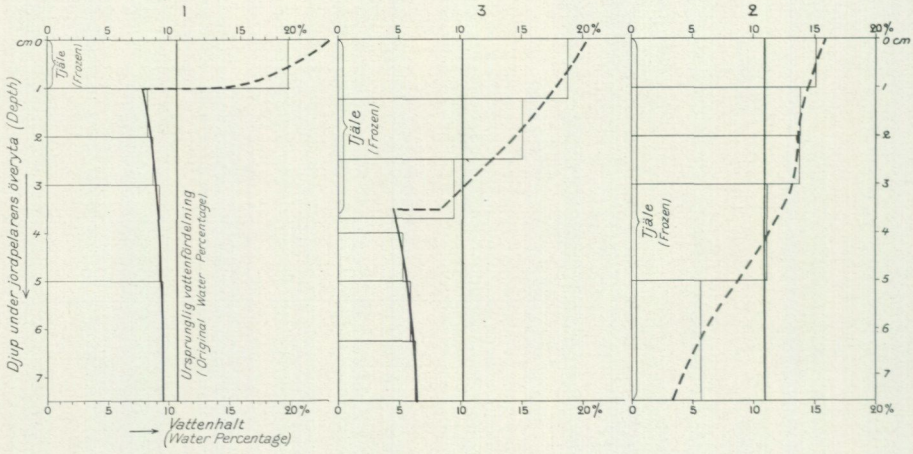


Fig. 32. Vattenhaltfördelningen efter frysning av endast fuktig (10—11 % vatten), icke kapillärmättad sand (tabell 4 b). Jordart: finsand från Bygdsiljum, K = 54 cm. Försök n:r 1, 2, 3 i tabell 4 b.

Water-distribution after freezing of a column of moist sand, not capillarily saturated (water-content 10—11 % only). See table 4 b.

Av visst intresse är den vanligen påfallande markerade vattenanrikningen i tjälen (se fig. 32). Det ligger nära till hands att antaga denna som ett kondensationsfenomen i det luftfyllda porsystemet, alltså som en vattentransport i gasform med kondensation mot tjälytan enligt kalla väggens lag. Nedan följer den kvantitativa prövningen härav.

I en så finkornig sand som den här använda är det absolut uteslutet att konvektionsströmning skulle spela någon större roll. Den gasformiga vattentransporten måste ske genom diffusion, d. v. s. en vandring av vattenmolekylerna genom luftmassan, orsakad av skillnader i vattenångans partialtryck. Zunker har experimentellt bestämt diffusionshastigheten i sand av olika grovlekar, varvid han erhållit mycket likartade värden (Zunker 1930, sid. 205), i genomsnitt c:a 0.0045 gr/cm², per 24 timmar, vid ångtryckfallet 1 cm vattenpelare per cm distans. Försöken utfördes vid 19.7° C genomsnittstemperatur; och med relativt torr (endast hygroskopiskt mättad) sand; vid temperaturer närmare noll och vid fuktigare sand (alltså med mindre fri porvolym) blir diffusionshastigheten i motsvarande grad mindre, men utan att tillgripa de av Zunker givna komplexa generella formlerna kan man tills vidare använda det angivna värdet som ett *absolut maximivärde.*

I det föreliggande fallet orsakas ångtryckskillnaderna av temperaturen, och tryckfallets riktning överensstämmer med temperaturens, med en styrka som erhålles ur tillgängliga tabeller över den mättade ångans tryck med avseende på temperaturen. Vid temperaturer nära noll är tryckskillnaden c:a 0.5 gr/cm² per ° C. Vid en temperaturgradient av 1—0.6°/cm blir alltså diffusionshastigheten 0.0023—0.0014 gr/cm² per dygn. Men vid frysförsök 1, tabell 4 b, var vattentillförseln till

tjälen 0.18 gr/cm² under en tid av allenast $2^1/_2$ timme, eller i runt tal tusen gånger större än den för diffusion beräknade. För övriga försök — då temperaturgradienten var avsevärt mycket mindre — blir skillnaden ännu större.

Det är alltså uppenbart, att ifrågavarande empiriskt konstaterade vattentillförsel på intet vis kan förklaras genom diffusion. Orsaken torde istället vara ungefär följande: I en tjälande fuktig sand kommer adsorptionsvattenhinnan, vilken bekläder partikelsystemets yta, även att bekläda (eller »sträva att bekläda») underytan av iskristallerna i tjälgränsen. Iskristallernas tillväxt sker ju så, att de vattenmolekyler som befinna sig närmast intill isen, inryckas i den fasta isens atomgitter. Detta innebär, att de adsorptionshinnor som äro i kontakt med isen förtunnas. Men en sammanhängande adsorptionsvattenhinna strävar att överallt äga lika spänning (d. v. s. på likvärdigt underlag lika tjocklek); en förtunning på en punkt av en i jämvikt varande adsorptionsvattenhinna orsakar en utjämnande vattentillströmning till denna punkt. Som talrika försök visa (se Halden 1926), sker alltså i t. ex. en fuktig sandpelare, varav en del är torrare än den andra, genom »adsorbtionsvattenkrypning» en utjämnande vattentillströmning i riktning mot den torrare delen. Anledningen till en sådan process kan vara, att vatten bortgår från en yta genom avdunstning; och på alldeles motsvarande sätt kan tjälningen verka, d. v. s. vatten avföras från det flytande systemet genom att det övergår i fast form likaväl som i gasform.

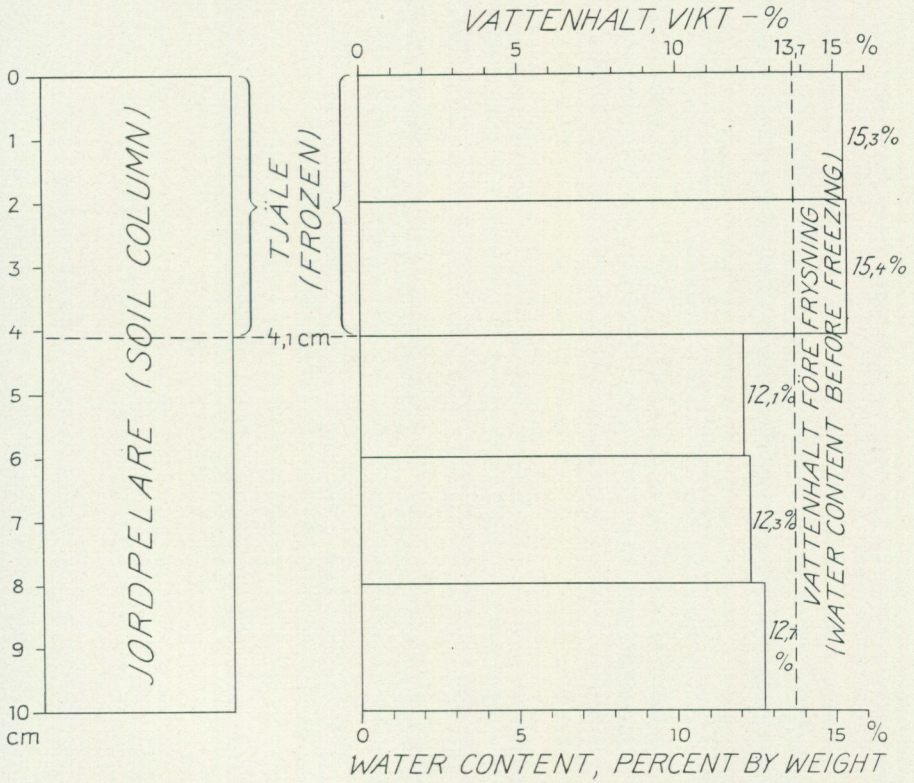


Fig. 33. Vattenhaltfördelning efter tjälning av allenast fuktig (13.7 %) mjäla (Bw 19). Belastning = 50 gr/cm²; frystid $3^1/_2$ tim. Ingen som helst tjällyftning! Jämför fig. 32!

Water-distribution after freezing of a column of moisture silt, not capillarily saturated (water-content 13.7 %). Load-pressure = 50 gr/cm². No trace of heaving.

Sedan detta arbete föreligger i 2:a korrektur har ytterligare ett motsvarande frysförsök utförts, med samma mjäla (Bw 19) och samma dimensioner på jordpelaren som i fig. 30, vars resultat åskådliggöres i fig. 33. Mjälans likformiga utgångsvattenhalt var 13.7 %, vilket med c:a 6 % underskrider lägsta kapillära mättning. Vid frysningen, vilken skedde med samma belastning i försöket fig. 30 (= 50 gr/cm²) skedde *ingen som helst höjning*, utan jordpelarens höjd förblev (med en noggrannhet av ± c:a 0.002 mm) konstant. Ingen som helst isärsprängning av jordpartiklarna vid vattnets frysning har alltså här ägt rum, utan kristallisationen skedde i sin helhet ut i de luftfyllda porerna. (Likväl ägde, som fig. 33 visar, en avsevärd vattenanrikning till tjälen rum.)

3. Sammanfattning.

Man kan alltså, när det gäller naturliga förhållanden, fastslå följande: Den höjning av markytan vid tjälning, som orsakas *allenast av det i marken befintliga vattnets utvidgning*, oberoende av uppsugning underifrån, *är under alla omständigheter synnerligen ringa.*

För de *finkorniga jordarterna*, vilka tjäla diskontinuerligt (bli israndiga), blir denna höjning av storleksordningen upp mot 1, högst 2 %, eller 1, högst 2 cm per meter tjäldjup. Sitt största belopp når den hos mjälajordar och lättare leror samt hos styvare leror vid mycket lös (vattenrik) konsistens; för styva leror vid hårdare konsistens, sådan som motsvarar det vanliga tillståndet i torrskorpans översta meter, blir höjningsbeloppet synnerligen ringa, några tiondels %, eller några mm per meter tjäle. De finkornigare (israndigt tjälande) jordarna förekomma emellertid i naturen nästan aldrig i sådant läge, att ingen som helst vattenuppsugning kan äga rum. För dem angiva sålunda de ovanstående siffrorna *hur stor del av höjningsbeloppet som är att hänföra till utvidgningen av det från början i jorden befintliga vattnet.* Även vid tämligen måttlig tjällyftning, på en eller ett par decimeter, är, som synes, denna del förhållandevis ringa, av storleksordningen *några hundradelar till en tiondel av den totala höjningen.*

Hos *sandjordarna* är tjällyftningsförmågan — utom i vissa undantagsfall[1] — praktiskt taget ingen. På obelastad mark kan den uppgå till sammanlagt högst 1 cm; vid en belastning av storleksordningen 100 gr/cm² eller därutöver är den reducerad till noll (eller uppgår på sin höjd till någon mm).

All tekniskt betydelsefull tjällyftning beror på vattentillförsel till tjälgränsen. Denna sker nästan alltid genom *kapillärvattenströmning, = kapillär uppsugning*, (vanligen underifrån, ehuru den givetvis även kan ske delvis eller nästan helt *från sidan*, beroende på de lokala markförhållandena). En god

[1] Någon gång kan även i naturen sand vid frysning utgöra ett slutet system — om sandlagret nämligen vilar på praktiskt taget ogenomsläpplig undergrund: fast berg, sprickfri lera el. dyl., och denna undergrund bildar en sluten skål eller bassäng. Då en dylik bassäng på hösten givetvis är vattenfylld, kommer sanden här att vid tjälning höja sig, intill det givna maximibeloppet av 2 à 3 cm per meter tjäle. Ur teknisk synpunkt saknar detta i det närmaste all betydelse, då sand såsom byggnadsgrund även av andra orsaker väl nästan aldrig kan behållas i detta extremt odränerade tillstånd.

Betonas bör emellertid, att sanden vid frysning i sådant läge även blir partiellt *israndig* — vid rörfrysförsöken uppträdde isränderna i den understa, sist frysande delen, dit det ur den övriga delen utpressade vattnet undanträngts. Om belastningstrycket är mycket ringa, som t. ex. är fallet i själva markytan, underlättar detta givetvis i hög grad uppkomsten av sådan israndning.

illustration till den kapillära vattenuppsugningsprocessens avgörande betydelse för tjällyftningen erbjuder vidare det i fig. 34 återgivna försöket.

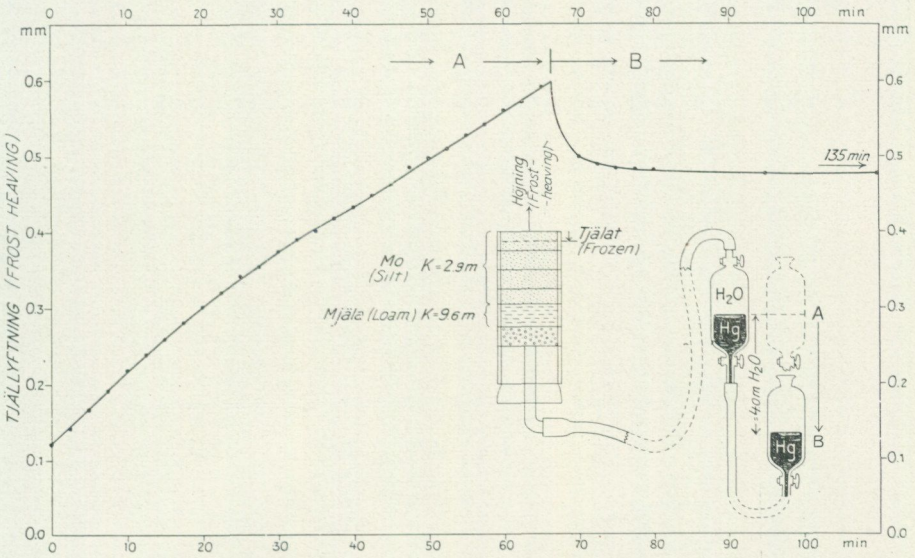


Fig. 34. Tjällyftningskurva erhållen vid frysförsök, med försöksanordningar enl. den infällda bilden. Jordart n:r 8, grov finmo, med kapillaritet = 2.9 m, men mellan denna och det vattenförande sandlagret i bottnen ett lager av mjäla (Bw 19) med kapillaritet $K_M = 9.6$ m. Till en början frysning vid ytterst obetydligt kapillärtryck blott några centimeter (läge A av den rörliga kvicksilverbehållaren), varvid tjällyftningskurvan A erhölls. Därpå sänktes plötsligt kvicksilverbehållaren till läget B, motsvarande ett undertryck 4.0 m vatten. Då mojordens kapillaritet (2.9 m) därmed överskreds, sjönk sålunda kapillärvattenytan i jordpelaren tills den nådde mjälans överyta, där den förblev stående. I tjällyftningskurvan återspeglas detta i form av en hastig, asymptotiskt avklingande sänkning, beroende på sammanpressningen till följd av tryckstegringen. Sedan sänkningen avstannat förblev läget oförändrat, d. v. s. ingen som helst tjällyftning ägde rum, oaktat frysningen fullföljdes ännu en halvtimme längre än diagrammet visar.

Detta är synnerligen karakteristiskt i betraktande av de rådande omständigheterna: den frysande jordarten endast under obetydligt tryck (= belastningstrycket, 50 gr/cm²), sedan kapillärtrycket »släppt», med en vattenhalt blott ytterst obetydligt under kapillär mättnad, och med ett avstånd till det kapillärt fyllda mjälalagret av endast c:a $3^1/_2$ cm. Då emellertid kapillärtrycket därstädes var 4 m, och den frysande jordens kapillaritet blott 2.9 m kunde någon kapillär uppsugning ej äga rum. Också skedde ingen som helst tjällyftning.

Diagram of frost-heaving, at a freezing test, the arrangements of which are shown in the figure. At the beginning of freezing capillary subpressure low (the mobile mercury-vessel in position A), and the corresponding frost-heaving = A. When the capillary subpressure became great — = 4.0 m water (the mobile mercury-vessel at B) — the heaving totally ceased as the capillarity K of the freezing soil (a coarse silt with K = 2.9 m) was exceeded. But the loam layer, with its capillarity of 9.6 m, was still capillarily saturated, holding the capillary surface resting at its top-level.

In spite of the freezing silt being only a few centimeters' distance from the capillarily saturated loam, no heaving occurred, a fact that illustrates the dominating rôle of capillary suction for frost-heaving. Here all forms of water-transport could act, except capillary flow; and owing to the prevention of capillary suction no frost-heaving appeared.

Tjällyftningen genom vattenuppsugning till tjälgränsen.

1. Tjällyftningsprocessens teoretiska förutsättningar.

Eftersom de fasta mineralpartiklarna i en jordart icke utvidgas genom avkylning (utan tvärtom, ehuru visserligen ytterst obetydligt, sammandragas), måste det faktum, att ett jordparti i sin helhet vid tjälning utvidgas, innebära,

att de fasta jordpartiklarna i motsvarande grad avlägsnas från varandra — inom jordmassan i dess helhet eller i vissa delar, resp. utmed vissa ytor. Studiet av tjälstrukturen på tjällyftande mark — den isskiktade tjälen — gav ju vid handen, att denna process sker på sistnämnda sätt, alltså längs vissa ytor, där jordmassan pressas isär av växande islager, vilka, vid ensidigt riktad utvidgning, i genomsnitt orienteras vinkelrätt mot utvidgningsriktningen.

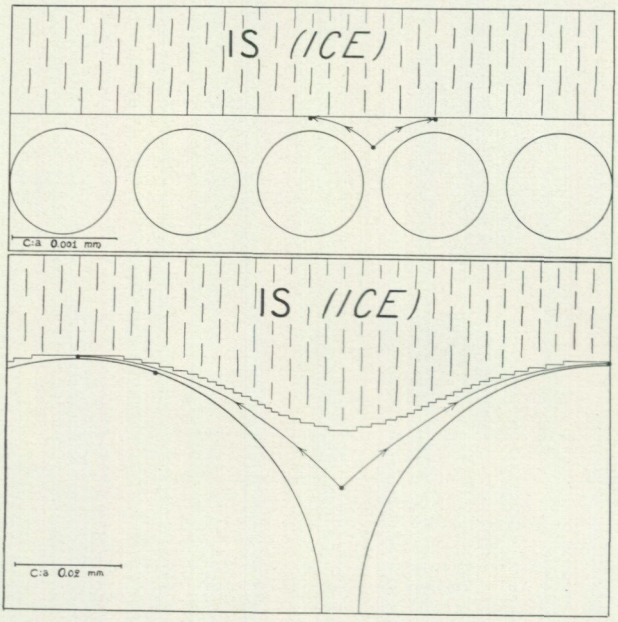


Fig. 35. Schematisk detaljbild av tjälgränsen, eller kontakten mellan en växande iskristall och de underliggande jordpartiklarna (schematiserade till klot) i två olika jordarter. Den övre motsvarar ungefär en lera, den undre en grov finmo; observera att den övre bildens skala är omkring 20 ggr större än den undres.
Punkterna och pilarna visa den (längsta) distans från pormynningen, som vattnet måste transporteras, för att tjällyftning skall komma till stånd.

Schematic detail-picture of the frost-limit, or the contact between a growing ice-crystal and the underlying soil-particles (drawn as spheres), in two different coarse soils: the upper one a clay, the lower one a coarse silt or fine sand.
The points and the arrows show the maximum instances, from pore mouths to ice-surface, that the water-molecules have to move in order to cause frost-heaving.

Därvid gäller följande: För att de växande iskristallerna skall kunna åstadkomma utvidgning, måste de skjuta undan partiklarna framför sig, varför fordras att *nya vattenmolekyler skola kunna vandra in emellan iskristallen och de partikelytor mot vilka den vilar*. Fig. 35 illustrerar detta förhållande närmare.

Bilden återger schematiskt förhållandena i själva tjälgränsen vid tjälning av en grövre och en finkornigare jord (obs.! olika stark förstoring!). Iskristallens underyta vilar icke direkt mot jordpartiklarna utan mellanlagras av adsorptionsvattenhinnan. Antag nu, att iskristallen (i beröringspunkten) växer nedåt, genom att till sig anlagra ett molekylskikt taget från adsorptionsvattenhöljet. Detta blir härigenom tunnare, och strävar — i överensstämmelse

med adsorptionshöljenas redan beskrivna mekaniska effekt — att återvinna sin jämviktstjocklek, genom attraktion av vattenmolekyler från sidan.

I en grov jordart bliva adsorptionsskikten dels mycket vidsträckta — d. v. s. den väg som skall tillryggaläggas vid molekylvandringen mycket lång — dels tunna och hopklämda. Den fria passagen blir sålunda mycket smal, och omfattar de innersta, hårdast bundna och därför minst rörliga molekylskikten. I en finkornig jordart däremot äro adsorptionsskikten »korta» och relativt tjocka, och molekylarströmningen kan ske med mycket större hastighet. Avgörande för tjälskjutningen är diffusionshastigheten, den molekylära rörligheten, i adsorbtionsskikten mellan jordpartiklarna och isen. I en grövre jordart är denna ringa eller t. o. m. praktiskt taget noll (som t. ex. i sand); någon tjälskjutning kommer icke till stånd, utan isen växer successivt ned genom porhalsarna, och omsluter partiklarna. I en finkornig jordart däremot, t. ex. en lera eller mjäla, strömmar molekylerna snabbt genom adsorptionsvattenhöljena till underytan av den växande iskristallen, vilken sålunda relativt sett skjuter partikelsystemet framför sig — i själva verket lyfter den ju i stället sig själv och överliggande massor. Så bildas ett isskikt, vilket teoretiskt kan nå obegränsad mäktighet; om avkylningshastigheten är större än vattentillströmningen, bildas dock snart kring lämpliga kristallisationscentra nya isskikt längre ned, vilka spärra vattentillförseln till de övre, o. s. v.

Sålunda förklaras osökt de funna skillnaderna vid olika grova jordarters tjälning. Men adsorptionsskiktens rörlighet är även beroende av *trycket*. Med ökat tryck klämmas skikten ihop, rörligheten minskas; man skulle sålunda vänta att tjälskjutningshastigheten undergick motsvarande minskning. Detta är också i allra högsta grad fallet, som Taber experimentellt visat (Taber 1929). I naturen framgår det särskilt tydligt därav, att grövre jordarter, t. ex. grovmo, i obelastad yta vid riklig vattentillgång — t. ex. i skärningsslänt — bli israndiga och tjällyftande, och i tjällossningen flytande, medan de i vägkropp, utsatta för belastningen av den överliggande vägbanan, icke äro tjälfarliga.

Kvantitativt exakt kunna dessa förhållanden belysas endast på experimentell väg. De av Taber publicerade frysförsöken vid olika tryck ha emellertid icke utförts under sådana betingelser, att tryckeffekten ens tillnärmelsevis kan anges kvantitativt. För att utreda dessa förhållanden har en annan försöksmetodik utarbetats, för vilken nedan skall redogöras.

2. Experimentella försök. Apparatur och metodik.

Den största svårigheten vid rörfrysförsök (frysning av i rör inneslutna jordpelare) ligger i effekten av friktionen mellan jordpelare och rörvägg. När den frysande jordpelaren förlänges, sker ju en glidning, en del av jordpelaren förskjutes i röret, och för att övervinna friktionsmotståndet kräves ett visst extra tryck, som alltså gör sig gällande i tjälgränsen. Detta avsevärda, vanligen mycket ojämna, tryck blir för grövre, tryckkänsliga, jordarter mycket betydande, och häri ligger orsaken till att tidigare rörfrysförsök givit synnerligen egendomliga resultat, helt avvikande från de i naturen empiriskt konstaterade förhållandena.

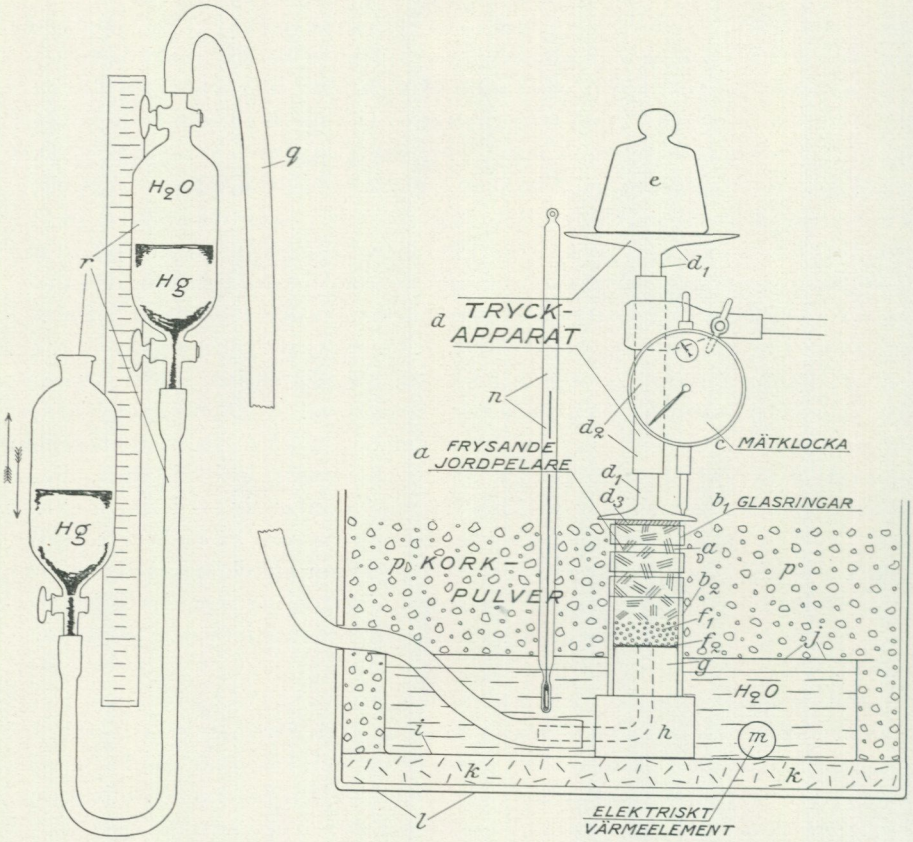


Fig. 36. Apparatur för *frysanalys* (för bestämning av tjällyftningshastighet vid olika belastnings- eller kapillärtryck). Högra delen är placerad i ett kylskåp med dubbelt glasfönster och inre belysning (se fig. 38). Jordpelaren a är packad i ett rör, sammansatt av glasringar (b_1) samt ett bottenrör (b_2), med buffert (f) av sand (f_1) och metalltrådsnät f_2, samt en genomborrad gummipropp (g). Jordprovet täckes av metallplattan d_3, och därpå vilar tryckapparaten d, bestående av den i röret d_2 i vertikalled rörliga delen d_1, vars övre platta kan belastas med vikter (e). Mot den undre plattan vilar mätklockan c, graderad i 1/100 mm, och varpå rörelsen avläses. Glasröret med jordpelaren stöder på den u-formade bufferten h, placerad i det vattenfyllda kärlet i, täckt av locket j, och vilket står på korkplattan k i lådan l. Vattnet i kärlet i kan uppvärmas genom det elektriska värmeelementet m, och dess temperatur avläsas på termometern n. Lådan l är i övrigt fylld med korkpulver p.

Från jordpelaren går den vattenfyllda rör- och slangledningen (vakuum-slang!) q, vilken ledes genom ett borrhål i kylskåpsväggen, och där utanför står i förbindelse med tryckapparaten r, genom vars höj- och sänkbara del önskat undertryck (i jordpelaren verksamt som kapillärtryck) kan erhållas.

Jämför f. ö. fig. 38, som visar kylskåpet jämte kapillärtryckapparaten.

Author's apparatus for freezing test on small soil-samples, i. e. for determination of frost-heaving rate at different pressures (load-pressures or capillary pressures). The right part is placed in a small freezing chamber with double window and internal electric light. The soil-column (a) is placed in a segmented glass tube (b), built up of glass rings (b_1; 32.5 mm diam. and 10 mm height), and a 50 or 100 mm high bottom tube (b_2) of the same diameter; the soil-specimen rests on a buffer (f) of sand (f_1), a copper net (f_2) and a rubber plug (g). The soil-column is covered with the nickel plate d_3, in contact with the lower disc of the pressure-apparatus d, on the upper disc of which (d_1) the load (e) is applied. The heaving is measured on the »measure-watch» c, graded in 1/100 mm. The soil-tube is placed in the water-filled pan i, where the water can be heated by means of the electric heat-element m, and its temperature measured on the thermometer n. The whole is carefully insulated by surrounding cork-powder, p. From the water-saturated soil-column a water-conduit q, consisting of a glass tube and a rubber vacuum-tube, leads through the wall outside the freezing chamber, where it is connected with two partly mercury-filled vessels r, by which different subpressures in the water can be produced, resulting in a compressing capillary pressure in the soil-column. The rubber tube may also be connected with a single water-container as shown in Fig. 37, A.

See also Fig. 38!

Ett sätt att undvika dessa svårigheter kunde tänkas ligga däri, att helt slopa röret, och alltså före frysningen avlägsna det fasta rörhöljet från den däri packade och stabiliserade jordpelaren. Emellertid är ifråga om vissa jordarter (särskilt de egentliga »jäslerorna») detta omöjligt, på grund av deras benägenhet att flyta ut åt sidorna. Vidare kan i så fall jordpelaren vid frysning motståndslöst utvidga sig i sidled, medan i naturen på normal mark utvidgning åt sidan förhindras av angränsande jordtryck, varför hela utvidgningen sker uppåt.

Problemet var då att med bibehållande av det fasta rörhöljet reducera glidmotståndet till det minsta möjliga. Efter en del försök befanns följande anordning vara den mest ändamålsenliga: Rörsystemet uppdelas i en serie korta sektioner,

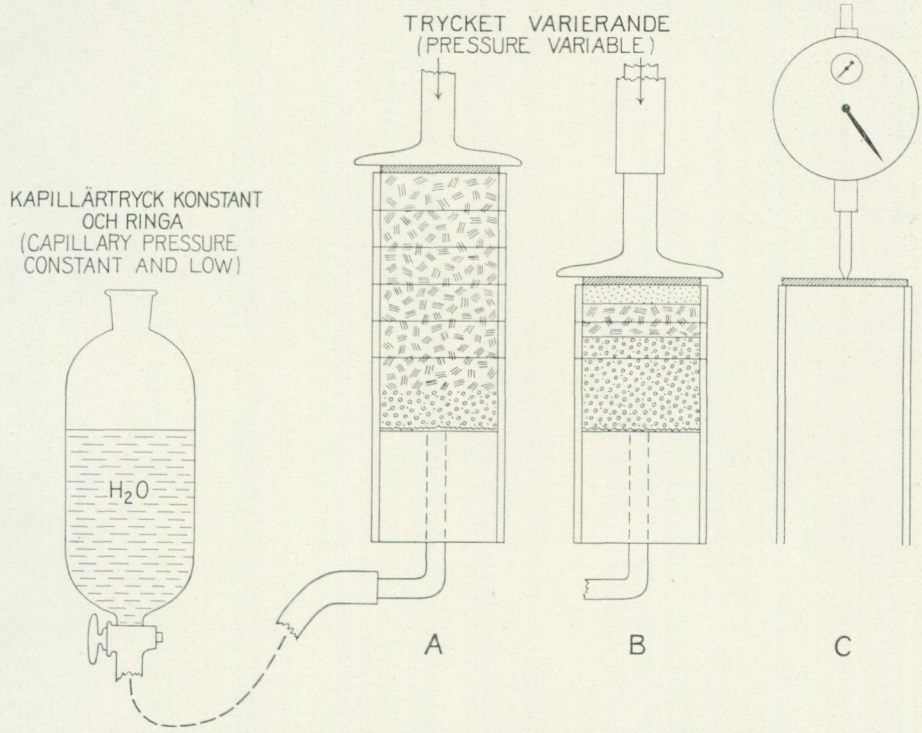


Fig. 37. Exempel på annan anordning av jordpelare och vattenbehållare (a och r i fig. 36).
A: Endast belastningstrycket varieras, medan kapillärtrycket hålles konstant och ringa, genom att slangledningen från jordpelaren ej är förbunden med kvicksilver-tryckmanometer, utan med en enkel vattenbehållare, med vattenytan blott några cm under jordprovet.
B: Packning av mycket svårgenomsläppliga jordar, särskilt vid bestämning av tjällyftning vid lågt tryck: endast ett helt tunt lager av den tjällyftande jorden, vilande på, och täckt av, sand (givetvis noga kapillärfylld!). Tryckökningen på grund av vattenmotståndet reduceras därmed till det minsta möjliga.
C: För att erhålla ringa tryck borttages tryckapparaten, och mätklockans spets vilar direkt mot den lilla metallplatta som täcker jordprovet.

Different arrangements of soil-columns and vessels (a and r in Fig. 36).
A: The capillary pressure constant and low, only the load-pressure varied. This arrangement is the most useful one for standard freezing tests.

B: In the case of very dense (impermeable) soils (clays), especially for determination of frost-heaving at a low total pressure, only a thin layer of the soil to be tested is applied, resting on and covered with intermediary sand (of course carefully capillarily waterfilled). The capillary pressure at the frost-limit, necessary to cause the water-flow through a dense material, thus is reduced to a minimum.
C: When a very low load-pressure is desired, the pressure-apparatus is removed, and the »measure-watch» is applied directly on the covering plate.

d. v. s. uppbygges av på varandra staplade, lösa ringar (fig. 36). Resultatet härav är, att glidningen endast behöver ske på mycket kort sträcka, understigande en ringhöjd; redan härigenom blir friktionen reducerad till en bråkdel. I detalj fungerar systemet sålunda: När tjälningen börjat, och den översta ringen frusit fast i överkanten, pressas under utvidgningens gång jordpelaren (relative ringen sett) nedåt, ut ur ringen. Därvid skiljer sig ifrågavarande ring från den underliggande, och springan mellan dem växer i proportion till utvidgningen, ända tills tjälen når ner till den underliggande ringens överkant, varpå denna fastfryser, och proceduren upprepas, o. s. v. Då hela systemet står på en fast botten lyftes i själva verket den tjälade delen i höjden, och för därvid med sig de fastfrusna rörsektionerna, varvid glidning sker allenast i den ring där tjälgränsen står, mellan tjälytan och ringens underkant.

För att ytterligare reducera den kvarvarande friktionen, har vanligen ringarnas insida överdragits med ett tunt vaselinlager. På så sätt har det av friktionen orsakade extratrycket minskats till praktiskt taget noll, och försöken kunnat utföras störningsfritt.

De enda tryck som sålunda verkat i tjälgränsen har varit det yttre belastningstrycket samt kapillärtrycket. För att åstadkomma olika belastningstryck har använts den å fig. 36 synliga tryckapparaten, på vilken önskade vikter kan placeras. Givetvis har mätklockans fjäder- och friktionstryck inberäknats (liksom naturligtvis den rörliga delens egen vikt). När låga tryck önskats, har på tryckapparaten anbringats »negativ vikt» (hissanordning), resp. har tryckapparaten uteslutits, och mätklockans spets anbringats mot en jordpelarens överyta täckande lätt metallplatta.

Önskat *kapillärtryck* har åstadkommits genom en slangledning från jordpelarens botten ut till en utanför kylskåpet befintlig reglerbar hydrostatisk tryckapparat (fig. 36 r). Härigenom kan trycket vid jordpelarens botten bestämmas. För att erhålla vattentrycket vid tjälgränsen, måste härtill adderas tryckförlusten i samband med vattenströmningen genom jordpelaren, vilken kan exakt beräknas ur vattenströmningshastigheten ($^9/_{10}$ av den observerade tjällyftningshastigheten) när genomsläppligheten är känd (se sid. 140). Vanligen har dock endast belastningstrycket varierats, och kapillärtrycket hållits konstant och ringa, varvid jordpelaren stått i förbindelse med en enkel vattenreservoar, med vattenytan några cm under jordprovet (fig. 37).

Höjningens storlek har bestämts genom anbringande av en vanlig s. k. mätklocka, graderad i $^1/_{100}$ mm, och på vilken höjdförändringarna kan avläsas med noggrannhetsgraden c:a $\pm$ 0.001 mm. För att möjliggöra kontinuerlig observation utan öppnande av kylskåpsdörren, har i densamma infällts ett dubbelt glasfönster (mellanrummet lufttorkat med $CaCl_2$), och vidare elektrisk belysning anbringats inne i skåpet.

Det använda kylskåpet (fig. 38) är försett med ett Frigidaire kylaggregat; för att möjliggöra någorlunda konstant temperatur har standardtemperaturregulatorn avkopplats, och ersatts med en kvicksilvertermostat. Därigenom har en temperaturkonstans av c:a $\pm$ 0.3° C uppnåtts. Jordpelaren har anbringats i kylskåpet i vertikalt läge, i sidled värmeisolerad med korkpulver, som ifyllts upp till jämnhöjd med pelarens överyta. Rörsystemets nederända har till ett par cm djup hållits nedsänkt i en vattenbehållare, där vattentemperaturen reglerats genom ett elektriskt värmeelement, med mellankopplat ställbart motstånd. Vattentemperaturen har avlästs på en lång termometer, nedstucken genom korkisoleringen.

Försöken ha vanligen tillgått så, att med vissa tidsintervall (vanligen av storleksordningen 1—5 min.) mätklockan avlästs, siffran protokollförts, samt därefter omedelbart inprickats i ett diagram med koordinaterna tid : höjdläge, så att kurvan för höjningen med avseende på tiden erhållits successivt under försökets gång. Därigenom har förloppet kunnat överblickas, eventuella störningar genast upp-

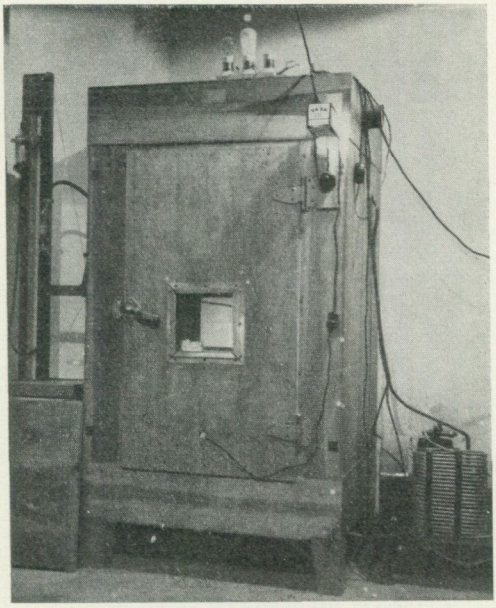


Fig. 38. Exteriör av det använda kylskåpet jämte utanför detsamma monterad apparatur.
Photo of the freezing chamber and the exterior apparatus connected with it.

täckas och deras orsaker efterforskas. — Samtidigt med mäturets ställning har vanligen också lufttemperaturen avlästs och protokollförts, samt alltsomoftast vattentemperaturen (relativt sakta föränderlig). Belastning och kapillärtryck har visserligen varierats, men efter varje ändring hållits konstanta under viss period.

Vanligen har försökens ändamål varit bestämning av *höjningshastigheten vid olika tryck*. I dessa fall har visst tryck anordnats, frysningen fått pågå och höjdlägena avlästs, tills höjningskurvans förlopp på tillräckligt lång sträcka blivit rätlinigt, då trycket ändrats, effekten observerats på mäturet, och frysningen vid det nya trycket fått fortgå tills höjningshastigheten på nytt blivit konstant (kurvan rak), då på nytt tryckändring vidtagits, o. s. v. (fig. 41).

I andra fall, då ändamålet varit att bestämma höjningshastighetens eventuella beroende av tjälningshastigheten, har trycket hållits konstant under hela frysningen, och i stället temperaturen och därmed fryshastigheten varierats.

3. Tjällyftningen oberoende av fryshastigheten.

Iakttagelser såväl i naturen som vid tidigare frysförsök i »halvstor skala» (se Beskow 1928 och 1929 a) visade tydligt, att tjällyftningens hastighet (höjningen per tidsenhet) måste vara åtminstone tillnärmelsevis oberoende av tjälningshastigheten (den hastighet varmed tjälgränsen förflyttas nedåt),[1] något som även ur teoretisk synpunkt vore att vänta.

[1] Detta innebär samtidigt att höjningshastigheten är oberoende av *frysningshastigheten* [den mängd vatten som fryser per yt- och tidsenhet] eller avkylningshastigheten, under förutsättning att denna är stor nog att möjliggöra frysning av hela den vattenmängd som kan uppsugas. Överskrides detta minimimått, innebär det, att tjälen förflyttas nedåt, och denna hastighet [»tjälnings-

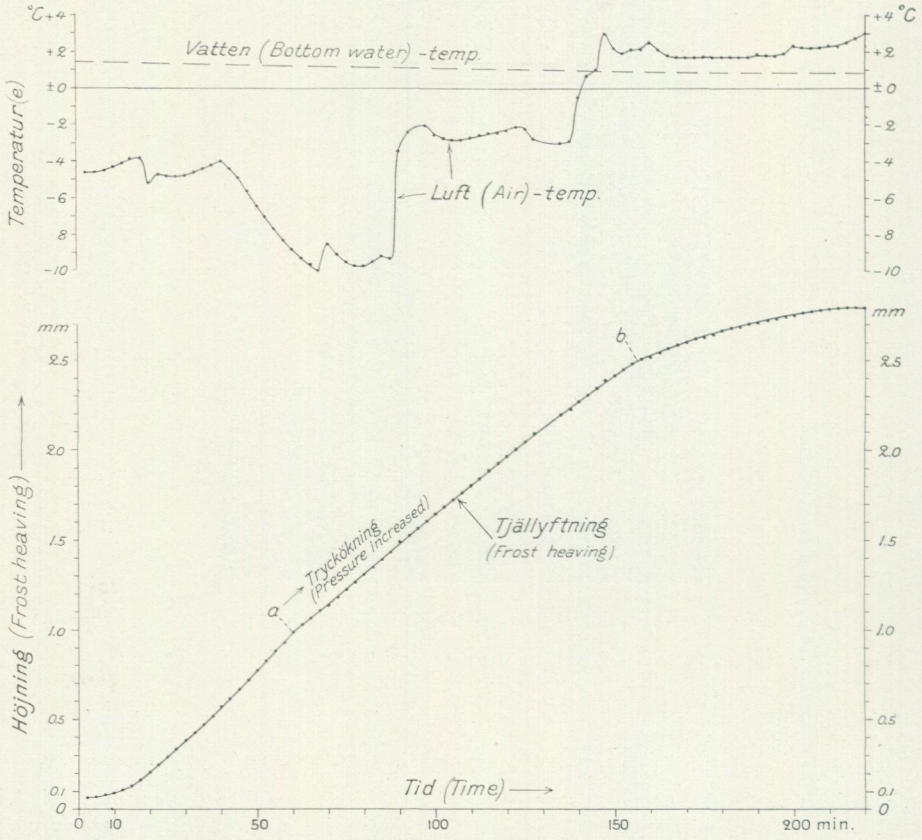


Fig. 39. Diagram visande tjällyftningshastighetens oberoende av tjälningshastigheten. De stora variationerna i lufttemperatur, och därmed fryshastighet, inverka icke på tjällyftningskurvans förlopp, förrän, i samband med lufttemperaturens höjning över 0° C, minimigränsen (se noten sid. 77!) underskrides, och höjningskurvan plötsligt böjer av (punkt b), och därefter ungefär hyperboliskt avtager tills den blir horisontell (frysningen helt upphörd), då den böjer av nedåt (smältning; diagrammet här avskuret).

Obs.! Orsaken till knäet vid punkt a sannolikt ökat tryck genom friktionsökning i mätklockan. Jfr fig. 40, där dylikt saknas. Jordart: M 102, mjälig finmo. Tryck: c:a 50—60 gr/cm². Försöksdatum: $^{12}/_{4}$ 1933.

Diagram showing frost-heaving rate being independent of freezing rate. Variations in air-temperature, causing variation in freezing rapidity, have no effect on the frost-heaving curve, which runs as a straight line. Only when freezing — i. e. the conduction of heat — is not great enough to balance the possible water-suction, will frost-heaving be a function of freezing rate. This is the case at the end of the freezing, when the air-temperature is raised above 0° C, and thus heaving suddenly begins to slacken. In such cases frost-limit is no longer moving downwards, but rests at the level reached, where a thick ice-layer will be formed, assumed the slow freezing goes on long enough. Soil-specimen: intermediary silt, M 102. Load-pressure: 50—60 gr/cm².

---

hastigheten»] är det som höjningshastigheten är oberoende av. Men när minimigränsen är nådd balanserar frysningen lagom den uppsugna vattenmängden, och tjälgränsen står stilla, under utbildning av ett växande islager; minskas fryshastigheten ytterligare, står tjälgränsen likaledes stilla, men då blir den vattenmängd som uppsuges till och fryser i tjälgränsen proportionell mot avkylningshastigheten. Vid avkylningshastighet *under minimigränsen* [alltså vid stillastående tjälgräns] är tjällyftningshastigheten direkt proportionell mot fryshastigheten eller avkylningshastigheten [värmeförlust per tidsenhet i tjälgränsen].

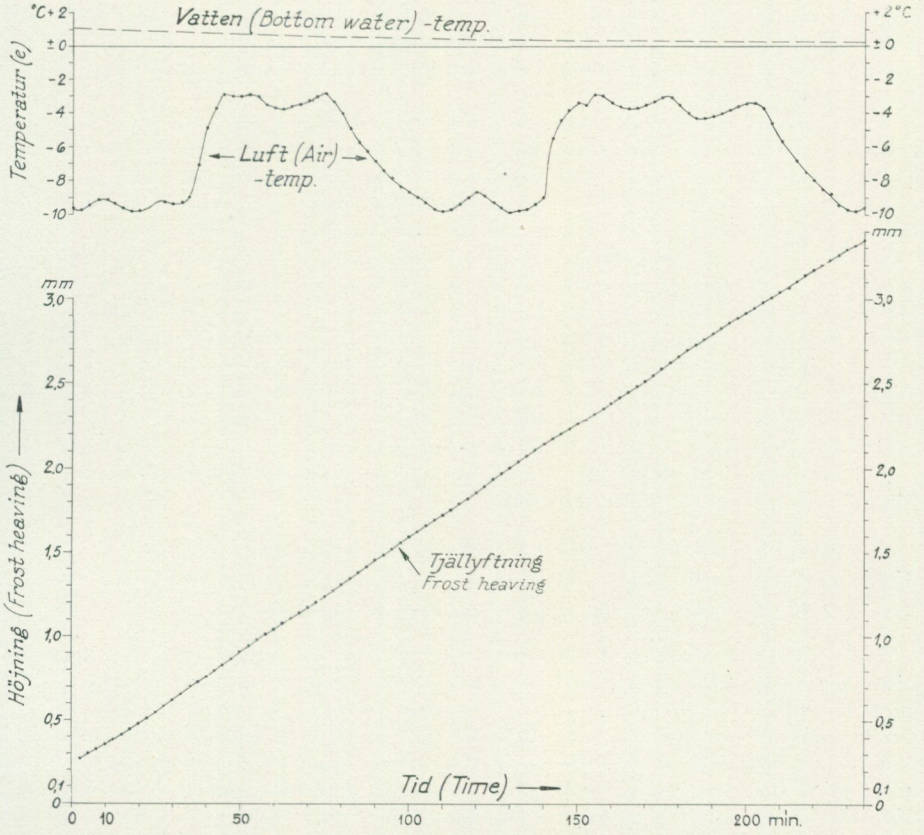


Fig. 40. Ett annat exempel på de frysförsök som visa tjällyftningshastighetens oberoende av tjälningshastigheten. Helt analogt med fig. 39, endast att slutfasen är utelämnad. Jordart: Bw 19, svårartad flytmjäla. Tryck: 410 gr/cm². Försöksdatum: $^{21}/_{4}$ 1933.

Another example of the same freezing tests as shown in Fig. 39, illustrating the independence of frost-heaving of freezing rapidity.
Soil: very fine silt, Bw 19. Pressure: 410 gr/cm².

Vid de nya frysförsöken har, som antytts, denna fråga kunnat med betydligt större noggrannhet prövas. Proven har utförts med olika jordarter, med under försökets gång konstant belastnings- och kapillärtryck, men med starkt varierande lufttemperatur. Lufttemperaturens växling har fördelats i tillräckligt långa perioder, alltså under t. ex. c:a en timme — 2° C, därpå under en lika lång period t. ex. — 10°, o. s. v., så att med visshet avsevärda ändringar i fryshastighet hunnit åstadkommas. Bottentemperaturen har hållits i det närmaste konstant, helt sakta sjunkande, och hela tiden mycket nära noll, för att undvika onaturligt hög temperaturgradient och därav föranledd fara för avsmältningstendenser underifrån vid lufttemperaturhöjningarna.

Kurvorna för ett par av försöksserierna återges i fig. 39—40. Som därav synes, förlöper under pågående frysning höjningskurvan praktiskt taget alldeles rakt, oberoende av de mycket stora temperaturolikheterna och därpå beroende olikheter i tjälningshastighet. De mycket svaga, oregelbundna undulationer som kunna iakttagas sakna samband med temperaturvariationerna; de äro att hänföra till oregelbundenheter i försöksbetingelserna. Även vid omsorgsfull packning av en

naturlig jordart kan det naturligtvis lätt inträffa, att sammansättningen inte blir fullkomligt jämn, utan vissa nivåer innehåller något mer finkornigt material än andra, eller att elektrolythalten varierar, för vilka skillnader tjällyftningshastigheten är synnerligen känslig.

Tjällyftningen är sålunda helt oberoende av tjälningshastigheten. Av stort intresse är att iakttaga, huru vid försökets slut, när lufttemperaturen höjts över o° C, kurvan plötsligt böjer av, för att i en jämn båge mer eller mindre hastigt uppnå horisontellt förlopp, och, om försöket fortsätter, snart nog förlöpa nedåt. Den senaste fasen återspeglar det förhållande, att frysningen upphört och i stället smältning vidtager. Det viktiga är emellertid den plötslighet varmed avböjningen inträder — vilket visar, att lyftningen försiggår med konstant hastighet ända tills det ögonblick då den ovan (noten sid. 77) nämnda gränsen passeras, där värmeavförseln (»frysningen») inte längre förmår hålla vattenuppsugningen stången, d. v. s. inte förmår frysa hela den uppsugna vattenmängden; härefter blir höjningen direkt proportionell mot avkylningen, d. v. s. i detta fall hastigt avtagande. (Att avböjningen inträffar först någon tid efter den lufttemperaturhöjning varvid o-strecket passerats, beror givetvis på tjälens och tryckapparatens värmekapacitet — »deras magasinerade köld» — varigenom en temperaturändring vid ytan når tjälgränsen mer eller mindre fördröjd.)

Försöken ha alltså helt bestyrkt det på fältiakttagelser och grövre försök tidigt grundade antagandet (Beskow 1928, 1929 a och följ.), att, vid konstant tryck, *tjällyftningen är oberoende av tjälningshastigheten.*

Framhållas bör emellertid, att detta äger fullständig giltighet endast för relativt genomsläppliga jordar. Genom vattnets utvidgning vid frysning frigöres ju motsvarande vattenmängd av c:a 10 %, vilken bidrager till tjällyftningen och sålunda kan subtraheras från den vattenmängd som måste uppsugas för att åstadkomma en viss tjällyftning. Denna vattenmängd, som inte behöver uppsugas, är proportionell mot tjälningshastigheten, och i svårgenomsläpplig jord får dess variationer en avsevärd inverkan på kapillärtrycket vid tjälgränsen, beroende på de stora kapillärtryck som krävas för själva uppsugningen. I svårgenomsläpplig jord blir därför tjällyftningshastigheten i viss grad avhängig av tjälningshastigheten, men detta har sålunda sin grund i tryckvariationer; lagen om tjällyftningens oberoende av tjälningshastigheten förutsätter konstant totaltryck i tjälgränsen. Så snart det gäller avsevärt tjällyftande mark är dock denna inverkan av tjälhastigheten under alla omständigheter ringa, och praktiskt betydelselös.

Praktiskt är denna omständighet av stor vikt. Emedan med ringa approximation tjällyftningen är ett mått på den till tjälgränsen uppsugna vattenmängden, kan den ovanstående regeln även formuleras så, att *den till tjälgränsen per tidsenhet uppsugna vattenmängden är oberoende av tjälens nedträngningshastighet* (förutsättningen är givetvis alltjämt att avkylningen fyller det ovan angivna minimimåttet). Då tjälningen sker långsamt kommer alltså det på viss tid uppsugna vattenöverskottet att fördela sig på ringa jordvolym (ringa lagermäktighet), när den sker hastigt däremot på stor. Tjälens vattenhalt (återspeglad i isskikten) registrerar alltså tjälningshastighetens variationer (i naturen variationer i lufttemperatur och snötäcke); isrika nivåer äro bildade vid långsam tjälning, isfattiga vid hastig.[1] Då bärighetsnedsättningen i tjäl-

[1] Förutsätter någorlunda enhetlig jordsammansättning; vid växling mellan olika jordlager tillkommer härav betingade olikheter i tjälens ishalt.

lossningen beror på det frigjorda vattenöverskottets storlek, får vattenhaltens fördelning i tjälen och därmed fryshastigheten stor vägteknisk betydelse (se Beskow 1928).

4. Tjällyftningen som funktion av kornstorlek och tryck.

Den omständigheten, att tjällyftningen är oberoende av tjälningshastigheten, förenklar avsevärt den exakta beräkningen av tjällyftningen som funktion av övriga fysikaliska faktorer; till en början därigenom, att frysförsöken kunna verkställas och jämföras oberoende av tjälningshastigheten. Tidigare undersökningar hade visat kornstorlek och tryck som de viktigaste bland dessa faktorer. Försöken

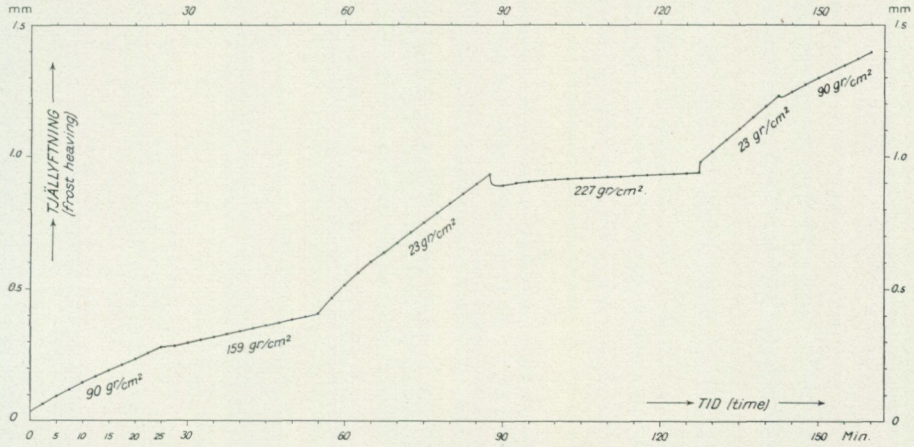


Fig. 41. Exempel på kurva för tjällyftning med avseende på tiden (jfr fig. 39—40) vid olika belastnings- eller kapillärtryck. Mot ett visst tryck svarar en viss lutning på kurvan, d. v. s. en viss tjällyftningshastighet. Man får sålunda kurvan uppdelad i olika avsnitt, med ett knä för varje gång trycket ändrats. Vid varje avsnitt står trycket angivet i gr/cm². Jordart: renslammad fraktion 0.01—0.005 mm.
Ur diagram av denna typ erhålles tjällyftningshastigheten för olika tryck, och kurvan härför kan konstrueras (fig. 42—44).

Diagram showing frost-heaving at different pressures (load or capillary). To every pressure corresponds a special inclination of the curve, i. e. a special frost-heaving rate. The frost-heaving per hour is measured on the straight parts of the curve, i. e. where the heaving rate has become constant, and by use of these values the diagrams of types Figs. 42—44 are drawn.
Soil-specimen: pure fraction, 0.01—0.005 mm particle-size (equivalent diameter).

ha därför väsentligen åsyftat att fastställa dessa faktorers kvantitativa betydelse, genom att på olika grova jordar bestämma tryckets betydelse för tjällyftningshastigheten.

Vid varje försöksserie har jordarten varit konstant och trycket varierats; antingen belastningstrycket eller kapillärtrycket, stundom bägge. Som ovan nämnts, har vid visst tryck frysningen fått fortgå tills höjningshastigheten under betryggande tid visat sig konstant, d. v. s. höjningskurvan rak. För kontrollens skull har i serien av växlande tryckintervall alltsomoftast ett visst konstant »jämförelsetryck» fått återkomma, vid vilket alltså tjällyftningen skall visa samma värde. Grafiskt bildar resultatet av ett frysförsök en höjning-tid-kurva, sammansatt av ett stort antal avsnitt, vardera begynnande med en parabolisk krökning (uppifrån sett konkav eller konvex, allteftersom tryckändringen inneburit en ökning eller minskning) snart övergående i en rak linje av olika lutningsgrad (fig. 41). Lutningsgraden är ett mått på höjningshastigheten; höjningshastigheten har också i regel bestämts

grafiskt, genom att inrikta en linjal längs det raka kurvavsnittet, och på mm-rutnätet avläsa tangens för vinkeln mot x-axelriktningen, eller förhållandet höjning : tid, sedermera omräknat i lämpliga enheter. För varje tryck erhålles alltså ett visst värde på tjällyftningshastigheten[1]; härur kan, när tillräckligt många punkter erhållits, *kurvan för tjällyftningshastighetens beroende av trycket* konstrueras (fig. 42—44).

Tjällyftningen som funktion av trycket.

Det i tjälgränsen verksamma trycket är sammansatt av två komponenter: dels det yttre belastningstrycket, dels kapillärtrycket. Kapillärtrycket i porvattnet

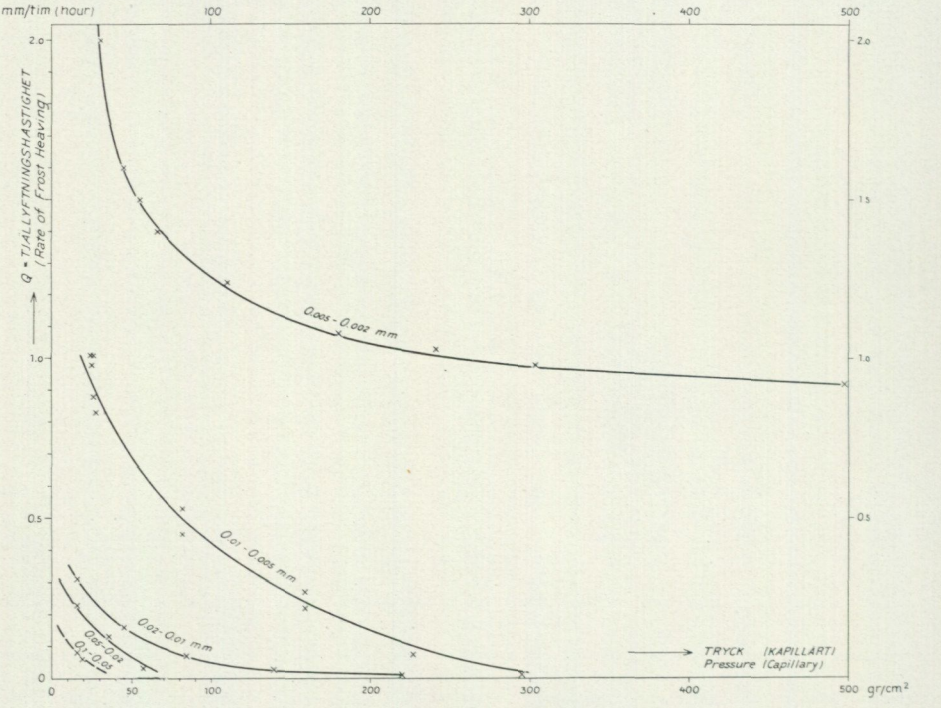


Fig. 42. Kurvor för tjällyftningshastighet med avseende på trycket, erhållna ur primärkurvor för tjällyftning: tid vid olika tryck, i enlighet med fig. 41. Trycket = kapillärtryck (däri endast ingående det obetydliga belastningstrycket av metallplattan och mätklockan, c:a 16 gr/cm²). Jordarter: Atterbergs renslammade fraktioner.

Diagram of frost-heaving rate as a function of pressure, constructed from diagrams of type Fig. 41. Pressure here = mainly capillary pressure (only 16 gr/cm² load-pressure). Soils: pure fractions.

är visserligen negativt, men detta åstadkommer som nämnt ett motsvarande positivt, sammanklämmande tryck på partikelsystemet, och det är denna positiva tryckeffekt på jordarten som här avses.

För att konstatera huruvida dessa tryck orsakade lika verkan, utfördes jämförande försök, där alltså ett och samma jordprov ena gången fick frysa under vari-

[1] När ett och samma tryck återkommer vid olika tillfällen under frysningen, visar tjällyftningshastigheten vanligen icke helt identiska värden, beroende på oregelbundenheter i försöksbetingelserna [olika packning, olika friktionstryck etc.]. Variationen är mestadels icke mycket stor, men dock betydande; därför har vanligen flera bestämningar utförts vid varje tryck.

erande belastningstryck (och konstant, mycket ringa kapillärtryck), andra gången under varierande kapillärtryck (och konstant, minsta möjliga belastningstryck). Upprepade dylika parallellförsök med ett par olika jordarter visade, att, när trycken reducerats till samma enhet (gr/cm²), värdena för kapillärtryck och belastningstryck sammanföllo.

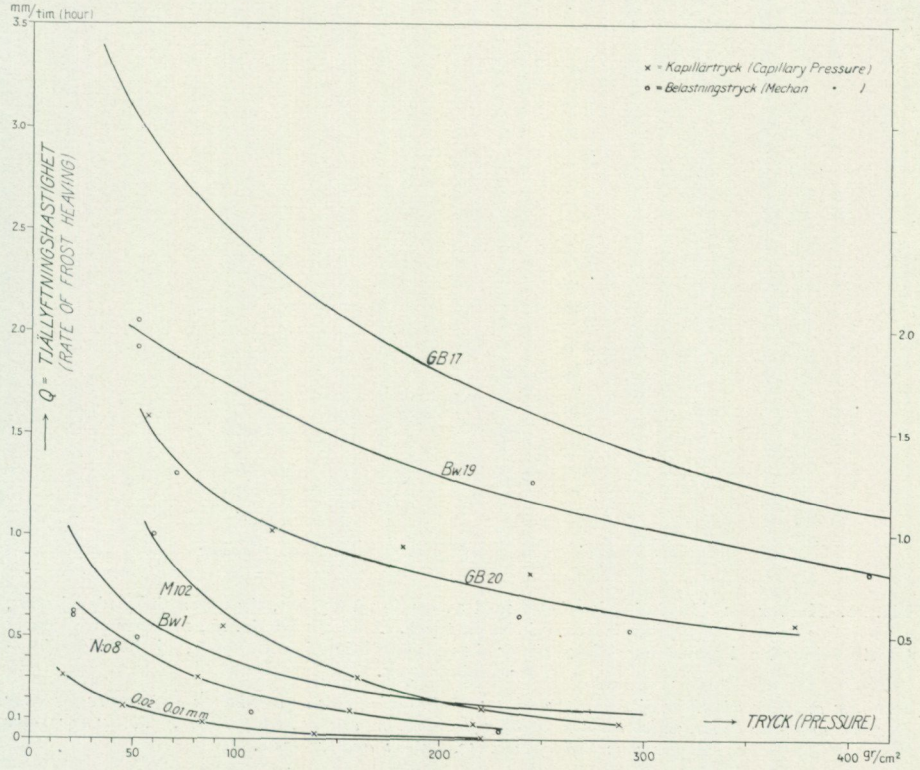


Fig. 43. Kurvor för tjällyftningshastighet med avseende på trycket, för ett antal olika grova naturliga jordar (jämte Atterbergs fraktion 0.02—0.01 mm). Analog med fig. 42.

Diagram analogous to that of Fig. 42, i. e. showing frost-heaving rate as a function of pressure for some natural soils, and the pure fraction 0.02—0.01 mm.

Kapillärtryck och belastningstryck äro alltså till sin verkan likvärdiga, och tjällyftningen kan sättas i relation till det vid tjälgränsen verksamma totaltrycket, vilket är summan av belastningstrycket och kapillärtrycket (det senare med omvänt tecken, alltså positivt).

Som av de anförda exemplen framgår (fig. 42—44), äro kurvorna för tjällyftningshastigheten med avseende på trycket av hyperbolisk typ. Frågan var, om dessa kurvor kunna uttryckas med en formel, nog enkel att (med den här gällande noggrannhetsgraden av försöksresultaten, d. v. s. av punkternas läge) kunna med säkerhet beräknas; vilket i ett sådant fall som detta endast kan prövas på grafisk väg.

Försöksvis antogs den enkla hyperbelformeln $x^n \cdot y = a$, eller, med de här använda beteckningarna, tjällyftningshastighet Q (cm/tim.) och tryck p (gr/cm²):

$$p^n \cdot Q = a$$

Av kurvornas form föreföll det à priori omöjligt att exponenten kunde ha värdet $n = 1$; ett värde av storleksordningen $n = 2$ syntes sannolikt. Till en början prövades därför exponentvärdet $n = 2$.

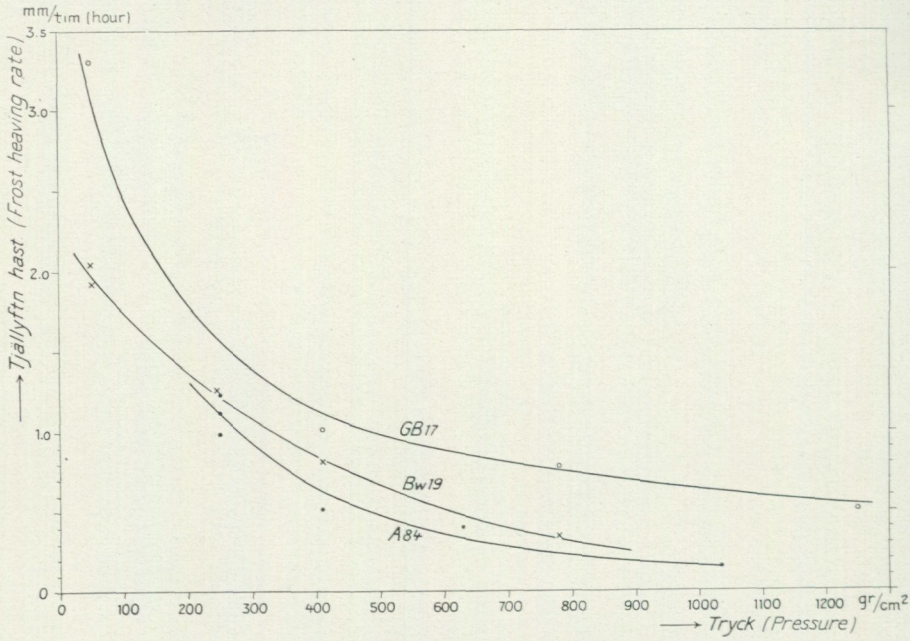


Fig. 44. Kurvor för tjällyftningshastighet med avseende på trycket, för några finkorniga jordar, vilka äro avsevärt tjällyftande även vid stora tryck. Analog med fig. 43, men annan skala. Obs.! Skillnaden i punktmarkering hänför sig endast till de olika kurvorna, ej till belastnings- eller kapillärtryck.

Diagram analogous to those of Figs. 42 and 43: frost-heaving rate as a function of pressure for some fine silts and silty loams, which are considerably frost-heaving also at high pressure. Partly the same diagram as that of Fig. 43, but on another scale.

Enklaste sättet att grafiskt pröva en högregradsformel är ju att välja koordinaterna så, att den reduceras till en förstagradsformel, alltså till en rät linje. $p^2 \cdot Q = a$ kan sålunda omskrivas antingen

$$a \cdot \frac{1}{p^2} = Q, \text{ eller}$$

$$p = b \cdot \frac{1}{\sqrt{Q}}; \quad (b = \sqrt{a})$$

I första fallet avsättes längs x-axeln $\frac{1}{p^2}$, medan på y-axeln Q bibehålles oförändrad; i andra bibehålles $x = p$ oförändrad, medan längs y-axeln $\sqrt{\frac{1}{Q}}$ avsättes. Vilketdera förfaringssätt som bör väljas är en lämplighetsfråga; av flera skäl är här det sistnämnda att föredraga. Fig. 45—46 visar ett antal så erhållna diagram för olika jordarter.

I stort sett falla observationspunkterna för varje jordart mycket väl utmed en rät linje; särskilt gäller detta när observationspunkterna äro talrika. För Atterbergs fraktion 0.01—0.005 mm blir den kurva som skulle konstrueras obero-

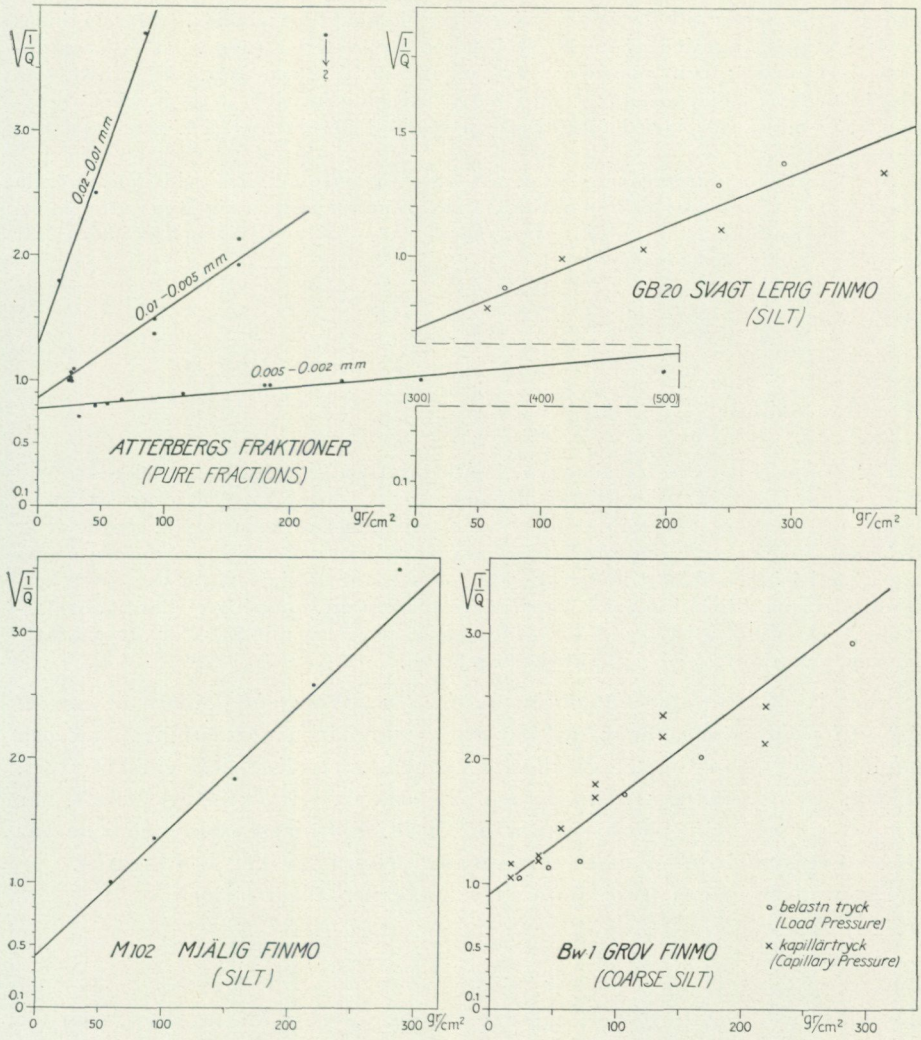


Fig. 45. Diagram grafiskt visande förhållandet mellan tjällyftningshastighet och tryck. På y-axeln: $\sqrt{\frac{1}{Q}} = \frac{1}{\sqrt{Q}}$ = inverterade värdet av kvadratroten ur tjällyftningshastigheten Q (mm/tim.), på x-axeln trycket i tjälgränsen.

Som synes fördela sig observationspunkterna för varje jordart utmed en rät linje, vilken skär y-axeln på ett avstånd från origo vilket ligger mellan c:a 0.4 och 1. Härur härledes formeln för tjällyftningshastigheten som funktion av trycket:

$$Q = \frac{1}{(p : b + c)^2} = \frac{b^2}{(p + cb)^2} \text{ (se texten).}$$

Diagram demonstrating the relation between frost-heaving rate and pressure. Vertical axis: $\sqrt{\frac{1}{Q}} = \frac{1}{\sqrt{Q}}$, *where* Q = *frost-heaving rate in mm/hour; horizontal axis: pressure* p *at the frost-limit surface. Hence the formula for frost-heaving rate as a function of pressure:*

$$Q = \frac{1}{(p : b + c)^2} = \frac{b^2}{(p + cb)^2}$$

where b *and* c *are exponents, individual for the soil in question:* b = *the gradient constant;* c = *the distance from the origo to the point where the curve cuts the y-axis. Of these exponents* b *is highly variable and very characteristic of the soil (see Fig. 47),* c = *relatively unvarying, mostly between 0.4—1.0. See also Fig. 46!*

ende av hänsynen till de övriga visserligen konkavt parabolisk. Här betingas dock kurvans krökning av de högst belägna 2 punkterna (varav en faller utanför diagrammet); och uppenbart är ju, att när det, som här, gäller helt små absoluta tjällyftningsbelopp, metodfelen bli procentuellt sett mycket betydande, och, då de ingå i *inverterade värden*, bli absolut sett i högsta grad förstorade.

Av diagrammen framgår sålunda, att observationspunkterna vid det använda koordinatsystemet med tillfredsställande noggrannhet fördela sig längs räta linjer. Dessa förlöpa icke genom origo, utan skära den positiva y-axeln på höjden c; för dessa linjer blir då formeln

$$p = b\left(\frac{1}{\sqrt{Q}} - c\right);$$

$$\frac{1}{\sqrt{Q}} = \frac{p}{b} + c;\ \sqrt{Q} = \frac{1}{\frac{p}{b} + c};\ Q = \frac{1}{(p : b + c)^2} = \frac{b^2}{(p + cb)^2}$$

För de renslammade fraktionerna, jämte samtliga beräknade finmojordar, är c någorlunda konstant, och varierar mellan c = c:a 1—0.7. Emellertid är det påfallande, att i stort sett värdet på c faller med minskad kornstorlek. Givetvis är det omöjligt att vid den förhandenvarande stora osäkerheten formulera någon regel på basis av så litet material; det är emellertid tydligt att för de grövre, lerfria jäslerorna (finmojordarna) c är relativt konstant, omkring 1 eller något därunder, och troligt att det vid avtagande partikelgrovlek minskar, för att vid lättlerorna redan vara nere i praktiskt tagel noll.

Eller i ord uttryckt: *tjällyftningshastigheten hos en viss jordart är omvänt proportionell mot kvadraten på trycket* (= summan av belastningstryck och kapillärtryck), om till det verkliga trycket fogas ett visst, icke särskilt stort, tillägg. Den väsentligaste innebörden av detta »inre trycktillägg» är, att, när trycket går mot noll, den teoretiskt möjliga tjällyftningshastigheten icke går mot oändligheten, utan mot ett begränsat (ehuru mycket stort) värde.

För tjällyftningens beroende av trycket gäller alltså formeln

$$Q = \frac{1}{(p : b + c)^2} = \frac{b^2}{(p + cb)^2}$$

där b är en för varje jordart specifik exponent, och c är en faktor, som för finmo är c:a c = 1, och med avtagande kornstorlek synes närma sig noll.

Tjällyftningen som funktion av kornstorleken.

I formeln $Q = 1 : (p : b + c)^2$ är som nämnt b en av jordarten beroende exponent. Av jämförelsen mellan olika grova naturliga jordarter, och framförallt mellan de olika leden i den Atterbergska serien fraktioner, framgår omedelbart det kvalitativa sambandet: att b växer med fallande kornstorlek.

Vid prövning av huruvida b kan sättas i någon enkel relation till kornstorleken visade det sig att med någorlunda god överensstämmelse kvadraten på b är proportionell mot kuben på inverterade partikeldiametern, eller

$$b^2 = e_d \cdot \left(\frac{1}{d}\right)^3.$$

Detta framgår av grafisk konstruktion, i det punkterna tillfredsställande nära ansluta sig till en rät linje genom origo.

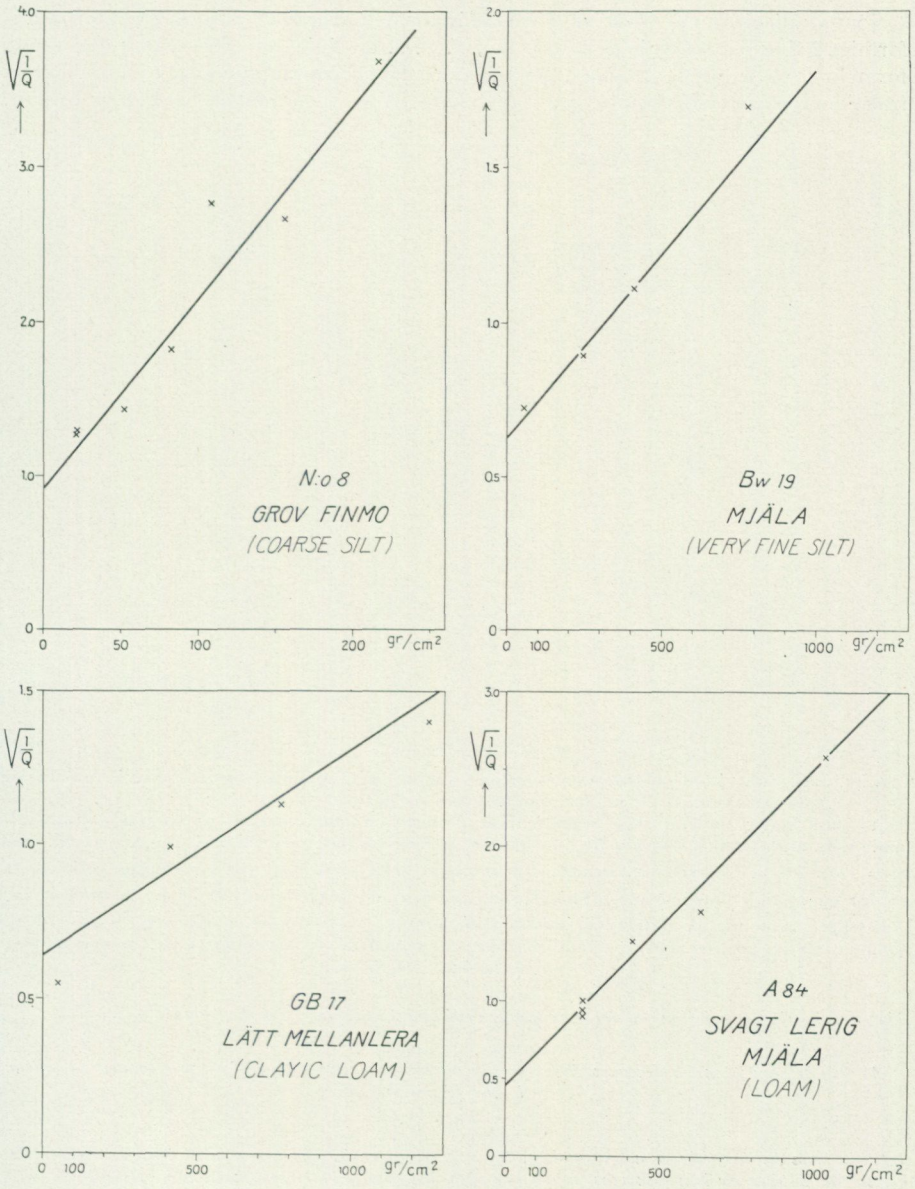


Fig. 46. Analog med fig. 45.
Analogous to Fig. 45.

I diagrammet fig. 47 är detta förhållande framställt, både för naturliga sediment och rena fraktioner, endast att inverterade partikeldiametern, $\frac{1}{d}$, har ersatts av kapillariteten, K.[1]

$$b^2 = e_k \cdot K^3.$$

[1] För att undvika tekniska orimligheter ifråga om skala, har vidare formeln $b^2 = e_k \cdot K^3$ reducerats till $\sqrt[3]{b^2} = \sqrt[3]{e_k} \cdot K$.

Som av diagrammet framgår, fördela sig för de naturliga jordarna punkterna likformigt kring en rät linje genom origo, d. v. s. en linje som motsvarar den givna formeln ($b^2 = e_k \cdot K^3$; $e_k = 425$, se fig. 47). Motsvarande synes gälla för de rena fraktionerna (varvid dock 0.005—0.002 mm, $K = 17$ m, faller högt över linjen),

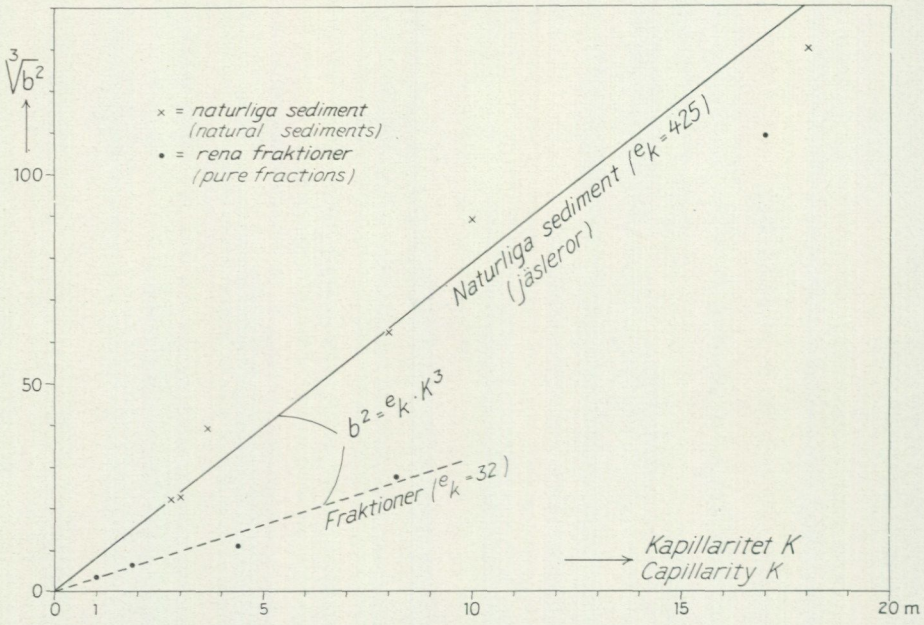


Fig. 47. Diagram visande förhållandet mellan kapillariteten, K, och exponenten b i formeln för tjällyftningshastigheten (Q) som funktion av trycket (p): $Q = 1 : (p : b + c)^2$.
Som synes råder för naturliga sediment ett tydligt samband, i det att punkterna tillfredsställande nära ansluta sig till en rät linje genom origo, motsvarande formeln $b^2 = e_k \cdot K^3$ (på fig. med $e_k = 425$). Detta samband synes emellertid endast gälla för serier med lika sorteringsgrad, i det att värdet på e_k faller med ökad sorteringsgrad. Även andra oregelbundenheter torde förekomma, synbarligen beroende på materialets kemisk-mineralogiska beskaffenhet. I genomsnitt gäller dock nämnda relation, och synbarligen tämligen noga för enhetliga jordartsserier; t. ex. de norrländska dalsedimenten (jäslerorna).

Diagram showing the relation between the capillarity K and the exponent b in the formula $Q = \frac{1}{(p : b + c)^2}$ *(see Figs. 45 and 46).*
As will be seen from the diagram, b is varying in the same direction as K, approximately according to the formula:

$$b^2 = e_k \cdot K^3.$$

But this formula has only a mean validity; the individual variations are great. The cause hereof is the fact that capillarity is not an exact expression of the dispersion of the soil-material, or its average particle-size; also a different ion-saturation may cause very great variations (see Figs. 51—55, p. 100—105).

endast att exponenten e_k här har ett mycket lägre värde. I genomsnitt är sålunda b en funktion av kapillariteten (eller kornfinleken), men de enskilda avvikelserna bli betydande, i stort sett tydligt beroende på sorteringsgraden. — Detta är också synnerligen lätt förståeligt.

Om man har t. ex. en sand och låter dess partiklar beläggas med en tunn kolloidhinna, t. ex. lera, får sanden praktiskt taget oförändrad kapillaritet, men fullständigt andra tjällyftningsegenskaper: den kan bli starkt tjällyftande, medan den rena sanden var icke tjällyftande (se tabell 10 sid. 127).

Sannolikt kan det hela uttryckas så, att exponenten e_k i formeln $b^2 = e_k \cdot K^3$ har varierande värden, beroende på sorteringsgrad o. a., och blir en konstant endast för serier med helt likformig sortering. I genomsnitt stiger dess värde med minskad sorteringsgrad. För sådana naturliga, välsorterade sediment som de norrländska s. k. jäslerorna synes värdet på e_k ligga mellan ungefär $e_k = 100$ och 1,000, vanligen c:a $e_k = 200$—600, när K uttryckes i meter, p i gr/cm² och Q i mm/tim.

I sin helhet får formeln för tjällyftningshastighetens (Q mm/tim.) beroende av jordartsbeskaffenheten (partikeldiameter d mm eller kapillaritet K m) och tryck (p gr/cm²) utseendet

$$Q = \frac{1}{\left(p : \sqrt{e_d \cdot \frac{1}{d^3}} + c\right)^2} = \frac{1}{\left(p : \sqrt{e_k \cdot K^3} + c\right)^2}$$

där för naturliga sediment e_k = c:a 100—1,000, mestadels 200—600, samt c har värdet c:a 1 för finmojordar ($c = 1.1$—0.7), men med fallande kornstorlek synes avtaga.

Om man gör approximationen att försumma c — vilket vid någorlunda höga tryck innebär ett förhållandevis måttligt fel — blir formeln

$$Q = e_d \cdot \frac{1}{p^2 \cdot d^3} \quad \text{(approx.)}$$

d. v. s. *Q är tillnärmelsevis proportionell mot kuben på kornfinleken* ($1/d$). Låt oss se vad detta i praktiken innebär!

Ifråga om förhållandevis grova tjällyftande jordarter (mjälfattiga mojordar) gäller, att deras genomsläpplighet är så stor i förhållande till de möjliga tjällyftningshastigheterna (= uppsugningshastigheterna till tjälgränsen), att den för själva uppsugningsprocessen erforderliga tryckskillnaden (= kapillärtryckökningen vid tjälgränsen) kan försummas. Trycket i tjälgränsen beror då endast på belastning och grundvattenavstånd.

Om man vid visst konstant belastningstryck och grundvattenavstånd tänker sig kornstorleken variabel, varierar sålunda tjällyftningshastigheten omvänt proportionellt mot kuben för kornstorleken. Det är sålunda påtagligt, att inom detta område tjällyftningshastigheten blir ofantligt känslig för kornstorleksvariationer, så att en måttlig kornstorleksökning orsakar en mycket stor lyftningsminskning. En fördubbling av partikeldiametern minskar uppsugningshastigheten till åttondelen; en kornstorleksökning av $\sqrt{10}$ (motsvarande avståndet mellan den vanliga korngruppsskalans gränser, t. ex. från 0.063 till 0.2 mm etc.), minskar uppsugningshastigheten till 1 : 32. Men skillnader av denna storleksordning motsvarar i praktiken skillnaden mellan tjällyftande och icke tjällyftande jord. Exempelvis en vägkropp av mellanmo, med genomsnittlig partikeldiameter 0.063 mm, vilken visar en tjällyftning av låt oss säga 16 cm under vinterns lopp, måste betecknas som starkt tjällyftande, medan en grovmo med partikeldiametern 0.125 i motsvarande läge skulle lyfta endast 2 cm, vilket ur normal vägteknisk synpunkt

är lika med intet. *Härpå beror det att en ungefärlig gräns kan fixeras mellan »tjällyftande» och »icke tjällyftande» jordar,* vilken gräns dock icke är skarp, utan motsvarar en zon.

Vidare avskiljer denna gräns endast »de praktiskt taget» icke tjälskjutande jordarna; teoretiskt sett blir även mellansand och t. o. m. grovsand tjällyftande, ehuru hastigheterna bli försvinnande små, vilket experimentellt direkt påvisats.

Men antag att man, med utgångspunkt från t. ex. normal finmo, i stället låter kornstorleken variera i motsatt riktning, d. v. s. avtaga. Vid halva partikeldiametern blir då tjällyftningen åttadubbel, vid ökning från t. ex. 0.063 till 0.02 mm — från gränsen grovmo:finmo till finmo:grovmjäla — blir den 32 gånger så stor. Om lyftningshastigheten på detta sätt växer med kuben på inverterade kornstorleken måste den hastigt bli praktiskt taget oändlig. En kornstorleksförändring från 0.063 till 0.0063 mm medför ju en ökning till det tusenfaldiga! Att denna våldsamma stegring i praktiken icke äger rum, beror på det med minskad kornstorlek växande motståndet mot vattenströmning, varigenom *trycket i tjälgränsen* ökas ännu hastigare.

För de finare jäslerorna — t. ex. mjälorna — gäller, att genomsläppligheten är så ringa, d. v. s. motståndet så stort, att trycket i tjälgränsen väsentligen utgöres av det för uppsugningen erforderliga mycket höga kapillärtrycket; d. v. s. formeln

$$p = a + k = a + l + l \cdot Q \cdot \frac{1}{P}$$ kan förenklas till

$$p = Q \cdot l \, \frac{1}{P}$$ (approx.)

Men genomsläppligheten P är proportionell mot kvadraten på partikeldiametern ($P = c_d \cdot d^2$; se sid. 140).

Alltså erhålles uppsugningshastigheten som funktion av partikeldiametern

$$Q = e_d \cdot \frac{1}{p^2 \cdot d^3} = e_d \cdot \frac{1}{[l \cdot Q : (c_d \cdot d^2)]^2 \cdot d^3} = c \cdot \frac{d^4}{l^2 \cdot Q^2 \cdot d^3};$$

$$Q^3 = \frac{d}{l^2}; \quad Q = \frac{\sqrt[3]{d}}{\sqrt[3]{l^2}}; \quad \text{(approx.)}$$

Med ord uttryckt: för finkorniga »jäsleror» blir, vid konstant belastning och grundvattendjup, uppsugningshastigheten tillnärmelsevis proportionell mot kubikroten ur partikeldiametern, d. v. s. avtager långsamt med minskad kornstorlek.

Alltså: vid grovkorniga jäsleror avtager tjällyftningen med ökad kornstorlek, vid finkorniga med minskad. Härav framgår, att kurvan för tjällyftningshastigheten beroende av kornstorleken måste äga ett maximum. Men emedan i förra fallet Q är proportionell mot kuben på $\frac{1}{d}$, i det senare pro-

portionell mot kubikroten ur d, kommer, från detta maximum räknat, mot det grövre hållet kurvan att sjunka ytterligt hastigt, åt det finare däremot synnerligen långsamt (kurvan blir ungefär av samma typ som fig. 73, sid. 152). M. a. o.: Gentemot sandhållet avgränsas de tjälskjutande jordarterna av en tillnärmelsevis skarp gräns (en ganska smal gränszon, se ovan), mot lerhållet däremot avtar tjällyftningsförmågan helt långsamt, varför ingen sådan gräns kan dragas (eller rättare sagt, gränszonen blir mycket bred).

Såväl avvägningar och provtagningar i fält som frysförsök visa, att de lättare mellanlerorna alltjämt kunna vara avsevärt tjällyftande, de styvare mellanlerorna säkerligen alltjämt »fullt märkbart», d. v. s. åtskilliga cm, upp till någon dm, per vinter. Om man drar gränsen för »praktiskt taget icke tjällyftande» vid c:a 3 à 4 cm per vinter, torde i allmänhet de styva (och naturligtvis de mycket styva) lerorna falla under denna gräns.

Betonas bör, att det helt beror på hur man definierar »praktiskt taget icke tjällyftande». För vissa byggnadsverk ligger toleransen vid mycket lägre belopp, och då kunna även styva leror räknas som farliga; helst som i så finkorniga jordarter tjällyftningen är praktiskt taget oberoende av belastningstrycket. Däremot bör det betonas, att dränering får stor effekt och vidare är tekniskt lätt utförbar i äkta lera.

Ovan är tjällyftningens beroende av kornstorleken vid i praktiken förekommande grundvattenavstånd kvalitativt beskriven, med en del approximativa kvantitativa exemplifieringar. Den exakta kvantitativa beräkningen kan t. v. tyvärr icke göras fullständig; nedan är den emellertid utförd till hittills möjliga gränser.

5. Beräkning av tjällyftningens och vattenanrikningens storlek (= hastighet) vid olika kornstorlek, belastning och grundvattendjup.

Ur föregående formler kan tjällyftningshastigheten beräknas, för viss konstant jordart vid varierande belastning och grundvattendjup, eller vid viss konstant belastning och grundvattendjup för varierande jordartsgrovlek (uttryckt i kornfinlek eller kapillaritet).

Härför kräves för det första, att kapillärtrycket i tjälgränsen sättes som funktion av kornfinlek (eller kapillaritet) och grundvattenavstånd.

Trycket (p) vid tjälgränsen är sammansatt av belastningstrycket (a) samt kapillärtrycket k. För kapillärtrycket (k) gäller formeln

$$k = l + l \cdot \frac{1}{P} Q_v,$$

där l = avståndet till grundvattenytan, P = specifika genomsläppligheten, Q_v = vattenuppsugningshastigheten.[1] Totala trycket p blir alltså

$$p = a + l + \frac{l}{P} \cdot Q_v$$

[1] Vattenuppsugningshastigheten [Q_v] är icke fullt så stor som den motsvarande tjällyftningshastigheten [förut kallad Q], beroende på vattnets utvidgning vid frysning. Om vi, med hänvisning till isen, för tydlighetens skull kallar Q för Q_i, blir relationen $Q_v = 0.9 \cdot Q_i$. Vid mindre noggrannhet kan denna skillnad försummas, och Q_v sättas = Q_i.

Men genomsläppligheten P är en funktion av kornstorleken eller kapillariteten (sid. 143).

$$P = C_{pk} \cdot \frac{1}{K^2}; \text{ alltså blir}$$

$$p = a + l + \frac{l}{C_{pk}} \cdot K^2 \cdot Q_v$$

Insättes detta värde p i den ovan givna formeln för tjällyftningshastigheten Q erhålles ett uttryck för Q som funktion av allenast kornstorlek (resp. kapillaritet), grundvattenavstånd och yttre belastning. Emedan detta uttryck är en komplicerad 3:djegradsformel, som saknar generell lösning, och vars lösning i de enskilda fallen är ytterst tidsödande, men framförallt emedan faktorn c icke är med

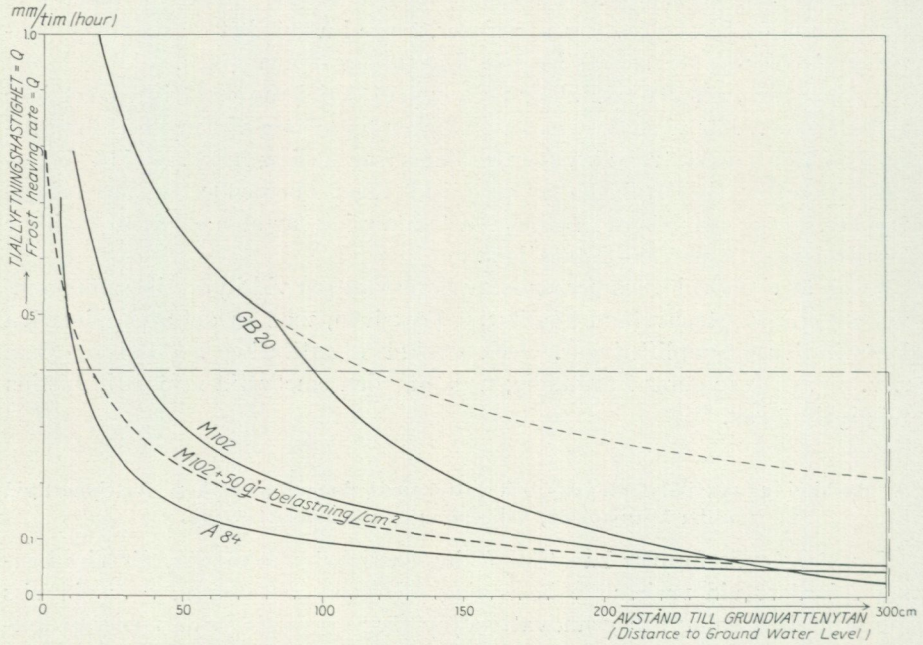


Fig. 48. Kurvor för tjällyftningshastighetens beroende av grundvattendjupet, för ett antal olika jordarter. Kurvorna äro konstruerade på grundval av de empiriskt erhållna tjällyftningstryckkurvorna (fig. 42—44) efter hyfsning i enlighet med fig. 45—46, och sedan genomsläppligheten bestämts (varvid alltså det rådande kapillärtrycket vid en viss uppsugningshastighet och pelarhöjd kan beräknas).

Observera särskilt brytningspunkten (»knäet») på kurvan GB 20, vilket beror på, att vid ifrågavarande pelarhöjd (82 cm) kapillärtrycket (k) i tjälgränsen nått sitt maximivärde (= jordartens kapillaritet, K), och sedan icke längre kan ökas; med ökat grundvattenavstånd avtager därför tjällyftningshastigheten mycket snabbt. (Det finstreckade avsnittet visar den instabila kurvan, beräknad under förutsättning att denna gräns för kapillärtrycket icke existerade.) Samtliga kurvor äga dylika brytningspunkter, men för de övriga falla de utanför diagrammet (vid större grundvattendjup). Att den för GB 20 kommer så tidigt beror på, att det gäller en lerig, rätt grov mojord, vars kapillaritet är ringa (K_F = 3.2 m) men vars tjällyftningsförmåga hög. — En sådan jordart blir därför mer än vanligt känslig för grundvattendjupet.

Diagram showing frost-heaving rate as a function of distance (l) to free water-supply (ground-water level). The curves are constructed on the basis of the empirical diagrams of frost-heaving rate as a function of pressure (Figs. 42—44), redrawn as in Figs. 45—46. Permeability being known, one can calculate the capillary pressure in frost-limit requisite to cause a given water-suction and frost-heaving at a given distance from ground-water level.

tillnärmelsevis tillräcklig noggrannhet bestämd som funktion av kornstorleken, vore ett utförande härav på närvarande stadium meningslöst.

Tjällyftningen som funktion av kornstorleken vid visst grundvattenavstånd och belastningstryck låter sig alltså icke beräknas.

För viss jordart däremot (nämligen samtliga de jordarter på vilka frysanalys utförts, och alltså c empiriskt bestämts) låter sig däremot tjällyftningen beräknas som funktion av grundvattendjup och belastning.

Enklast utgår man därvid från den empiriskt funna kurvan för tjällyftningshastigheten med avseende på trycket; lämpligen den justerade form som den erhåller i koordinatsystemet p och $\sqrt{\frac{1}{Q}}$, där ju kurvan är en rät linje. Därvid väljes ett antal olika värden på p, och motsvarande Q-värden beräknas ur kurvan. Om belastningstrycket sättes $= a$, och kapillärtrycket i tjälgränsen är $= k$, blir ju totaltrycket $p = k + a$. Då erhålles grundvattendjupet l (avståndet från tjälytan till grundvattenytan) ur ekvationen

$$p - a = k = l + \frac{l \cdot Q}{P};$$

$$l = \frac{p - a}{1 + \frac{Q}{P}}; \qquad (p - a = k \leqq K)$$

Genomsläppligheten P bör givetvis empiriskt bestämmas. Dess värde måste naturligtvis reduceras till temperaturen c:a 0° C (se tabell sid. 144). Dessutom måste Q och P naturligtvis förvandlas till samma kategori: cm eller mm per tidsenhet, och antingen båda räknade som vatten eller båda som is; i det förra fallet reduceras tjällyftningssiffran med $^1/_{10}$, i det senare ökas genomsläppligheten med $^1/_{10}$.

Fig. 48 och 49 återge de på detta sätt erhållna kurvorna för tjällyftningshastigheten med avseende på grundvattendjupet för några olika jordarter.

Av diagrammet fig. 49 framgår bl. a. ungefärliga sammansättningen av de starkast tjällyftande jordarterna, d. v. s. den kornstorlek vid vilken det ovan (sid. 90) nämnda tjällyftningsmaximum vid för vägkroppar normala grundvattendjup och belastningsförhållanden faller. Diagrammet omfattar visserligen endast fem olika jordarter, men som av de i diagrammet infällda sorteringskurvorna framgår, äro dessa jämnt fördelade över kornstorleksområdet från finmoig grovmo (»mellanmo») till moig-lerig mjäla. Starkast tjällyftande vid grundvattendjup till c:a 2 m äro Bw 1 och GB 20, vilka ligga mitt i sorteringskurvornas utbredningsfält, medan såväl den grövsta (N:o 8) som finaste (A 84) visar avsevärt mindre tjällyftningshastighet. *De värsta tjällyftningsjordarna äro sålunda de egentliga finmojordarna.*

Sitt största intresse har dock diagrammet därigenom, att det direkt visar effekten av grundvattensänkning, t. ex. genom täckdikning.

6. Grundvattensänkningars effekt på tjällyftningshastigheten.

Denna effekt låter sig också aritmetiskt approximativt beräknas. Om vi återgå till de ovan antagna ytterlighetsfallen, och till en början räknar med så

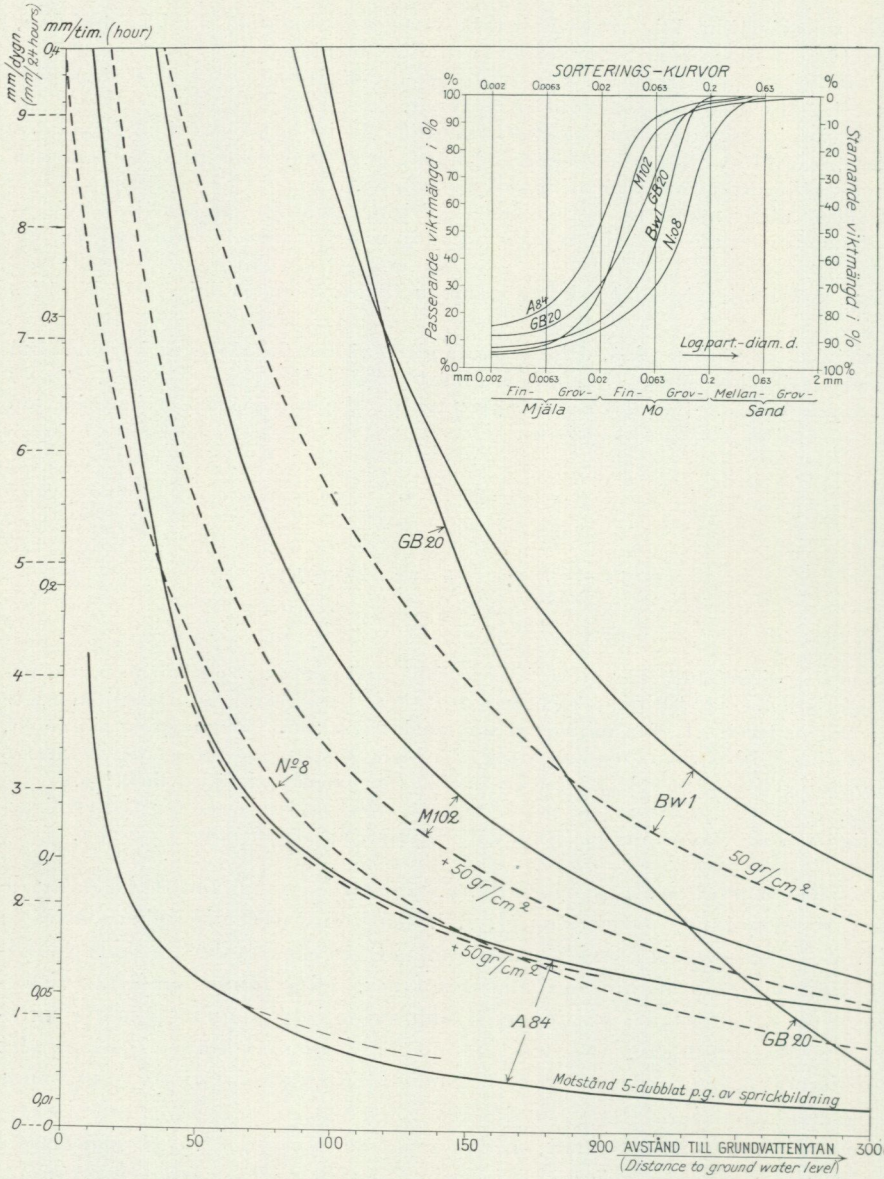


Fig. 49. Samma som 48 (det streckade avsnittet), endast med större skala för tjällyftningshastigheten, samt flera jordartskurvor. De heldragna kurvorna äro, som i 48, beräknade för obelastad tjälyta, de grovstreckade för en belastning av 50 gr/cm² (belastningens verkan större, ju grövre jordarten är). För A 84 är dessutom effekten av sprickbildning antydd (understa kurvan; obs. att här synes en brytningspunkt, analog med den hos GB 20 i fig. 48).
Fig. B: sorteringskurvor för de ifrågavarande jordarterna.

A part of the diagram of Fig. 48 (to the broken line), only with a larger scale for the frost-heaving rate, and with some more soil-curves. The continuous curves represent soils without any load-pressure acting in the freezing level (a state only met with at the beginning of freezing on open ground); the broken curves represent soils with a load-pressure of 50 gr/cm² (the coarser the soil, the greater the effect of the load-pressure).

grova och genomsläppliga jordarter (grövsta tjällyftande), att den dynamiska kapillärtryckökningen kan försummas, blir trycket i tjälgränsen

$p = k + a = l + a$; där l = grundvattenavståndet.

$$Q = e_d \cdot \frac{1}{p^2 \cdot d^3} = e_d \cdot \frac{1}{(l+a)^2 \cdot d^3}$$

Om belastningstrycket antages mycket ringa, så att a kan försummas, blir tjällyftningshastigheten omvänt proportionell mot kvadraten på grundvattendjupet, vilket betyder, att grundvattenvariationerna få mycket stor effekt.

För det andra ytterlighetsfallet, en svårgenomsläpplig jordart, en mjäla, härleddes ovan formeln

$$Q = \frac{\sqrt[3]{d}}{\sqrt[3]{l^2}};$$

Då alltså Q är omvänt proportionell mot 3 : 2-roten ur l, får en viss grundvattensänkning i detta fall en mycket mindre effekt än i det förra. Där antogs emellertid att belastningstrycket kunde försummas; då de grövre mojordarna äro ytterst tryckkänsliga, d. v. s. tryck av den i en vägkropp rådande storleksordningen får avsevärd effekt, blir i praktiken denna relation mellan grundvattendjup och tjällyftning icke förverkligad.

För mellanfallen gäller värden mellan dessa ytterlighetslägen. Diagrammet fig. 49 ger vid handen, att för finmojordar vid ökning av grundvattendjupet från 1 till 2 meter tjällyftningen minskar till c:a hälften, d. v. s. vid grundvattendjup av denna storleksordning *tjällyftningen hos mojordar är mycket nära omvänt proportionell mot grundvattenavståndet.* För mjälor blir tjällyftningsminskningen mindre och närmar sig

$$Q = c \sqrt[3]{\frac{1}{l^2}}$$

Här är emellertid ytterligare att märka: Det ovanstående förutsätter att kapillärtrycket (k) i tjälgränsen icke når sin övergräns, som är lika med jordartens kapillaritet (K). Men på grund av denna övre gräns för det möjliga kapillärtrycket blir i många fall förhållandena annorlunda.

För det första sätter kapillariteten K en gräns för de grundvattendjup vid vilka vattenuppsugning och därmed tjällyftning kan förekomma; när $l = K$ blir tjällyftningen noll.[1] De tjällyftande sedimentens kapillaritet går emellertid blott sällan under c:a 2—2½ m, varför detta saknar betydelse för de grundvattensänkningar som i praktiken kunna genom täckdikning el. dyl. uppnås.

Så snart motståndet blir stort nog att orsaka ett avsevärt extra kapillärtryckfall vid uppsugningen, bli förhållandena annorlunda. Då uppnås vid mycket mindre grundvattenavstånd den gräns där kapillärtrycket i tjälytan, k, är = kapillariteten K; *därefter kan k icke längre växa,* utan blir i fortsätt-

[1] I verkligheten sker dock en obetydlig tjällyftning över kapillärgränsen, men ur normal vägteknisk synpunkt kan denna helt försummas.

ningen[1] (vid större grundvattenavstånd) *formeln för den maximala kapillära uppsugningen gällande för tjällyftningen:*

$$Q = \frac{K - l}{l} \cdot P$$

eller, om man i stället för genomsläppligheten räknar med motståndet (m):

$$Q = \frac{K - l}{l \cdot m}$$

Det grundvattenavstånd då denna punkt nås erhålles ur ekvationen

$$l = \frac{p - a}{1 + \frac{Q}{P}} \quad \text{då } p - a = K;$$

Emellertid ligger för välsorterade sediment normalt denna punkt vid rätt högt l-värde, större än 3 meter. Av ekvationen

$$l = \frac{K}{1 + \frac{Q}{P}}$$

framgår, att l blir litet när vid viss kapillaritet genomsläppligheten är relativt ringa. Som senare (sid. 145) skall visas, är detta fallet med osorterade jordar: ju sämre sorterad en jordart är, desto mindre är dess »relativa genomsläpplighet» (i förhållande till kapillariteten).

Av fig. 49 framgår, att finmon GB 20 är märkbart mindre välsorterad än de övriga finmojordarna (flackare kurva, avsevärd mjäl-lerhalt), varför den också — som den direkta bestämningen visar — har låg relativ genomsläpplighet. För den skull uppnås också full kapillärspänning vid litet l-värde ($l = 82$ cm); efter denna punkt (brytningspunkten) sjunker tjällyftningskurvan ytterst hastigt vid ökat grundvattenavstånd; en ökning från 1 till 2 meter minskar hastigheten från 0.375 mm/tim. till 0.113, alltså till avsevärt mindre än tredjedelen. Motsvarande gäller för moränjordarna, varvid dock brytningspunkten ligger vid ännu mindre l-värden.

För mindre välsorterade jordarter — moräner samt sämre sorterade sediment — blir därför redan vid ringa grundvattenavstånd uppsugningen till tjälgränsen och därmed tjällyftningen bestämd av formeln för den maximala kapillära uppsugningen, och grundvattensänkning får därför stor effekt. Det senare gäller i synnerhet de grövre varieteterna, vilkas kapillaritet är förhållandevis ringa (några meter).

Men motståndet mot vattenuppsugning kan även ökas genom sprickbildning (se sid. 154). Sådan förekommer särskilt hos leror och leriga jordar; och motståndsökning genom sprickbildning får enahanda effekt, d. v. s. formeln för den maximala kapillära uppsugningen blir giltig redan från ringa grundvattendjup. I fig. 49 är kurvan för A 84 (svagt lerig mjäla) konstruerad under förut-

[1] Kurvan för tjällyftningshastigheten når här en brytningspunkt; se diagrammen!

sättning av att på detta sätt motståndet 5-dubblats (jfr sid. 161); som synes faller då brytningspunkten vid $l = 55$ cm.

Hos leror är förekomsten av sprickighet över lägsta grundvattennivån regel. Lerorna äro därjämte i allmänhet mindre välsorterade än de genomsnittliga mo-mjälsedimenten. Av denna anledning måste för dem brytningspunkten falla vid mycket låga l-värden. *För leror (liksom för moränjordar) gäller, åtminstone vid grundvattenavstånd över c:a $^1/_2$ m, för tjällyftningen (egentl. vattenuppsugningen till tjälgränsen) lagen för den maximala kapillära uppsugningen:*

$$Q = \frac{K - l}{l \cdot m}$$

Då (såsom för leror) K når mycket stora belopp blir formeln approximativt

$$Q = \frac{K}{l \cdot m} \text{ (approx.)}$$

d. v. s. *tjällyftningshastigheten är omvänt proportionell mot grundvattenavståndet.*

Enligt dessa beräkningar blir sålunda effekten av grundvattensänkning (vid grundvattendjup inom området c:a $^1/_2$—2 m) störst för å ena sidan moräner och grova jäsleror (finmojordar, helst något leriga), å andra sidan leror eller avsevärt leriga jordar, minst däremot för de mellanliggande: välsorterade rena mjälor (samt välsorterade finmojordar på gränsen mot mjäla). Detta överensstämmer också med den praktiska erfarenheten.

I sammanfattning gäller alltså följande: *Vid beräkning av effekten av en grundvattensänkning på tjällyftningshastigheten, kan man sätta tjällyftningshastigheten omvänt proportionell mot grundvattenavståndet* (jfr fig. 50!).[1] Detta gäller mycket nära exakt i de flesta fall; större avvikelse visa blott mycket rena mjälor (mindre känsliga), osorterade finmojordar och moiga moräner (känsligare).

De dräneringsdjup som i praktiken befunnits effektivt förhindra tjälskott å vägar, äro för vanliga sediment av storleken c:a 1.7—1.8 m under vägbanan, vilket innebär, att, när själva vägkroppen börjar tjäla, grundvattenavståndet är c:a 1.5 m och belastningstrycket bortåt 50 gr/cm^2.

I diagrammet fig. 49 motsvarar ett grundvattenavstånd av 1.5 m tjällyftningsbelopp från 5 till knappa 2 mm per dygn (från den understa kurvan bortses här). Detta måste dock betecknas som ganska avsevärda tjällyftningsbelopp, och synes alltså stå i strid mot ovan anförda erfarenhet av den behövliga grundvattensänkningens storlek.

Därvid bör dock följande beaktas: Endast i vissa specialfall verkar dylik dränering tillnärmelsevis helt tjällyftningshindrande; som tidigare upprepade gånger framhållits (Beskow 1929 b, 1930 d, 1933 d samt 1934 b) är *i vanliga fall dränering endast ett medel mot tjällossningsskador, mot tjälskott,* i det den verkar *tjällyftningsminskande;* d. v. s. minskar vattenuppsugningen till tjälgränsen. Vad som kräves är därvid endast att vattenuppsugningen

[1] Avståndet från tjälyta till grundvattenyta. Med »grundvattendjupet» förstås däremot djupet under vägytan, resp. markytan.

till tjälgränsen minskar så mycket, att vattenöverskottet ej längre är stort nog att (då det i tjällossningen frigöres) nedsätta vägkroppens hållfasthet under det belopp som vägbanans styrka och trafikens tyngd kräver.

Avvägningar från sådana norrländska jäslerevägar, vilka, trots avsevärd tjällyftning, icke bilda tjälskott, ådagalägga, att tjällyftningen under vinterns lopp i dylika fall kan gå upp till 10 à 15 cm. Exempelvis den täckdikade vägen i Beskow 1934 b, fig. 100, vilken täckdikningen helt befriade från tjälskott, visade efter täckdikningen tjällyftningsbelopp av denna storleksordning. Vidare har det visat sig, att tjällyftningen vanligen är störst i början av vintern,

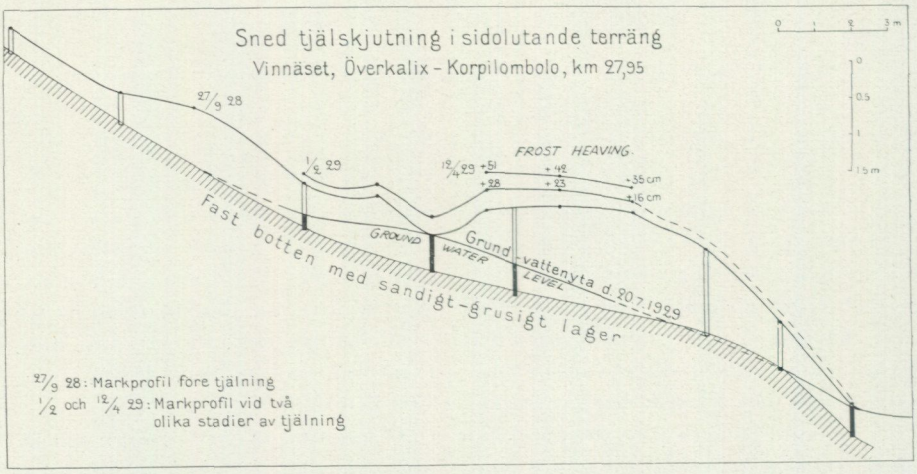


Fig. 50. Tvärprofil av väg i kraftigt tjällyftande, starkt sidolutande terräng, visande »sned tjällyftning», beroende på grundvattenytans starka lutning. Jordart: finmo på moränbotten med grusigt, lättgenomsläppligt ytlager. Som synes är tjällyftningen tillnärmelsevis omvänt proportionell mot grundvattenavståndet.

Road-section in a sharply sloping terrain, with uneven frost-heaving, corresponding to the varying distance to ground-water level.

och sedan hastigt avtager; framförallt beroende på, att, sedan marken tillfrusit, grundvattnet sjunker så hastigt, att grundvattenavståndet (trots tjälytans sänkning) ökar, varjämte belastningstrycket stegras. Ett tjällyftningsbelopp av 20 cm under en normal norrländsk vinter motsvarar en lyftningshastighet av ungefär 4—5 mm/dygn (jfr fig. 49), 10 cm c:a 2—3 mm/dygn vid tjälningens början. Och ur tjällossningssynpunkt viktigast är just tjällyftningens *begynnelsehastighet*, emedan vattenöverskottet i vägkroppens översta lager är beroende därpå. Gränsen för den högsta tolerabla lyftningshastigheten vid tjälningens början[1] kan sättas vid 3 mm/dygn, vilket för jordarterna på fig. 49 motsvarar grundvattendjupen 0.65—1.9 m.

Vattenöverskottet i tjälgränsen beror ju emellertid på tjälens nedträngningshastighet; ovanstående allmänna beräkning hänför sig till norrländska normalförhållanden vid tjälning av maskinsnöplogad landsväg, i vilka fall

[1] Hänför sig naturligtvis till den tjällyftande vägkroppen med frånräknande av all icke-tjälfarlig vägbana.

tjälningshastigheten vid vinterns början är ganska konstant och = c:a 2 cm/dygn. (Med en torr volymvikt hos jorden av c:a 1.6 gr/cm³, motsvarar då 3 mm/dygn tjällyftning en vattenhaltsökning av c:a 8—9 vikt-%.) Vid långsammare tjälning måste givetvis gränsen för tolerabla tjällyftningshastigheten sättas i motsvarande grad lägre.

Av det ovanstående framgår, att enl. diagrammet fig. 49 en sänkning av grundvattenytan till 1½ m under vägkroppens överyta (motsvarande en dränering till c:a 1.8 m djup under vägbanan) bör förhindra tjälskott i flertalet norrländska fall, men att däremot de allra värsta jordarterna (de svåraste finmojordarna) synas kräva ett grundvattenavstånd av närmare 2 m, vid långsammare tjälning t. o. m. närmare 2½ m. I de senare fallen borde alltså ett avsevärt större dräneringsdjup behövas.

Emellertid förhåller det sig, som senare (sid. 178) närmare visats, så, att i sprickfri finmo högt grundvattenstånd sedan tjällyftningen påbörjats förekommer allenast i den mån som andra, mer genomsläppliga, lager framgå på motsvarande ringa djup; antingen t. ex. inlagrade sandskikt, eller (vanligen) bottenlager av t. ex. grusig morän. Om därvid den grövre jordarten beröres av täckdiket, blir dräneringseffekten mycket större (tjällyftningen mycket mindre) än som beräknats under förutsättning av homogen finmoavlagring. I de specialfall där så ej sker — där under den täta finmon det grusiga, vattenförande bottenlagret framgår på t. ex. 2 m djup, och alltså skulle komma att ligga 2 dm under bottnen av ett 1.8 m djupt dike, bör diket förlänas det ökade djup, att det når ned i bottenlagret.

7. Inverkan av i markvattnet lösta ämnen på tjällyftningshastigheten.

Enligt den här givna framställningen beror tjällyftningshastigheten ytterst på adsorptionsvattenhöljenas mäktighet och övriga beskaffenhet i gränsen mellan de växande iskristallerna och de av ett adsorptivt vattenhölje bekläda underliggande partiklarna. Ökat tryck klämmer ihop adsorptionsvattenhöljena och minskar tjällyftningshastigheten, minskat tryck ökar adsorbtionsvattenhöljenas mäktighet och därmed också tjällyftningshastigheten.

Andra faktorer, vilka förändra adsorptionsvattenhöljena, böra få alldeles motsvarande verkan. Hit hör i markvattnet lösta ämnen, eller av partiklarna adsorberade komplex, vilka ju enligt mångårig allmän erfarenhet och talrika noggranna undersökningar visat sig starkt påverka jordarternas vattenadsorption. De kunna därför väntas få inflytande även på tjällyftningshastigheten, på så sätt, att tillsats av ämnen som verka hydrerande, d. v. s. förstora vattenhöljena, medföra ökad, dehydrerande ämnen, vilka förtunna adsorptionsvattenhöljena, minskad tjällyftningshastighet.

Frysförsök, där jordprovet i stället för med rent vatten tillsatts med utspädd saltlösning (NaCl och $CaCl_2$) visade mycket tydligt en dylik inverkan, men de första enstaka stickproven gåvo också vid handen, att densamma var av komplicerad art, stundom innebärande ökning, stundom minskning, bero-

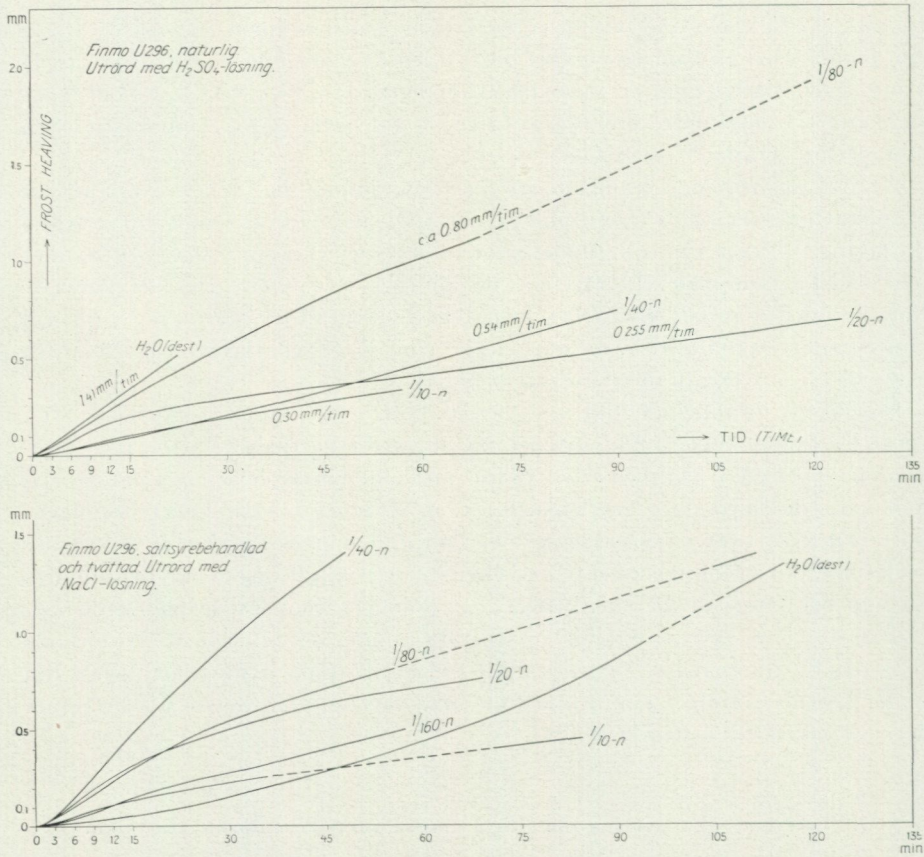


Fig. 51. Tjällyftningskurvor (höjning med avseende på tiden), då som markvätska använts olika starka lösningar av olika ämnen.

Överst (A): Finmo U 296, naturlig, utrörd och frusen med destillerat vatten (kurvan markerad »H_2O») samt svavelsyra av olika koncentration. Koncentrationen är vid varje kurva angiven i normalitet (t. ex. »$^1/_{10}$-n»), varvid märkes, att 1-normal svavelsyra motsvarar 49.04 gr per liter, eller i runt tal 5 vikt-%; $^1/_{10}$-normal är sålunda blott $^1/_2$ %.

Som synes är den tjällyftningsminskande effekten av svavelsyretillsats för denna jordart mycket stor.

Underst (B): Finmo U 296, behandlad med utspädd saltsyra, därefter tvättad med dest. vatten och torkad vid + 105°C. Därpå utrörd och frusen med destillerat vatten samt koksaltlösning av olika koncentration (angiven i normalitet; 1-n NaCl = 58.46 gr/lit. = c:a 6 vikt-%).

Som synes visar tjällyftningshastigheten ett tydligt maximum vid viss, måttlig NaCl-halt. Kurvornas starkt krökta förlopp torde bero på koncentrationsändringar framför den nedåtskridande tjälgränsen under frysningens förlopp.

Diagram showing different frost-heaving rates when the soil-specimen is frozen with solutions of different concentrations.

Upper part: Silt U 296, unprepared, frozen with pure water (curve marked »H_2O») and diluted with H_2SO_4, the concentration of which is measured in normality (e. g. »$^1/_{10}$-n»). As 1-n H_2SO_4 is 49.04 gr pro 1 000 cm³, or about 5 per cent, $^1/_{10}$-n is only $^1/_2$ per cent. As shown by the diagram, the effect of also very diluted sulphur-acid is a marked subpression of the frost-heaving rate, which for this soil is especially great.

Lower part: The same soil, but prepared with HCl and thereafter carefully washed and dried at + 105°C, frozen with diluted water (»H_2O») and with NaCl-solution, the concentration of which is given in normality, 1-n NaCl = 58.46 gr per 1 000 cm³, corresponding to about 6 per cent.

As seen from this diagram, the frost-heaving rate is increased by a very diluted salt-solution, and, concentration being gradually increased, reaches a maximum, from which it begins to fall.

The bend of the individual curves may be referred to alterations of ion-concentrations in the course of the freezing process.

ende på saltlösningens koncentration o. a. Vidare försök fingo då (våren 1933) på grund av tidsbrist t. v. anstå, men upptogos på nytt i februari 1935 (då denna avhandling förelåg i 2:a korrektur) och äro, när detta skrives, alltjämt pågående.

Frysförsöken ha i regel utförts som seriebestämningar, där inverkan av flera olika ämnen prövats på olika jordarter, vart och ett i flera olika koncentrationer. De till lösningarna använda substanserna ha varit NaCl, $CaCl_2$, H_2SO_4 och sulfitlut, vilkas verkan prövats på olika grova tjälskjutande jordar,

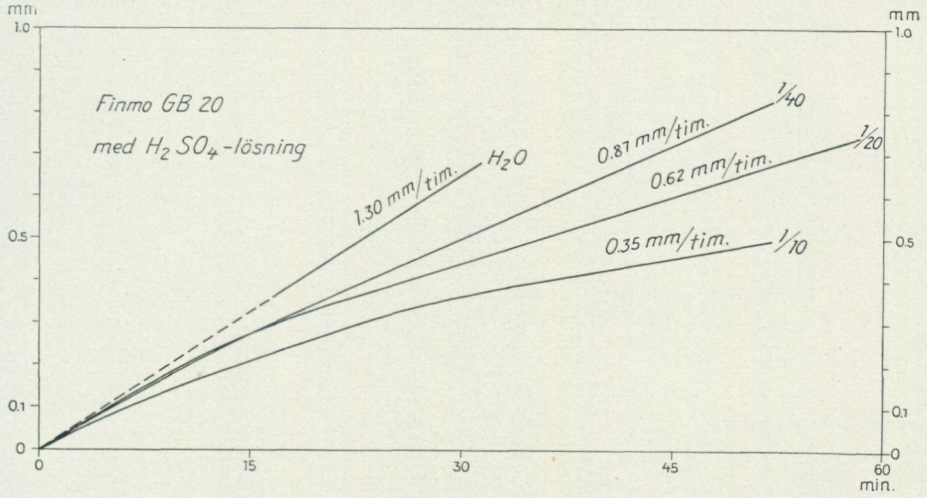


Fig. 52. Analog med fig. 51: tjällyftningskurvor för finmon GB 20 med dest. vatten samt svavelsyra i olika koncentrationer.

Analogous with Fig. 51: frost-heaving curves of silt G. B. 20, with pure water and H_2SO_4 in different concentrations.

från grov finmo till mjäla och lättlera. Av de hittills utförda bestämningarna — varav en del äro grafiskt återgivna i fig. 51—55 — framgår i sammanfattning följande.

Mest komplicerad är effekten av NaCl. I svaga koncentrationer verkar koksaltlösningen kraftigt stegrande på tjällyftningshastigheten jämfört med destillerat vatten — alldeles särskilt är detta fallet med användande av saltsyrebehandlat, tvättat material (fig. 51 B). Vid viss koncentration uppnås ett maximum; och därifrån räknat blir med ytterligare ökad koncentration tjällyftningshastigheten avtagande.

Dessa förhållanden synas väl överensstämma med Sante Mattsons undersökningar över elektrolyters inverkan på adsorptionsvattenhalten, mätt genom den varierande volymen hos finfördelade kolloider. Enligt Mattson (1932) spelar där osmotiska fenomen en avsevärd roll, varvid skillnaden i jonkoncentration mellan adsorptionsvattenhöljena, med de däri ingående adsorberade jonerna, och det omgivande porvattnet bestämmer adsorptionsvattenhöljenas mäktighet. Man får, för en viss kolloid, ett mäktighetsmaximum för adsorptionsvattenhöljena vid en viss koncentration av ett hydrerande salt,

t. ex. NaCl, nämligen då partiklarna adsorberat rikligt med natronjoner, vilka alltså ingå i adsorptionsvattenhöljet och utbygga detsamma till större mäktighet, så att säga förstärka partikelns adsorptionskraft gentemot vatten, medan porvätskans jonkoncentration alltjämt är helt ringa. Denna effekt tolkar Mattson som ett väsentligen osmotiskt fenomen, en sorts svällning av adsorptionsvattenhöljet på grund av jonkoncentrationsskillnaden mellan hölje och porvatten. Men ytterligare ökning av totalkoncentrationen medför väsentligen en ökning av porvattnets jonkoncentration, alltså en minskning av koncentrationsskillnaden och därmed av den osmotiska tryckskillnaden mellan hölje och porvatten, resulterande i en minskning av adsorptionshöljenas mäktighet.

De här anförda försöken synas väl kunna förklaras i enlighet med denna Mattsons framställning.

Effekten av övriga använda substanser är en nedsättning av tjällyftningshastigheten, märkbar redan vid mycket svag koncentration, och i allmänhet ökad i samma mån som koncentrationen växer. För $CaCl_2$ och sulfitlut synes denna successiva minskning av tjällyftningshastigheten vid stegrad koncentration fortsätta obegränsat, men vid användning av H_2SO_4 hejdas minskningen snabbt och blir sedan tillnärmelsevis konstant. Uppenbart närmar den sig asymptotiskt ett minimivärde, tidigare ju grövre jordarten är. För finmojordarna U 296 och M 102 är gränsvärdet praktiskt taget uppnått vid koncentrationen c:a $^1/_2$ à $^1/_{10}$-normal, för den leriga mjälan H 28 vid c:a $^1/_2$-normal.

Storleken av denna minskning av tjällyftningshastigheten framgår av diagrammen. Vad svavelsyran beträffar, motsvarar det nämnda gränsvärdet i regel en minskning till hälften à tredjedelen — i gynnsammaste fall, finmon U 296, till mindre än femtedelen — av tjällyftningshastigheten vid rent vatten! Dessa olikheter kunde förmodas stå i samband med jordprovens ursprungliga surhetsgrad, så att den minsta nedsättningen inträffade i de prov vilka från början haft största vätejonkoncentration; men bestämning av de olika jordarnas ursprungliga P_H visade ingen sådan överensstämmelse. Med säkerhet bero dock skillnaderna på olikheter i ursprunglig jonadsorption, men sambandet synes vara förhållandevis komplicerat, varför undersökningarna häröver ännu inte hunnit slutföras.

Verkan av $CaCl_2$ är till en början, vid lägre koncentrationer, relativt obetydlig, men ökas sedan mycket hastigt. I mjälan H 28 har, vid 1-normal lösning, tjällyftningen nedgått till betydligt mindre än tiondelen.

Av stort intresse är effekten av sulfitlut. Härtill har använts för dammbindningsändamål levererad, till sirapskonsistens indunstad sulfitlut, med en torrsubstanshalt av 60 %. Koncentrationsangivelserna i diagrammet fig. 55 avser mängden av denna indunstade lut; $^1/_{10}$ motsvarar alltså 6 % torrsubstans. Som synes är effekten betydande; redan vid en koncentration av 1: 20 har tjällyftningshastigheten minskats till hälften, vid 1: 5 till c:a 37 %.

Då dessa avsevärda tjällyftningsminskningar erhållits genom användande av billiga substanser i ringa koncentrationer, synes det icke osannolikt att

tillämpningen kan få tekniskt värde, att alltså tillsats av motsvarande substanser till vägkroppen på tjälskjutande sträckor kan bli en effektiv och billig tjälskadeavvärjande åtgärd.

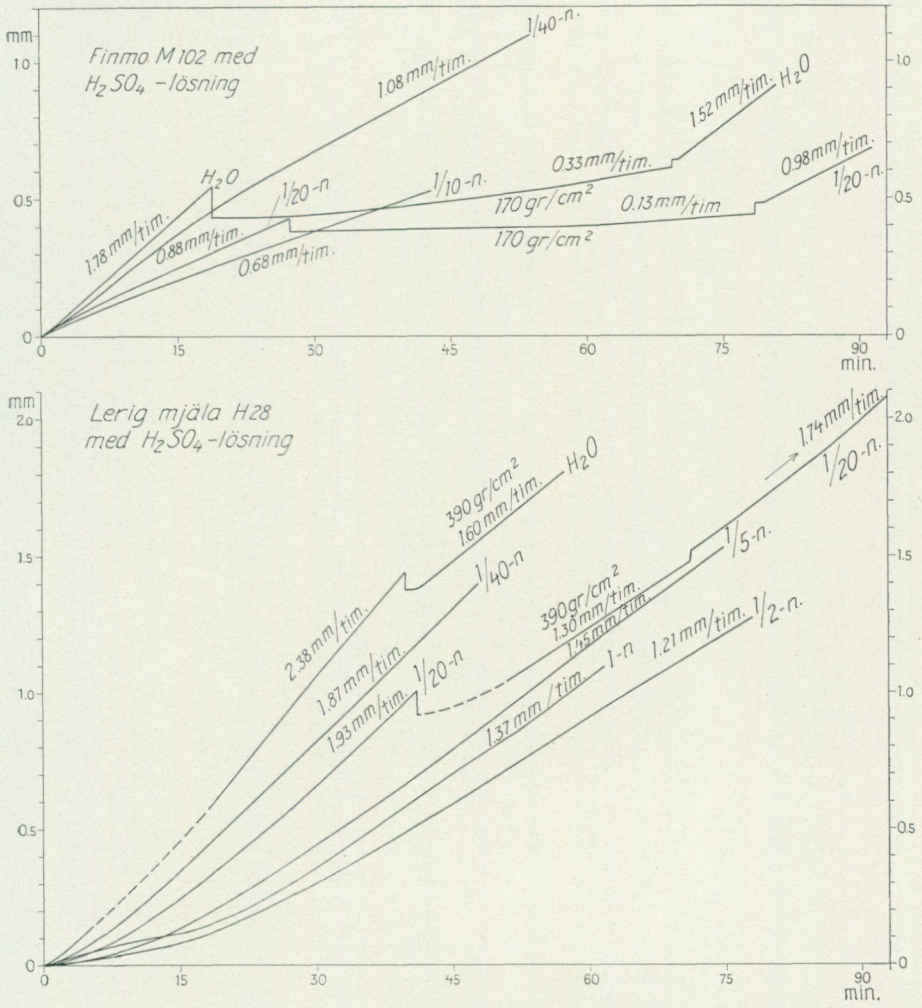


Fig. 53. Analog med figs. 51—52: tjällyftningskurvor för finmon M 102 samt den leriga mjälan H 28, med dest. vatten samt svavelsyra i olika koncentrationer.

Analogous with Figs. 51—52: frost-heaving curves of silt M 102 and clayey loam H 28, with pure water and H_2SO_4 in different concentrations.

Som exempel kan följande beräkningar anföras. I de flesta fall åstadkommer $^1/_{20}$ à $^1/_{10}$ normal svavelsyrelösning, motsvarande $^1/_4$ à $^1/_2$ %, en minskning till hälften eller mera. Om man räknar med en indränkning till $^1/_2$ m djup, och jordartens vattenhalt vid full mättning är 30 volym-%, erfordras alltså per m² vägyta resp. 0.38 à 0.75 kg svavelsyra. Även om kvantiteten mångdubblas med hänsyn till spillförluster och uttvättning, blir sålunda mate-

rialkostnaden relativt obetydlig. Motsvarande gäller för sulfitlut. En mängd motsvarande c:a 5 kg torrsubstans per m^2 torde i de flesta fall med flerdubbel säkerhetsmarginal orsaka en minskning till hälften eller därunder; materialkostnaden härför torde i genomsnitt få sättas till c:a 50 öre/m^2 eller därunder. I flera distrikt brukar dessutom rålut kunna få avhämtas kostnadsfritt. Sär-

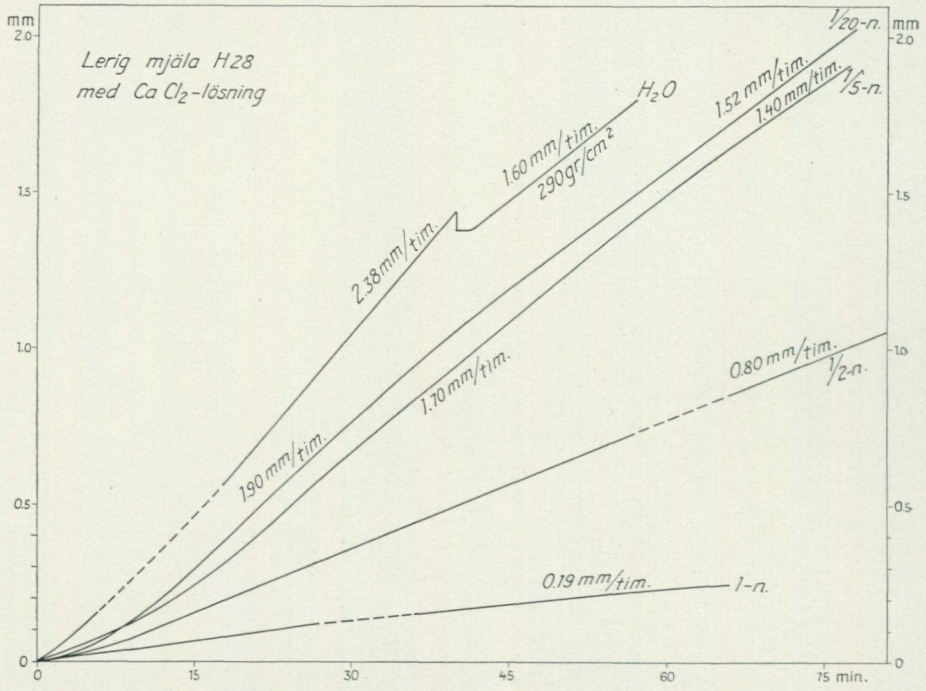


Fig. 54. Analog med figs. 51—53: tjällyftningskurvor för lerig mjäla H 28 med dest. vatten samt klorkalciumlösning i olika koncentrationer. Koncentrationen är vid varje kurva angiven i normalitet; 1:normal $CaCO_2$ motsvarar 55.50 gr per lit., eller i runt tal $5^1/_2$ vikt-%.

Analogous with Figs. 51—53: frost-heaving curves of clayey loam H 28, with pure water and $CaCl_2$-solution in different concentrations. Concentration is given in normality: 1-normal $CaCl_2$ = 55.50 gr per 1 000 cm³, or about $5^1/_2$ per cent; »$^1/_{10}$-n» thus represents a concentration of about 0.55 % salt.

skilt gynnsamt vore, ifall, som sannolikt är, den sura, oneutraliserade luten visar sig allra lämpligast.

Det är givet att den eventuella tekniska tillämpningen kräver fortsatta försök, även beträffande inverkan av uttvättning samt den hastighet varmed uttvättning under olika förhållanden försiggår. Dylika försöksserier äro, när detta skrives, pågående, resp. planerade.

8. Förhållandet mellan tjällyftning och vattenhaltökning i tjälen (vattenuppsugning till tjälgränsen).

Hur stor vattentillförsel ett visst tjällyftningsbelopp motsvarar, beror för det första på, huruvida isen i tjälen är massiv eller porös, vilket i sin tur beror på ett flertal förhållanden, främst jordens vattenmättnadsgrad, utgångsstrukturen samt belastningstryckets storlek.

Det praktiskt utan jämförelse viktigaste *normalfallet* är det, då isen blir massiv eller i det närmaste massiv, som fallet är vid tjälning av kapillärt mättade jordar, åtminstone på något djup under själva ytan. I detta fall — som motsvarar praktiskt taget all vägtekniskt betydelsefull tjällyftning — blir vattenuppsugningen (Q_v) = $^9/_{10}$ av tjällyftningen (Q_i), minus den lyftning

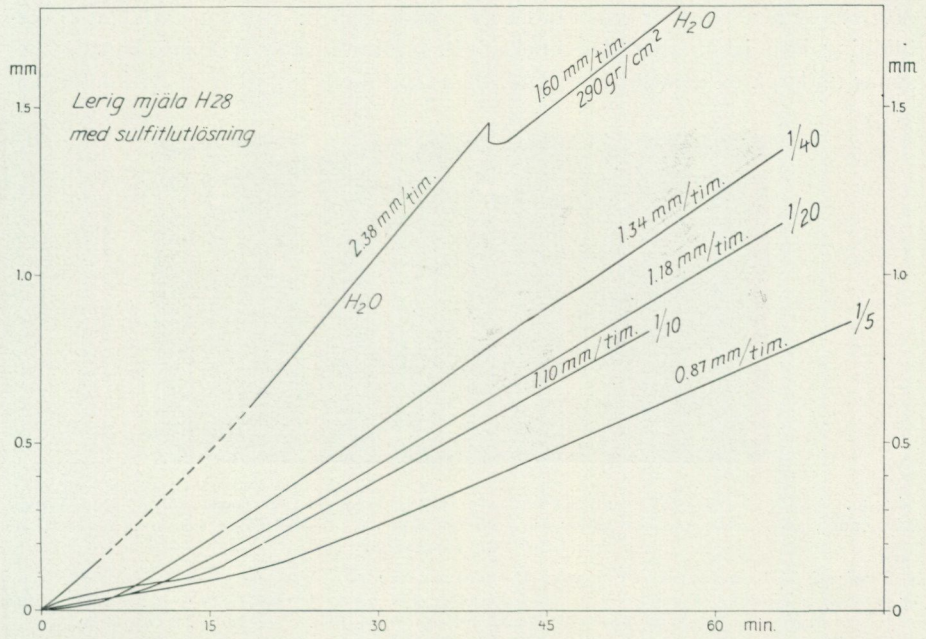


Fig. 55. Analog med figs. 51—54: tjällyftningskurvor för lerig mjäla H 28 med dest. vatten samt sulfitlutlösning i olika koncentrationer. Koncentrationen är vid varje kurva angiven i viktsdelar koncentrerad, sirapstjock lut, med torrsubstanshalten 60 %. T. ex. »$^1/_{20}$» betyder alltså en sulfitlutlösning med torrsubstanshalten 3.0 %, »$^1/_5$» med 12 %.

Analogous with Figs. 51—54: frost-heaving curves of clayey loam H 28, with pure water and with »sulphite-leach», i. e. a byproduct of the sulphite-process of paper-pulp manufacture. Concentration in this diagram not in normality, but in part of evaporated viscous leach (standard trade-article), with a concentration of 60 % dry substance. E. g. »$^1/_{20}$» thus represents a concentration of 3.0 % dry substance, »$^1/_5$» a concentration of 12 %.

som beror på utvidgningen vid frysning av det från början i jorden befintliga vattnet (Q_0):

$$Q_v = {}^9/_{10}\,(Q_i - Q_0).$$

I de fall då $Q_0 = Q_i$ sker ingen vattenhaltsökning, och då $Q_0 > Q_i$ blir vattenökningen negativ, d. v. s. vatten utpressas ur systemet, vilket motsvarar förhållandena vid tjälning av sand (sid. 61). Emellertid är storleken av Q_0 i naturen mycket ringa, upp till högst en eller ett par cm per meter tjäldjup (sid. 70). Vid mer betydande tjällyftning, av storleksordningen en eller flera decimeter vid ett tjäldjup av en à två meter, blir alltså Q_0 mycket litet i förhållande till Q_i, och kan i de flesta fall försummas; med obetydlig approximation blir alltså vattenuppsugningen $^9/_{10}$ av tjällyftningen. När helst det gäller mer

betydande tjällyftning vid märkbar belastning (t. ex. i vägkropp) kan detta relationstal användas.

Betydligt större relativ höjning per uppsugen och frusen vattenkvantitet erhålles i de fall då isen blir avsevärt *porös*, som fallet ofta är med de islager som bildas i gränsytan mellan jord och luft, särskilt i markytan (*pipkrake*). Det lyftande islagret består här av mer eller mindre glest stående pelare, där ofta isvolymen blott är en bråkdel av totalvolymen. Genom dylik pipkrakebildning kan isynnerhet den obelastade markytan vid frysperiodens början synas undergå en avsevärd höjning, flera centimeter upp till en decimeter och

Fig. 56. Ovanligt svårartat exempel på svacka över trumma på tjällyftande mark, uppkommen därigenom, att marken på ömse sidor av trumman höjt sig, medan själva trumman legat stilla. Efter A. Casagrande.

Example of frost-heaving directly visible. Especially severe case of the deep transversing depressions or grooves, originating in winter on a frost-heaving ground, when the road-surface on each side of the culvert is lifted, the part over the culvert remaining still. — After A. Casagrande.
For the counteraction of this phenomenon, see Beskow 1933 d, Fig. 12, p. 20, and 1934 b, Fig. 98, p. 310.

mer på några dagar (se sid. 16), där den motsvarande vattentillförseln (räknad i vattenskiktstjocklek) blott är en ringa del härav.

Dylika glesa, lyftande islager kunna emellertid även uppstå på större djup och vid avsevärd belastning, särskilt i förut befintliga sprickor i lera, samt i gränsen mellan två olika jordlager (»inre pipkrake»). De fall där dylika företeelser når någon större betydelse synas dock vara mycket sällsynta; som regel kan man räkna med, att så snart det gäller mer betydande tjällyftningsbelopp vid vägar och järnvägar, vattenuppsugningen till tjälgränsen är lika med, eller endast obetydligt understiger, $^{9}/_{10}$ av tjällyftningen.

9. Storleken av tjällyftning och vattenanrikning i tjälen i naturen.

Tjällyftningens storlek.

Över storleken av de i naturen förekommande totala tjällyftningsbeloppen föreligger ett mycket rikligt observationsmaterial. I flera fall kan relativa höjdskillnaden mellan tjällyft och icke tjällyft mark — resp. mellan mycket och obetydligt tjällyft sådan — direkt mätas.

Vid landsvägarna är detta särskilt fallet vid trummor på tjälskjutande mark, då nämligen trumman vanligen ligger helt still, medan vägbanan på ömse sidor höjes. På de så uppkomna, för trafikanterna blott alltför välbekanta, svackorna kan ju tjällyftningsbeloppet direkt mätas, genom avvägning eller genom att helt enkelt lägga en tillräckligt lång och styv stav tvärs över svackan och uppmäta avståndet till dess botten (fig. 56, 57). Djupet av dessa svackor

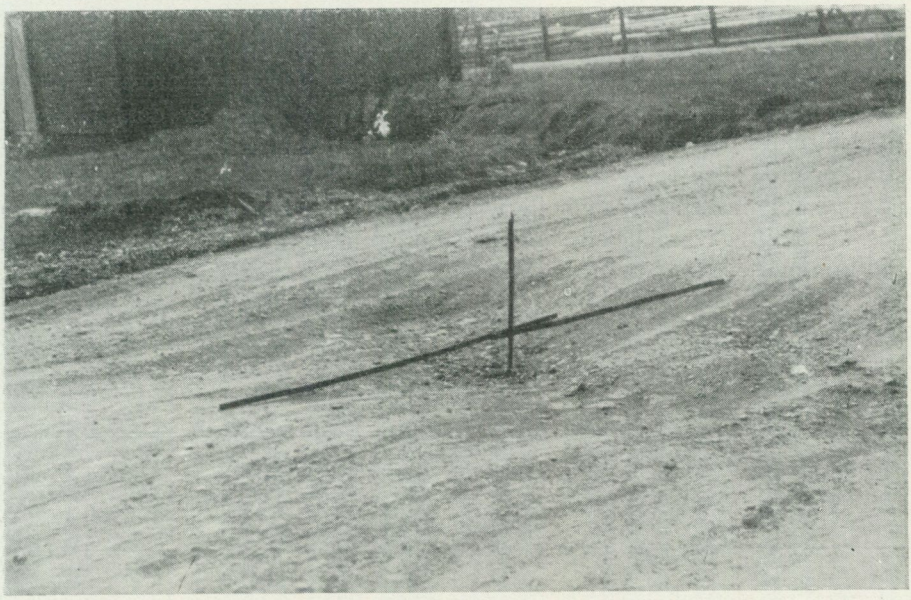


Fig. 57. Svacka över trumma på tjällyftande mark. Vanlig typ på svensk grusväg.
Analogous with Fig. 56; normal type on Swedish gravel roads.

utgör mycket ofta 15 à 20, stundom 30 till 40 cm. Ett liknande specialfall visar fig. 58. Ett annat exempel lämna de fall där i tjälskjutande jord ytligt inbäddade stenblock ligga stilla, medan marken höjer sig (fig. 59).

Vid järnvägarna är det ju de relativa tjälskjutningsbeloppen, d. v. s. höjdskillnaderna mellan närbelägna, olika starkt lyftade partier av rälsen, som är det praktiskt kännbara. Storleken av dessa belopp kan givetvis lätt uppmätas; allmännast sker detta genom att angiva den erforderliga kilhöjden på olika punkter. Kilhöjden brukar variera mellan någon tum och bortåt tre, fyra tum, men kan även uppnå avsevärt större belopp.

Att märka är dock, att kilhöjden endast anger »ojämnheterna», så att säga detaljreliefen i höjningsytan, och icke är något mått på totala lyftningsbeloppet; oftast utgör det blott en bråkdel därav. (Följden härav är ofta, att — där man endast har kilningsprotokoll som grundval för beslut om vidtagande av t. ex. urgrävning — att en kort urgrävning, som är avsedd att borttaga några i kilningsprotokollet märkbara tjälskjutningstoppar, kommer att orsaka ett

tvärt avbrott i en längre, i övrigt jämn tjälskjutningssträcka, varigenom på nytt kilning blir nödvändig vid urgrävningens ändar.)

De absoluta tjällyftningsbeloppen kunna endast erhållas genom jämförande *avvägning*, dels i tjälat, dels i otjälat tillstånd. Sådana avvägningar ha i mycket stor utsträckning utförts vid Statens Järnvägar, särskilt av de sista decenniernas nybyggda järnvägslinjer, och på senare år även av olika landsvägssträckor. S. J:s synnerligen värdefulla och omfattande observationsmaterial består av sammanhängande serieavvägningar av var 10:e meter, ofta upprepade flera år i följd, och vilka föreligga grafiskt återgivna i diagram av enhetlig typ, varav fig. 60 utgör ett prov. För att belysa de förekommande tjällyftningsbeloppen och deras frekvens, har ur ett par av dessa diagram tjälskjutningsfrekvensen uträknats, alltså sammanlagda längderna av bansträckor med olika tjällyftningsgrad, och återgivits i tabell 5. Som synes omfattar beräkningarna två enhetliga sträckor om vardera 20 km. Framhållas bör, att de ifrågavarande sträckorna icke utgöra några utvalda, speciellt svårt tjälskjutande partier, utan ungefär motsvara det normala i dessa trakter.

Tabell 5.

Tjälskjutnings-(»uppfrysnings»-)sträckor i % av totala banlängden för två norrländska statsbanelinjer. Jordartsförh.: morängrund över marina gränsen.

Frost-heaving parts of two railways, in percentage of total length. Northern Sweden. Subground: moraine.

Uppfrysning *Frost-heaving* cm	I %	II %	$\frac{I + II}{2}$ %	Uppfrysning *Frost-heaving* cm	I %	II %	$\frac{I + II}{2}$ %
45—40	0	0.1	0.05	>40	0	0.1	0.05
40—35	0.4	0.2	0.3	>35	0.4	0.3	0.35
35—30	0.2	0.6	0.4	>30	0.6	0.9	0.75
30—25	0.7	1.0	0.85	>25	1.3	1.9	1.6
25—20	1.3	1.6	1.45	>20	2.6	3.5	3.05
20—15	2.0	4.8	3.4	>15	4.6	8.3	6.45
15—10	8.0	7.9	7.95	>10	12.6	16.2	14.4
10— 5	18.7	24.8	21.75	> 5	31.3	41.0	36.15

I = Järnvägen Hällnäs—Stensele, km 30—50, vintrarna 1922/23, 23/24, 24/25.
II = » Bastuträsk—Skellefteå, km 0—20, vintern 1909/10 (och 10/11, 11/12).

Av tabellen framgår, att de extrema toppvärdena ligga kring 40 cm, men att höjningsbelopp på över 30 cm redan ha avsevärd omfattning (bortåt en procent); belopp över 20 cm omfattar omkring 3 % av totalsträckan. Vid vilket höjningsbelopp gränsen mellan ur praktisk synpunkt »tjälskjutande» och »icke tjälskjutande» mark bör dragas är givetvis beroende på de speciella omständigheterna. Under alla förhållanden måste ett höjningsbelopp av minst 10 cm betecknas som ur teknisk synpunkt avsevärt; drar man gränsen här, blir alltså omkring 15 % av totalsträckan avsevärt tjälskjutande. Sannolikt bör dock gränsen dragas närmare 5 cm; de avsevärt tjälskjutande sträckorna utgöra i så fall i runt tal $^1/_4$—$^1/_3$ av hela längden.

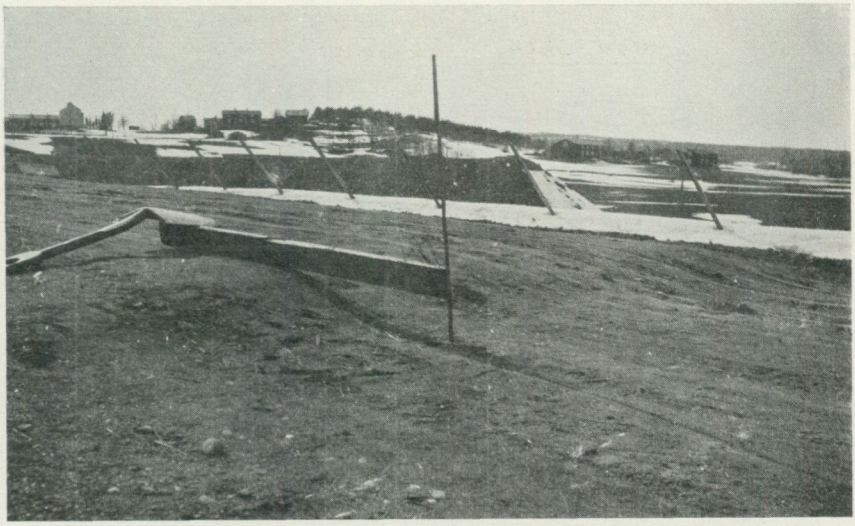


Fig. 58. Exempel demonstrerande tjällyftning. Vid byggnaden av ifrågavarande vägsträcka över tjällyftande mark skulle urgrävning verkställas, d. v. s. jorden urgrävas till c:a 60 cm djup och icke tjällyftande material ifyllas. På ett skifte försummade vederbörande denna åtgärd, i tron att det icke skulle upptäckas. Bilden visar vägens utseende omedelbart efter snösmältningen, medan tjälen ännu kvarligger, vid den tvära övergången mellan urgrävd och icke urgrävd, och därför tjällyftande, sträcka.

Case showing frost-heaving directly visible; in making a road on a very frost-heaving ground, the dangerous soil was replaced by a non-frost-heaving material to a depth of $^1/_2$ m; however by mistake, part was left. The photo shows the appearance of the end of this frost-heaving part after freezing, contrasted with the non-frost-heaving one.

Fig. 59. Tjällyftning i morän, synlig därigenom att ett delvis uppstickande större stenblock legat stilla. (I andra fall kan stenblocken lyftas med och hålrummet uppstår under stenen, vilket är förutsättningen för s. k. uppfrysning av stenblock). Mörby, Stocksund, nära Stockholm.

Frost-heaving in a moraine, visible as a contrast to a partly uncovered stone-boulder, not lifted. (In other cases, the stones are lifted together with the expanding soil, the spaces being formed under the stones.)

Tabell 6.

Tjälskjutningsbelopp på olika svenska vägsträckor, enligt utförda avvägningar.
Frost-heaving magnitudes for different roads in Sweden.

Lokal och vägdistrikt *Locality*	Län	Jordart *Soil*	Sträckans längd *Length of distance observed*[1]	Datum *Date*	Tjälskjutning *Frost-heaving* cm	Tjäldjup *Frost-depth* cm
Vännäs, Överkalix-Korpilombolo, I (Överkalix) . . .	Norrb.	Lättlera på grus- och bergbotten	s	1/2 29	16—28	—
			s	12/4 29	35—51	—
			s	28/2 30	19—27	—
			s	29/4 30	17—28	—
Vännäs, Överkalix-Korpilombolo, II	»	»	s	28/2 30	23—46	—
Långsel, Avafors-Vitå (Råneå)	»	Lättlera	s	9/3 31	24—27	80
Renholmsvägen, km 3 (Piteå)	»	Varvig lättlera	s	18/2 30	18—21	—
			s	5/4 30	22—28	—
Selet-Norrlångträsk (Byske, Skellefteå)	Västerb.		40 m	14/2 30	12—30	—
Skansholm, Vilhelmina, I . .	»	Morän	s	11/5 30	15—23	—
Malgomaj, II (Vilhelmina) . .		»	s	11/5 30	14—26.5	—
Långmyren, Kusfors-Norsjö (Norsjö)	»	»	175 m	30/12 30	2—12	—
			»	3/4 31	7—22	—
Burträsk-Skellefteå, km 26 (Burträsk)	»	»	25 m	28/12 28	5—21	—
			»	3/4 29	14—44	—
Lycksele-Björkberg (Lycksele)	»	»	300 m	10/4 31	2—14	—
Brattbyåkern, Umeå-Vännäs (Umeå)	»	Lätt mellanlera	2 p	27	—	—
			2 p	5/3 28	18—23	—
			250 m	8/3 29	19.5—42.5	—
			»	30	—	—
			»	9/2 31	10.5—23.5	—
			»	22/1 32	c:a 2—10	—
				10/3 34	10—19	—
Sörfors, Brännland-Överboda (Umeå)	»		2 p	16/2 27	16.5—19	—
			»	19/3 28	16.5—18.5	—
			»	12/4 29	21—23	—
			»	30	—	—
			»	26/3 31	24—25	—
			»	27/1 32	11—13	—
				31/1 34	8—18	—

[1] "s" means one section, "2 p" two observation points from the central line of the road surface.

Lokal och vägdistrikt *Locality*	Län	Jordart *Soil*	Sträckans längd *Length of distance observed*	Datum *Date*	Tjälskjutning *Frost-heaving* cm	Tjäldjup *Frost-depth* cm
Ramvik, Härnösand-Sollefteå (Gudmundrå)	Västernorrl.	Mellanlera	40 m	19/3 27	9—15	c:a 90
Fröland, Härnösand-Sundsvall (Säbrå)	»	Lättlera	40 m	17/3 27	15—20	105–120
Alvesta-Bergunda (Kinnevalds)	Kronobergs	Morän	3040 m	Våren 30 *Spring 30*	Mycket ofta 8—10 cm; de högsta topparna 13—15 cm	20–25
		»		Våren 31 *Spring 31*	Mycket ofta 5—8 cm; maximivärde 12 cm	35–40
Växjö-Huseby (Kinnevalds) .	»	»	440 m	Våren 30 *Spring 30*	Normalt kring 5 cm; maximum upp till 10 cm	15–20
		»		Våren 31 *Spring 31*	Normalt kring 5—10 cm; maximum 11 cm	35–40

Anm. Där siffrorna gäller längsprofiler, är den avvägda sträckans längd angiven i meter. s betyder en tvärsektion; 2 p betyder två olika punkter av vägmitten.

Observera att samtliga enkla sektioner (s) äro tjälskottspunkter; på de längre, starkt varierande sträckavvägningarna motsvara de högsta tjälskjutningsvärdena tjälskottspunkter.

Tabell 7.

Tjälskjutningsbelopp och största tjäldjup från avvägningssektioner på riksvägar i Sör Tröndelags fylke, Norge.

Frost-heaving and greatest frost-depth at levelled sections of roads in Sör Tröndelag, Norway.

Lokal *Locality*	1929/30		1930/31	
	Tjälskjutning *Frost-heaving* cm	Tjäldjup *Frost-depth* cm	Tjälskjutning *Frost-heaving* cm	Tjäldjup *Frost-depth* cm
Trondheim-Klett, . . km 2.778	12.9	—	14.9	100
Klett-Orkanger, . . . » 31.438	18.5	40	27	90
» - » , . . . » 31.500	9.5	40	16	c:a 100
» -Berkåk, ... » 114 A	14	25	—	—
» - » , ... » 114 B	12	27	—	—
Klett-Svartöy, ... » 33.9	—	—	13	125
Svartöy-Berkåk, . . . » 52.9	—	—	22.5	110
Storås - » , . . . » 117.35	—	—	12	80
» - » , . . . » 119.30	—	—	15	90

Av det föreliggande materialet av tjälskjutningsavvägningar från *landsvägar* är ett extrakt återgivet i tabell 6 och 7. De, på grund av de samtidigt utförda tjäldjupbestämningarna särskilt värdefulla, data från olika provplatser i Sör Tröndelags fylke, Norge (tabell 7) har välvilligast ställts till förfogande av Overingeniør A. Rode, Trondheim. De svenska observationerna härröra från sådana prov som för Svenska Väginstitutets räkning benäget utförts av olika vägmän på ett flertal platser i landet. De olika proven ha haft synnerligen växlande omfattning, varierande från enstaka tvärsektioner via längsprofiler till kombination av bägge.

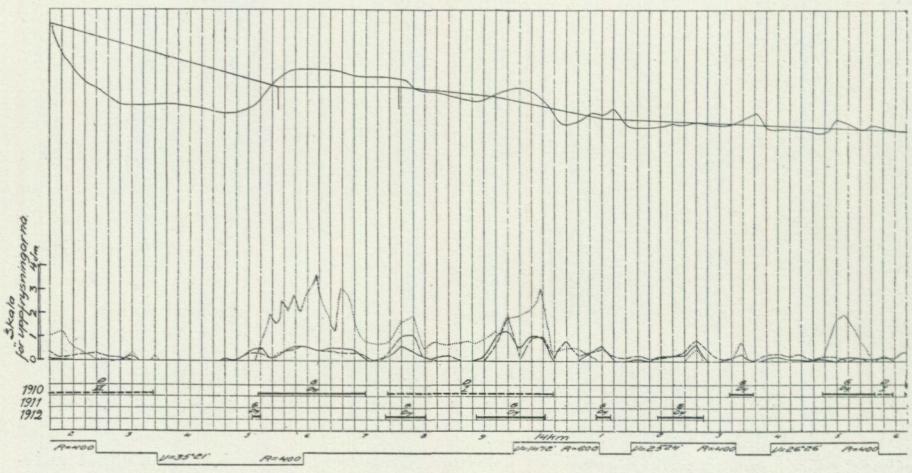


Fig. 60. Avvägningsdiagram från bandelen Bastuträsk—Skellefteå, visande markprofil (överst) och uppfrysningsbelopp för olika år (de undre kurvorna: prickat 1909—10, streckat 1910—11, heldraget 1911—12). De grova linjerna i rutnätet undertill markera vidtagna tjällyftningsavvärjande åtgärder (urgrävning eller dränering). Den prickade kurvan 1909—10, innan dessa åtgärder vidtagits, visar tjällyftningsbelopp på upp till 30 cm. Jordart: normal morän, i relativt fuktigt läge. Sambandet mellan skärning och tjällyftning framgår här tydligt.

Levelling-diagram from a railway in Northern Sweden, showing frost-heaving (the dotted curve), and its correspondence to the configuration of the terrain. Subground: moraine soil.

Av tabellerna — eller rättare alla de data varav tabellen är ett koncentrat — framgår följande: Tjälskjutningsbelopp på omkring 20 cm äro synnerligen vanliga, åtminstone inom norra Skandinavien. I själva verket synes de norrländska sedimentslätterna av mo-mjäla eller lättare leror över lag visa en lyftning av omkring 20 cm,[1] alldeles oavsett de extremt tjälskjutande egentliga tjälskottspunkterna. De mer utpräglade tjälskjutnings- och tjälskottsplatserna på sedimentgrund visa vanligen en tjälskjutning av omkring 30 cm, vilken ej alltför sällan stegras till 40 cm och därutöver.

På *morängrund* är i regel tjälskjutningen avsevärt lägre, i genomsnitt ungefär hälften. Över huvud taget är den på morän mycket varierande, ej blott så att den är olika från trakt till trakt, utan genom en mycket hastig lokal växling,

[1] Gäller för väg med normal bankhöjd, högst några decimeter över markplanet; vid ökad bankhöjd blir ju tjälskjutningen allt mindre.

som gör tjälskjutningskurvan småundulerad. Ofta är denna undulation direkt märkbar för vägtrafiken. Orsaken torde dels vara den ej sällsynta hastiga växlingen i moränens sammansättning, dels den ofta — härav betingade — ojämna vattentillförseln (vattenådror). Vid ett höjningsbelopp av 15—20 cm måste en morän betecknas som avsevärt tjälskjutande, sannolikt tjälskottsfarlig. I undantagsfall kan även på moränmark enstaka punkter nå lyftningsbelopp på 30—40 cm.

Vattenanrikningens storlek.

Tjällyftningen är ju — med obetydlig reduktion (se ovan) — ett mått på den under tjälningens gång uppsugna vattenmängden.

Men det för vägens förhållande i tjällossningen avgörande är ju inte totala vattenökningen, utan den relativa, alltså på hur mäktigt tjällager detta magasinerade vattenlager är fördelat, och arten av dess eventuellt ojämna fördelning inom tjällagret.

Om man t. v. bortser från den sistnämnda faktorn, kan man ur ovanstående tabeller (n:rs 5, 6 och 7) erhålla data för beräkning av relativa vattenhaltsökningen. Vägbanans tjocklek finnes visserligen ingenstädes angiven, men för vanlig grusväg kan man räkna med en genomsnittlig minimimäktighet av 15 cm. Tjäldjupet är i en del fall bestämt; som även av dessa siffror framgår, kan det för Norrland och för normala vintrar sättas till mellan c:a 1 och $1^1/_2$ meter, allt efter vägens geografiska belägenhet och terrängläge.

I nedanstående tabell 8 är ett antal olika fall uträknade, där utgångsvärdena valts så, att resultatet motsvarar de förekommande förhållandena på tjälskottsmark i norra och mellersta Skandinavien.

Tabell 8.

Tjälskjutning cm	Motsvarande uppsugen vattenmängd cm	Tjäldjup cm	Ursprunglig mäktighet av den tjälade vägkroppen (15 cm vägbana antages) cm	Genomsnittlig vattenhaltsökning (% per torrsubstans)	
				vol. %	vikts % (torr volymvikt antages till 1.6)
10	9	**50**	25	**36 %**	**23 %**
		100	75	12 %	7·5 %
20	18	50	15	120 %	75 %
		100	65	**36 %**	**23 %**
		150	115	16 %	10 %
30	27	**100**	55	**49 %**	**31 %**
		150	105	26 %	16 %
40	36	100	45	30 %	50 %
		150	95	38 %	24 %

Man ser av tabellen, att genomsnittliga vattenhaltsökningen på tjälskottsmark i Norrland blir av storleksordningen 20—30 vikt %, eller c:a 30—50 volymprocent. Dessa värden överensstämma helt med resultaten av de synnerligen talrika serierna direkta fuktighetsbestämningar på tjälad och otjälad mark (se nedan).

Men betonas bör ånyo att *genomsnittliga* vattenhaltsökningen i vägkroppen ingalunda är ensamt avgörande för vägens »beteende» i tjällossningen, eller för tjälskottsfaran. Om man bortser från inverkan av variationer i bärlager och beläggning samt trafikbelastning, är det två faktorer som äro av största vikt, nämligen jordartens mekaniska egenskaper samt *vattenöverskottets fördelning inom vägkroppen*. Beträffande den förra faktorn skall här endast framhållas, att, som Simon Johansson (1916) visat, den bärighetsnedsättande inverkan av ett visst vattenöverskott, eller omvänt det vattenöverskott som erfordras för att åstadkomma en viss bärighetsnedsättning, i högsta grad varierar med jordartens kornstorlekssammansättning (jfr Beskow 1934 b, fig. 97, s. 308). När jordarten väl från början är kapillärt mättad (över omslagspunkten), som fallet är med alla tjälskjutande jordar, räcker det med en helt liten vattentillsats för att bringa en finmo eller mjäla i flyttillstånd, medan däremot en lera för motsvarande fasthetsminskning erfordrar en mycket stor vattenökning, större ju styvare leran är.

Beträffande det genom tjälskjutningsprocessen åstadkomna *vattenöverskottets fördelning inom vägkroppen* framgår det av tjälstrukturiakttagelserna att den kan vara synnerligen ojämn. På vissa nivåer förekomma isränderna tätare eller äro utbildade med större mäktighet än eljest; här är givetvis vattenöverskottet större (fig. 61). Stundom förekommer ju sammanhängande islager av flera centimeters, t. o. m. decimeters, mäktighet, varför på motsvarande nivå tjälens vattenhalt kan sägas vara oändlig.[1] Från detta extrema gränsvärde förekommer alla variationer ned mot en vattenhalt som närmar sig den ofrusna jordens; stundom kunna vissa nivåer i en f. ö. isrik tjäle vara nästan fria från isränder.

Orsakerna till denna ojämna fördelning kan dels vara *varierande klimatiska faktorer*, dels *olikformig jordsammansättning*. Den olikformiga jordsammansättningens inverkan är tämligen självfallen: om ett sandlager ingår i en för övrigt diskontinuerligt frysande sedimentpacke kommer sanden att markera en nivå utan isränder och överskottsvatten. Men även mindre extrema växlingar kunna bli starkt märkbara, då nämligen olika grov tjälskjutningsjord har olika vattenökningsförmåga, så att (utom olika storleksordning och typ hos israndningen) en skillnad i fri ismängd och vattenhalt kommer att föreligga. Även mycket små variationer, i genomsnittskornstorlek eller blott i sorteringsgrad — och sådana förekomma ofta inom en till synes likformig

[1] F. ö. beror det naturligtvis på med vilka storlekselement man räknar. Tar man en helt smal pelare och räknar med millimeter eller bråkdelar av millimeter i höjdled, kommer vattenhaltskurvan för t. ex. en israndig lera att bestå av korta avsnitt med 100 % vattenhalt [per totalprov; per torrsubstans ∞ %] omväxlande med avsnitt med en vattenhalt som t. o. m. är lägre än för samma lera i otjälat tillstånd, beroende på att, ehuru tjälens totalvattenhalt ökats, lerpartierna mellan isränderna partiellt uttorkats.

mo- eller mjälaavlagring — kunna orsaka märkbara variationer, vilka särskilt väl framträda i fuktighetsanalyserna, emedan t. ex. en ringa variation i sorteringsgrad orsakar en avsevärd skillnad i porvolym och därmed utgångs-

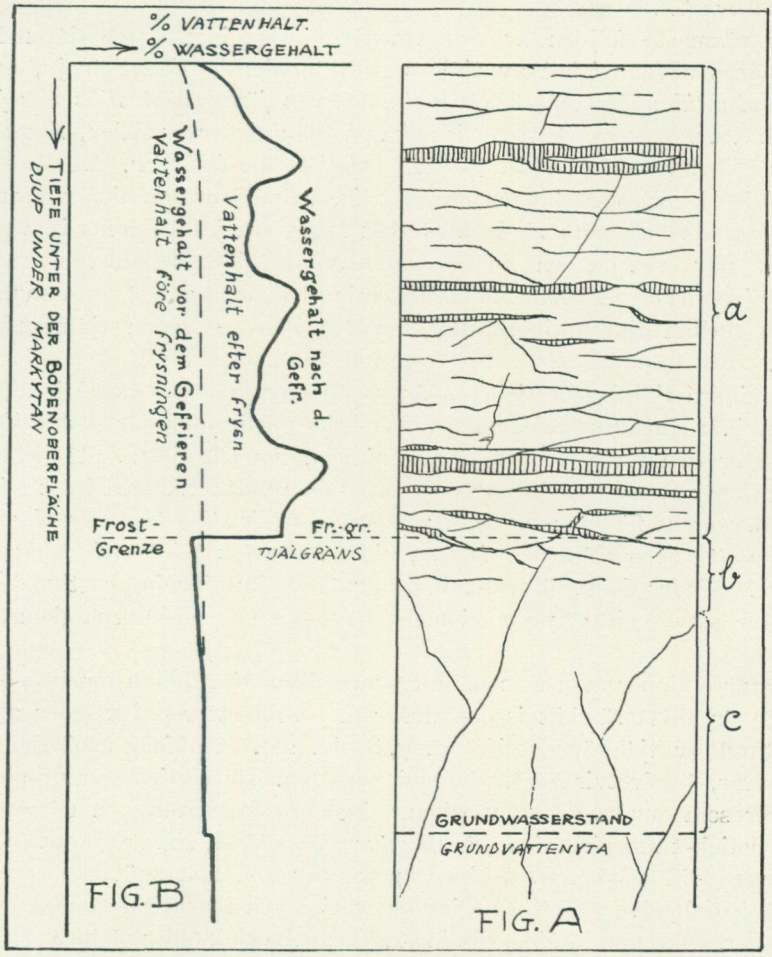


Fig. 61. Diagram visande förhållandet mellan olika isrika nivåer i tjälen (A), och dess vattenfördelningskurva (B). Jordarten antages vara en mellanlera, med permanenta sprickor. a = tjäle, b = uttorkningszon under tjälgränsen. Emedan leran för permanenta sprickor blir grundvattenytan reell, d. v. s. = den nivå där sprickorna föra fritt vatten, och därför också märkbar som ett hack i vattenfördelningskurvan.

Schematic diagram showing the relation between different ice-contents at different levels in a frozen soil (A), and the corresponding water-percentage (B).

vattenhalt. Att därjämte, om de olika jordarterna åtskiljas av skarpa gränsplan, dessa gränsplan eller skiktfogar lätt ge upphov till särskilt mäktiga och uthålliga islager, är tidigare framhållet (jfr fig. 17).

Men ur praktisk synpunkt ännu viktigare än dessa olikformigheter i jordsammansättningen äro de klimatiska faktorernas växlingar — särskilt i den mån de få inverkan på *tjälningshastigheten*.

Tjälningshastighetens inverkan på vattenöverskottets fördelning inom tjälen.

Som ovan visats, är *vattenuppsugningen till tjälgränsen oberoende av tjälningshastigheten.*

Den närmaste följden av denna vattenuppsugningens och därmed tjällyftningens oavhängighet av tjälens nedträngningshastighet är ju, att *den på en viss tid upptransporterade vattenmängden fördelas på olika stor jordvolym*, d. v. s. vattenöverskottet blir olika på olika nivåer av tjälen, vilket framträder i motsvarande *olika täthet och mäktighet av isskikten.* Det har också vid talrika frysförsök i olika skala visat sig, att på exakt de nivåer där tjälens nedträngande befunnits försiggå särskilt långsamt, jordpelarens ishalt blivit särskilt hög (fig. 9), och vidare att de kvantitativa skillnaderna mellan de olika nivåernas fria ishalt inom beräkningens noggrannhetsgrad motsvarar kvoten mellan tjällyftningshastigheten och den uppmätta tjälningshastigheten.

Ju mindre tjälningshastigheten är, desto mer koncentrerad blir alltså ishalten. När slutligen hastigheten underskrider den gräns där »köldtillförseln» balanserar den möjliga vattenuppsugningen, innebär detta, att hela köldbeloppet går åt för frysningen av det uppsugna vattnet, så att intet blir över för tjälgränsens förflyttning nedåt; *tjälgränsen blir stillastående, under utbildning av ett sammanhängande islager, vilket kan växa till teoretiskt obegränsad tjocklek.* (Under dessa förutsättningar är även tjälskjutningshastigheten helt beroende av — direkt proportionell mot — den termiska energiomsättningen.)

I naturen finner man som nämnt synnerligen ofta dylika markerade växlingar, där alltså särskilt isrika nivåer motsvara ett relativt (eller absolut) stillestånd av tjälgränsen (jfr fig. 7, 8, sid. 21). Vad isfördelningen främst registrerar, är givetvis *temperaturen i markytan.* De viktigaste av de klimatfaktorer som orsaka dessa växlingar i marktemperatur och därmed tjälningshastighet äro givetvis *lufttemperatur och snötäcke*, vilka reglera värmehushållningen vid markytan. Vid barmark eller konstant snötäcke registrerar tjälens isfördelning alla tillräckligt långvariga och markerade temperaturförändringar. Men där växlingarna i snötäckets tjocklek (eller rättare isolationsförmåga) äro avsevärda adderas deras inverkan till lufttemperaturens, och kan ofta helt överflygla effekten av densamma. På åkermark eller på endast hästplogad väg medför — resp. medförde — sålunda de i Norrland vanliga rikliga snöfallen under förvintern en markerad minskning av tjälens nedträngningshastighet, eller t. o. m. en avsmältning underifrån, medan å andra sidan eventuella töväder med åtföljande stark nattkyla på senvintern reducerade åtminstone vägarnas snötäcke till isgata, varmed följde våldsamt hastig nedträngning av tjälen (jfr fig. 84, sid. 205). Numera, med den allmänna effektiva motorsnöplogningen, är åtminstone för vägarnas del snötäcket i detta avseende relativt oväsentligt, och den viktigaste faktorn blir *lufttemperaturen.*

Det är nu givet, att det för vägens hållfasthet i tjällossningen är av allra största betydelse, på vilket djup i vägen de större vattenöverskotten äro kon-

centrerade, och att det är fördelaktigare ju större detta djup är. Ett avsevärt vattenöverskott deponerat som is högt uppe i vägkroppen — eller t. o. m. i själva vägbanan, som ej sällan inträffar då denna har för stor halt av fint material — har, när det i tjällossningen frigöres, möjlighet att åstadkomma uppmjukning och tjälskott även om jordarten i sig är synnerligen obetydligt flytbenägen. På ju större djup vattenöverskottet förekommer, desto mindre är utsikten för att den vattenmättade jorden skall uppträngа genom vägen såsom tjälskott, eller att överhuvudtaget deformationer skola komma till stånd; det är endast de allra svåraste flytjordarna, de verkliga »jäslerorna» av finmo- till mjälasammansättning, som kan uppträngа från så stora djup som över $^1/_2$, bortåt 1, meter.

Långsam tjälning på förvintern — orsakad av måttlig köld eller av snöisolation — *åstadkommer hög ishalt i vägkroppens översta lager* (eller t. o. m. i vägbanan, där denna innehåller tillräckligt mycket fint material), *vilket tenderar att orsaka en relativt svårartad tjällossning*. Vid hastig tjälning under förvintern blir på motsvarande sätt de kritiska övre nivåerna relativt isfattiga, och alltså bättre bäriga i tjällossningen. Det är bl. a. av denna orsak maskinsnöplogningen — tvärt emot gängse förmodan — visat sig ej blott icke-skadlig, utan positivt fördelaktig med hänsyn till tjällossningen (Beskow 1928).[1]

Slutligen bör det framhållas, att, oberoende av alla ovan berörda faktorer, en viss olikformighet i vattenöverskottets fördelning kan förväntas genom ändring i vattenuppsugningshastighet på grund av variationer i grundvattenstånd under tjälningens lopp. Tjälens nedåtskridande bringar ju tjälytan i riktning närmare grundvattenytan, men å andra sidan sker under vinterns lopp i allmänhet en successiv sänkning av grundvattenståndet. Huru distansen mellan de båda ytorna kommer att ändras beror på de lokala förhållandena; här skall endast några allmänna beräkningar göras.

Variationerna i grundvattenstånd äro ju i allmänhet mindre ju flackare terrängformerna äro. På relativt horisontella lerslätter av någorlunda stor utsträckning — så som i mellersta Sveriges större åkerbruksbygder och vissa norrländska kustslätter — bli variationerna tämligen små: om grundvattendjupet vid tjälningens början är omkring $^1/_2$ till 1 meter, sjunker det (förutsatt att smältperioder ej ge ny påspädning) till sprickzonens understa nivåer, eller till omkring $1^1/_2$ à 3 m. Då på åkermark tjäldjupet i dessa trakter sällan överskrider några decimeter, sker alltså under tjälningens lopp en avsevärd ökning av grundvattenavståndet. I vägarna kan man däremot oftast räkna med ett tjäldjup av omkring 1 m; de båda rörelserna kompensera alltså varandra, och avståndet blir ungefär konstant.

När det gäller lättare jordarter, t. ex. mo- eller mjälasediment, samt större höjdskillnader med mindre utsträckning i sidled — och alla dessa faktorer samverka i de norrländska dalgångarnas jäslereterräng — bli variationerna ofta mycket stora. Även där efter höstens regnväder vattenståndet vid tjäl-

[1] Att totala tjällyftningen härigenom ökas är en annan sak; i regel är ju dock dess betydelse för vägtrafiken relativt ringa. Orsaken till sagda ökning är givetvis, att med ökat tjäldjup tjälningen sker närmare grundvattenytan.

ningens början är mycket högt, t. ex. en halv till en meter under markytan, kan den successiva sänkningen under tjälningens gång mot slutet av vintern orsaka så stora grundvattendjup som tre, fyra m eller mer. Denna sänkning kompenseras ju blott till en mindre del av tjälens nedträngande, varför (under förutsättning av enhetlig jordart) vattenuppsugnings-tjälskjutningsbeloppet per tidsenhet avtar; hur sedan fördelningen blir beror på tjälens nedträngningshastighet.

Nu är, som på sid. 172 ff. närmare framhålles, den teoretiska grundvattenytans primära betydelse mycket olika i olika jordarter. Gäller det en sprickförande jord, en lera, motsvarar den teoretiska grundvattenytan en verklig vattenhaltsskillnad och en yta av stor praktisk betydelse. Men i sprickfria finmo- och mjälajordar är grundvattenytan en »teoretisk yta», en spänningsyta inom jordarten, vilken visserligen är principiellt lika viktig, men som saknar större praktisk betydelse. Det för tjälskjutningsbeloppet väsentliga är här avståndet till bättre vattengenomsläppliga och vattenförande lager — t. ex. grus eller sand, eventuellt sprickförande lera.[1] Där så är fallet — alltså ett tjälskjutande, sprickfritt finmo- eller mjälalager av viss tjocklek vilar på sådan vattenledande bottenjord — blir med ökat tjäldjup avståndet från tjälytan till det vattenledande lagret allt mindre, och den möjliga tjälskjutningshastigheten därför allt större. Men detta gäller endast så länge det genomsläppliga lagret verkligen leder vatten ända uppe i kontaktytan mot jäsleran; om vattentillförseln såsmåningom under vinterns lopp minskar, så att grundvattenströmmen upphör eller blott sjunker *under* denna kontaktyta, blir uppsugningen och därmed tjälskjutningen praktiskt taget momentant reducerad till noll.

På liknande sätt kunna de lokala förhållandena orsaka snart sagt oändligt varierande komplikationer, specialfall, på vilka här ej är platsen att närmare ingå. De regionala förhållandena bli även mycket olika i olika klimatgebiet, beroende på huruvida marken i regel är *tjälad under en sammanhängande vinterperiod*, varvid en successiv grundvattenminskning äger rum, eller huruvida ett mildare vinterklimat med *ofullständigt eller sporadiskt tjälad mark och upprepade töperioder* möjliggör riklig förnyelse av grundvattenförråden.

De av alla dessa faktorer betingade ojämnheterna i det uppsugna överskottsvattnets fördelning inom tjällagret, visar sig, som nämnt, direkt i naturen genom den *olika fördelningen av den som fria isränder förefintliga ismängden*. Noggranna och talrika sådana undersökningar — mätningar av fria isvolymen i kombination med vattenhaltbestämning — ha utförts av Kokkonen (1926). Framhållas bör dock, att i leror den tillförda mängden överskottsvatten icke — ej ens »praktiskt taget» — motsvarar hela den fria ishalten, beroende på, att i isränderna även ingår en avsevärd mängd av det i leran från början befintliga vattnet; i genomsnitt större mängd ju styvare (»fetare», = finkornigare) lera det gäller, samt ju större dess ursprungsvattenhalt varit.

[1] På detta avstånd beror visserligen i sin tur grundvattenytans läge, men grundvattenytan blir, som nämnt, här ur praktisk synpunkt en sekundärföreteelse.

Därjämte har överskottsvattenhalten bestämts på så sätt, att tjälprov fått smälta i slutet kärl, och mängden av det fria, av jordprovet icke absorberade, vattnet mätts, varefter jordprovets totalvattenhalt bestämts.

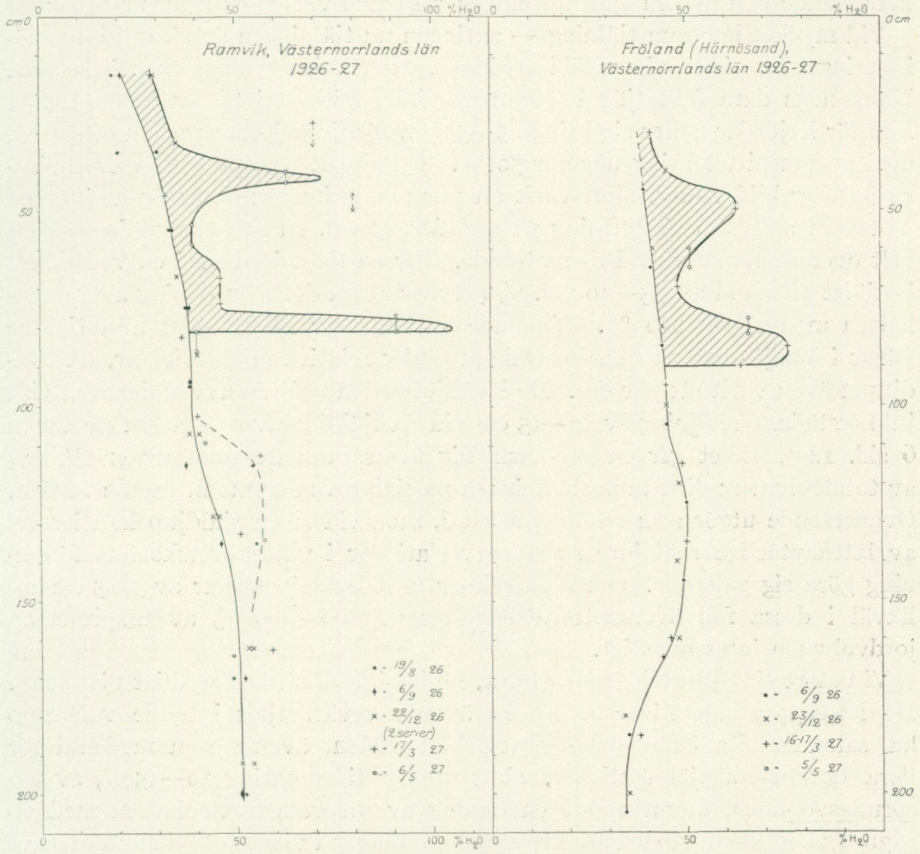


Fig. 62. Exempel på vattenhaltökning i vägkroppar under vinterns tjälning. Grafisk sammanfattning av fuktighetsbestämningar på serier av jordprov från olika djup, tagna vid olika tidpunkter under året.

Djup i cm under vägbanan, och vattenhalt i % av torrsubstans. Jordart i bägge fallen lätt mellanlera (vid Fröland övergår leran till mjäla på djup under 160 cm, vilket är orsaken till kurvans inbuktning nedtill).

Illustration of the increase of water-percentage in a soil (subground under road-pavements), as deter mined by means of moisture-analyses from two different roads, taken at different times in the same year. Depths in cm under road-surface; water-contents in percentage by wheight of dry substance. Soil: in both cases loamy clay.

Även av de på ett tidigt stadium av undersökningarna för Väginstitutet utförda serierna av fuktighetsanalyser från vägkroppar kan — ehuru den fria vattenhalten ej bestämts — halten av överskottsvatten i de flesta fall beräknas, då jordartens normala vattenhalt vid kapillär mättning är känd. I fig. 62 är för två serier denna beräkning grafiskt utförd; det streckade området mellan vattenhaltskurvan före och efter tjälningen visar överskottets storlek och fördelning.

Sammanfattning av vattenanrikningens storlek i avsevärt tjälskjutande mark.

I sammanfattning framgår av alla dessa undersökningar följande data beträffande den genom tjälskjutningen orsakade vattenökningens storlek:

Vid mycket långsam tjälning — antingen nu tjälningen är fördröjd av snöisolering eller ringa vinterköld — kan vattenökningen bli synnerligen stor. Kokkonens data från tjälad åkermark visa en ishalt i % av totalvolymen som för lerjordar håller sig kring 25—55 %, för finmojordar mellan 0—75 %, med genomsnittet kring ungefär 50 %. Tjäldjupet har, på grund av snöisolering eller blid vinter, blott varit ett par tre decimeter; de anförda siffrorna motsvara alltså en tjällyftning på *omkring* 15 cm, en storleksordning vilken helt överensstämmer med den väntade. För en finmojord med en vattenhalt i otjälat tillstånd av 35—40 vol. % betyder alltså detta en ökning av vattenhalten med 100 à 150 %. Liknande vattenhalter ha erhållits från tjälade vägar i Växjö- och Stockholmstrakten under relativt milda vintrar, då tjäldjupet även varit ett par dm. De i Växjötrakten utförda avvägningarna visa ju flerstädes en höjning av 10—15 cm vid ett tjäldjup av 20—40 cm (se tabell 6 sid. 110), vilket ger en genomsnittlig överskottsvattenhalt av c:a $^1/_3$—$^1/_2$ av totalvolymen; direkta bestämningen på tjälproven ge motsvarande värden. Ovanstående utgör som nämnt medeltal, men vid ringa tjäldjup kan i regel av lättförståeliga skäl inte så stora variationer i vattenöverskottets fördelning göra sig gällande. Om man räknar med lagertjocklekar av 3—5 cm äro likväl i dessa fall överskottsvattenhalter av 100—200 % av ursprungliga jordvolymen intet ovanligt.

Vid stort tjäldjup blir, som nämnt, fördelningen gärna betydligt ojämnare. De hastigt tjälade nivåerna av en även avsevärt tjälskjutande vägkropp ha sålunda ofta en överskottsvattenhalt vilken, även såsom medeltal för flera decimeters tjälmäktighet, blott uppgår till omkring 10—15 % av ursprungsvolymen, motsvarande en ökning av ursprungsvattenhalten med 20—30 %; beräknad på smalare nivåer kan ökningen i vissa fall bli ännu mycket mindre. De isrikaste nivåerna däremot, vilka markera relativa stillestånd av tjälgränsen, kunna ju ha en praktiskt taget obegränsad vattenhalt; då ett enstaka islager kan nå decimetermäktighet, eller mer, kan även för så stora lagertjocklekar alltså vattenhaltsökningen sägas vara oändlig. Men bortsett från dylika undantagsfall, brukar, om man som förut räknar med c:a 3—5 cm lagertjocklek som enhet, de isrikare nivåernas vattenhalt motsvara ett överskott på bortåt 100, stundom upp till 2 à 300 % av ursprungsvolymen, innebärande en ökning av vattenhalten till drygt det dubbla, upp till det tre à fyrdubbla.

10. Skillnaden mellan tjällyftande och icke tjällyftande jord.

Av det ovanstående framgår, i hur hög grad olika faktorer inverka på jordarternas utvidgning vid frysning, och därvid även på huruvida tjällyftningen uppnår märkbara belopp, eller blir praktiskt taget noll, d. v. s. om jorden är

Tabell 9.

Tjällyftningshastighet vid olika tryck, för olika grova osorterade jordarter (moräner, vägbaneblandningar, krossgrus etc.).

Frost-heaving rate at different pressures, for varying moraine-soils or similar mixtures.

N:r	Prov N:r *Soil sample*	Kapillaritet *Capillarity*	Tjällyftningshastighet mm/tim. vid belastningstryck. *Frost-heaving rate, in mm/hour, at pressure:*				
		K_M meter	gr/cm² 15	gr/cm² 48	gr/cm² 170	gr/cm² 410	gr/cm² 650
A	Glimmersand 1	0.95	0	—	—	—	—
B	» 2	1.9	0.06	0	—	—	—
1	102 Morän	0.8	0.1	0	—	—	—
2	Bl 14 Stenmjöl	1.5	0.26	0	—	—	—
3	Sö 4 Krossgrus		(0.1)[1]	0.1	0	—	—
4	44 Vägbana	1.6	0.24	0.19	—	—	—
5	Gä 6 Morän	1.9	0.52	—	0.18	0.02	—
6	209 Vägbana	2.5	[0.24][1]	0.5	0.24	0	—
7	1934, I: 10 Vägbana		[0.4][1]	0.53	0.19	0	—
8	29 Vägbana		[0.26][1]	0.6	0.2	0.07	—
9	4/11 33, 8 b Vägbana		(0.7)[1]	0.7	0.26	—	—
10	Bl 14 Stenmjöl	4.4	(0.6)[1]	—	0.3	0.11	—
11	4/11 33, 4 Vägbana	4.7	[0.6][1]	1.2	0.34	—	—
12	47 Vägbana		[0.6][1]	1.05	0.48	0.2	0.01
13	1934, II: 1 Makad. vägb. . .		1.0	0.75	0.55	0.25	—
14	Bl 5 Vägbana	6.5	[0.68][1]	—	0.66	0.4	—
15	201 Vägbana		—	0.84	0.7	0.38	0.18

[1] Obs.! I denna kolumn äro de flesta värdena för låga (siffrorna inom parentes), beroende på för dålig värmeledning (långsam frysning). ( ) = något för lågt, [ ] = fullständigt missvisande.

[1] *Important!* ( ) [ ] *the figures are wrong (too small), because of bad contact with the cold air in freezing-chamber (slow freezing).*

tjällyftande eller icke (se även sid. 50). Det är därför principiellt ogörligt att fixera en viss gräns mellan tjällyftande och icke tjällyftande jord.

Emellertid är, vid de förhållanden som vägbyggaren har att räkna med i naturen, dessa faktorers variationsgrad i regel så starkt begränsad, att man för praktiska ändamål med någorlunda säkerhet kan dra en sådan gräns. De egenskaper som kunna läggas till grund härför äro kornstorleken och kapillariteten, i vissa fall även hygroskopiciteten.

Gränsens läge har fastställts väsentligen enligt två principer: mekanisk analys och kapillaritetsbestämning på jordprov från platser som i naturen visat sig tjällyftande, samt frysförsök med jordar av känd sammansättning och kapillaritet.

Kornstorleksgränsen.

Tidigare är en sådan frysförsöksserie beskriven (sid. 52), omfattande rensorterade fraktioner, varvid befunnits, att därvid gränsen är att förlägga vid c:a 0.1—0.05 mm genomsnittlig partikeldiameter.

Resultatet av övriga frysförsök — vilka utförts med den å sid. 74 beskrivna apparaturen — samt av kornstorleksanalyserna å i naturen tjälfarliga befunna jordarter, framgår av tabell 9 och fig. 63—65. Materialet har sammanförts i två grupper: sediment och moräner.

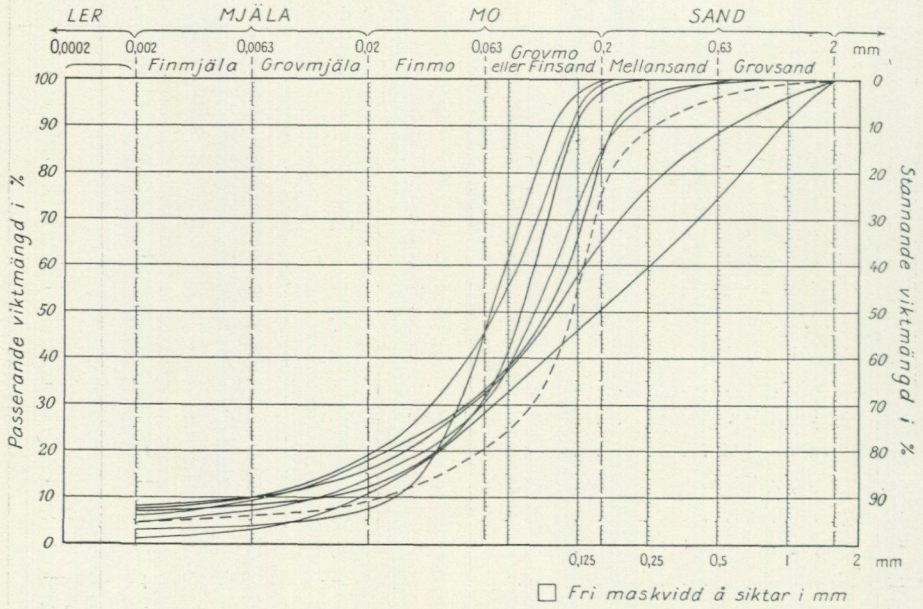


Fig. 63. Kornstorleksanalyskurvor för grövsta tjällyftande samt finkornigaste icke tjällyftande sediment. Grovstreckat: icke tjällyftande (tjälfarlighetsgrupp O, tabell 11). Heldraget: tjälfarlighetsgrupp 1 a och 1 b.

Grain-size diagram of the coarsest frost-heaving sediments (continuous curves) and the finest not frost-heaving one (broken curve). These frost-heaving sediments belong to the groups with the frost-heaving index 1 a and 1 b; see table 13 A, p. 141. This diagram thus shows the limit between »frost-sensible» and »not frost-sensible» sediments.

I sammanfattning framgår härav följande:

När det gäller normala sediment — alltså *väl sorterade jordarter* — synes, som fig. 63 visar, kornstorleksgränsen för de under naturliga betingelser i väg- eller bankropp tjälskjutningsfarliga jordarna vara synnerligen definitiv. Om man väljer ett lämpligt enkelvärde — vartill kurvornas likartade förlopp berättigar — kan man säga, att denna gräns går vid en halt av c:a 30 % material < sikt 0.062 mm eller 55 % < sikt 0.125 mm. Med säkerhet *icke tjälskjutande* äro alltså de sediment av vilka högst 55 % passera sikt 0.125 mm eller högst 30 % sikt 0.062 mm.

Men de jordarter som ligga närmast under denna gräns — alltså de grövsta

bland de jordarter som kunna bli tjälskjutande, eller den grupp som kan benämnas *mellanmo* — äro ingalunda under alla omständigheter tjälskjutande, utan blott under vissa betingelser, nämligen vid högt grundvattenstånd och icke alltför stort belastningstryck. Dessa jordarter äro farliga endast i fuktigt belägna slänter, där belastningstrycket är obetydligt och de kunna förorsaka jordflytning, samt i vägkroppar vid mycket högt grundvattenstånd (mycket dålig dränering, ev. jämte abnormt regnig höst).

Som gräns för de normalt tjällyftande och tjälskottsbildande sedimenten kan man sätta > 50 % passerande sikt 0.062 mm.

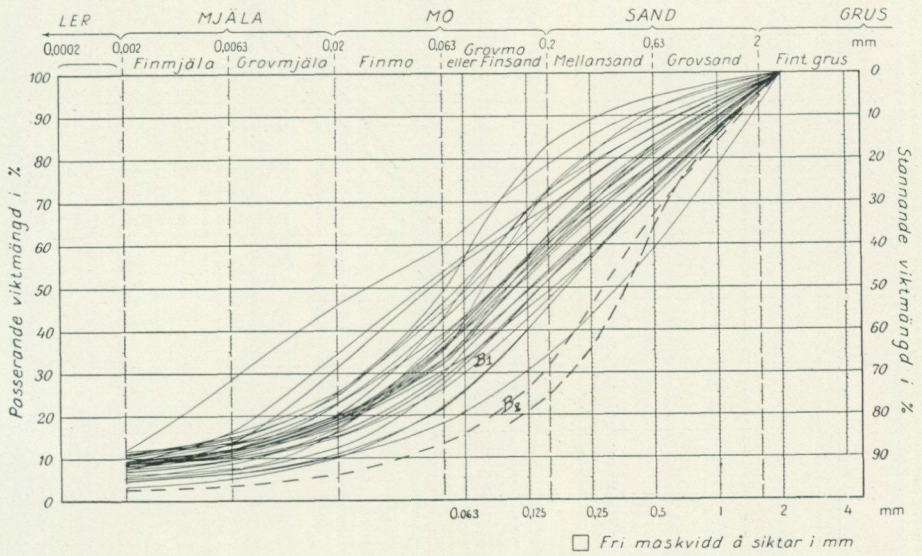


Fig. 64. Kornstorleksanalyskurvor för tjällyftande (heldragna linjer) och tvenne icke tjällyftande moräner (streckade kurvor). Kurvorna visa sammansättningen av material passerande sikt 2.0 mm. Samtliga analyser (utom en) utförda enligt Atterbergs metod.
Observera särskilt B_1 och B_2, vilka äro från en och samma tjällyftningsavvägda vägsträcka (Bergunda—Avesta, Kronobergs län), därav B_1 på en kraftigt tjällyftande, B_2 på en icke tjällyftande variant av moränen.

Grain-size diagram of frost-heaving moraine soils (continuous curves) and two non-frost-heaving ones (broken curves). The diagram shows the composition only of the part of the sample passing through a sieve with 2.0 mm mesh.

För de osorterade *moränjordarna* bli ju förhållandena betydligt mer komplicerade. Den första svårigheten uppkommer vid analysberäkningen; uppenbart är att de grövsta fraktionerna, block och sten, ej böra medräknas, men vid vilken siktstorlek skall gränsen dragas? Som alltid, då det gäller uppdelningen av en kontinuerlig variationsserie, måste en sådan gräns bli villkorlig och konventionell. Av flera skäl är det emellertid lämpligt att använda den vedertagna gränsen mellan »grovjord» och »finjord» eller 2 mm.

Enligt den interskandinaviska korngruppskalan avser detta mått rundhålsdiameter vid sållning. För vägtekniska ändamål är det emellertid lämpligare att använda närmaste nummer i den serie siktar som Svenska väginstitutet

i samråd med representanter för Sveriges geologiska undersökning överenskommit, eller 2 mm fyrkantig maskvidd. Väginstitutet har fastställt ett för normala jordar mycket noggrant gällande relationstal mellan runda och fyrkantiga hål, 1 : 0.8, innebärande att t. ex. rundhålsdiametern 2 mm vid siktning motsvarar en kantlängd hos de kvadratiska maskorna av 1.6 mm. På

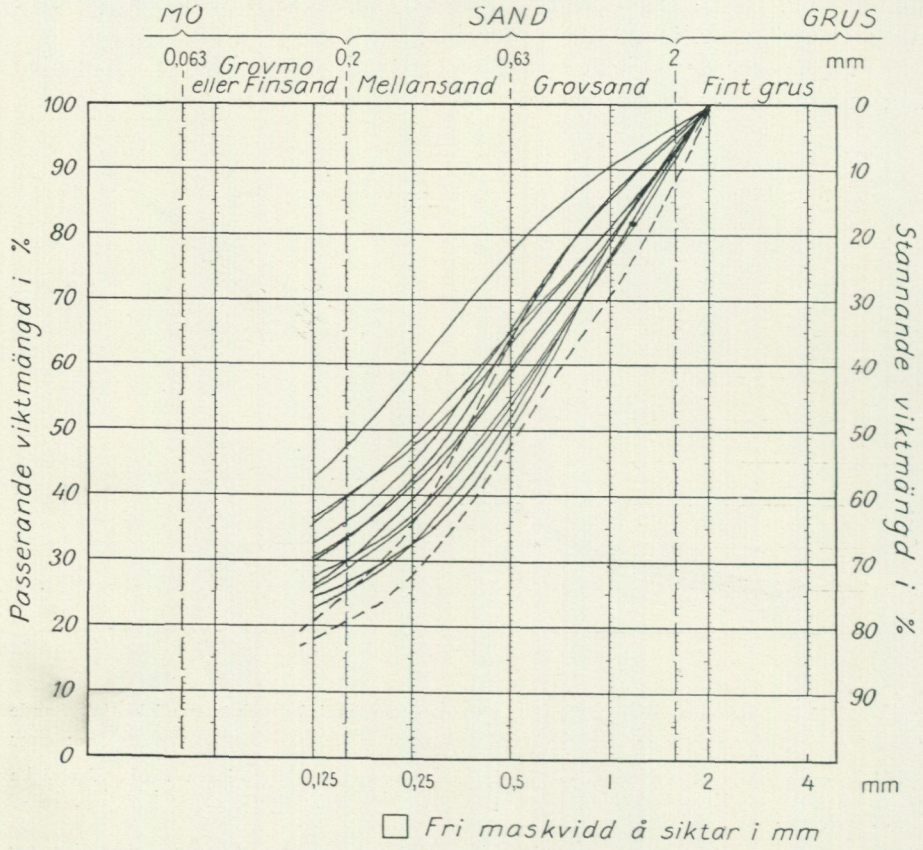


Fig. 65. Analyskurvor (siktanalyser) av relativt grova moräner och moränliknande blandningar (krossgrus, vägbanor), på vilka frysanalys utförts för att bestämma gränsen mellan tjälfarlig och icke tjälfarlig moränsammansättning (se tabell 9!).
(1934, II: 1 i tabellen utelämnad, då dess sorteringstyp avviker alltför starkt från moräntypen.)

Grain-size diagram of coarse moraine soils and analogous mixtures (gravel-road pavements), on which freezing analyses are made in order to show the limit between a frost-heaving and a non-frost-heaving composition; the results of these analyses are given in table 11.

grundval härav är det möjligt att genom omräkning överföra resultaten av analys med runda hål i kvadratiska, och tvärt om. Diagram 63—65 äro utförda på specialblanketter, i vilka såväl de vanliga jordartsgränserna som den nämnda siktserien äro införda, med användning av det nämnda relationstalet 1 : 0.8.

I fig. 64 återgivas nu finjordskurvorna för samtliga analyserade, säkert tjälskjutande moräner, samt därjämte en kurva för en icke tjälskjutande morän. Som synes är kurvornas förlopp relativt harmoniskt, och gränsen låter

sig dragas tämligen exakt; den förlöper över punkterna c:a 18—20 % < 0.062 mm och 30 % < 0.125 mm. Av särskilt värde äro de två kurvorna B_1 och B_2. De hänföra sig till olika varianter av samma moräntäcke, tagna på ett par km:s avstånd från varandra längs samma vägsträcka (nya vägen Bergunda—Avesta, Kronobergs län) på vilken utförts avvägningar, som visa, att — trots ett i fuktighetsavseende likartat läge i jämnstora skärningar — den ena varianten (prov B_1) var avsevärt tjälskjutande, den andra (prov B_2) fullständigt

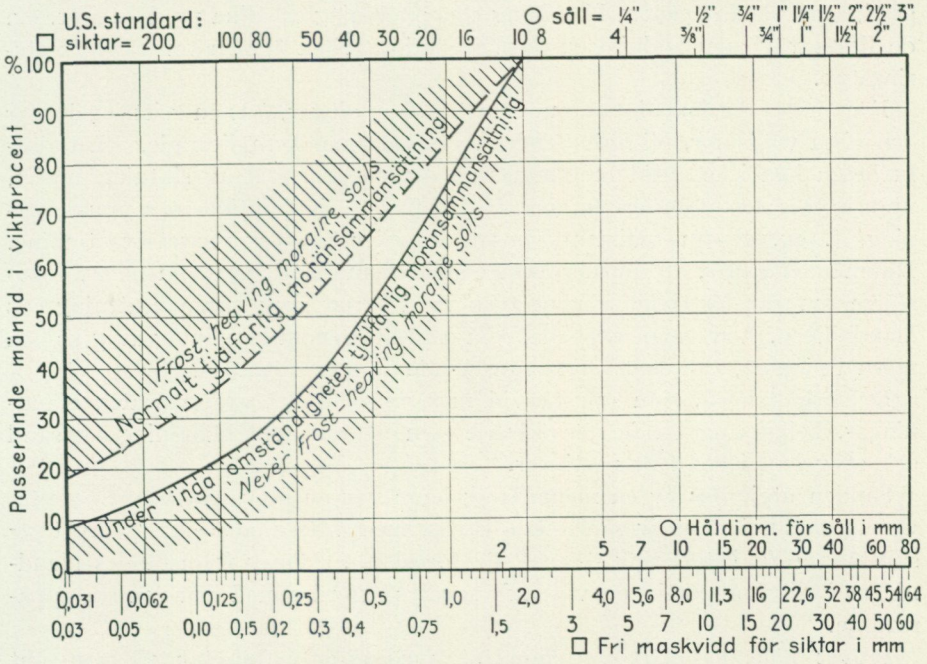


Fig. 66. Gränsen för tjälfarlig och icke tjälfarlig sammansättning av morän eller liknande blandningar (de flesta vägbanor). Den undre streckade zonen motsvarar tjälfarlighetsgrupp o i tabell 11, den övre tjälfarlighetsgrupp 2 i samma tabell, den mellanliggande blanka zonen tjälfarlighetsgrupp 1 a—1 b.

Diagram showing the limit zone between frost-heaving and non-frost-heaving compositions of moraine soils (or other soils and mixtures of analogous composition). The empty central zone corresponds to the frost-heaving index 1 a and 1 b; see table 13.

tjälskjutningsfri. Härigenom är gränsen fixerad inom en helt smal zon, i vilken samtidigt den faktiska variationsgränsen för samtliga analyskurvor av tjälskjutande moräner förlöper.

Fig. 65 omfattar siktanalyskurvorna för ett antal sandiga och lerfattiga moräner och moränliknande produkter, å vilka frysförsök utförts vid olika tryck, samt vilkas resultat schematiskt framgår av tabell 9.

På grundval av dessa båda diagram har fig. 66 konstruerats, angivande gränsen för å ena sidan sådan sammansättning, vilken ur vägteknisk synpunkt med visshet är under alla omständigheter icke tjälfarlig, samt vidare sådan sammansättning vilken normalt är att betrakta som tjälfarlig, d. v. s. vid naturlig tjälning i vägkropp i relativt fuktigt läge (icke extremt stort grund-

vattendjup) är avsevärt tjällyftande (samt vid ringa grundvattendjup, < c:a 1 m, innebär fara för tjälskott). Vill man sammanfatta den grafiska framställningen till ett enkelt siffervärde, kan detta formuleras sålunda: icke tjälfarliga äro de moränjordar eller moränliknande produkter där < 22 % passerar sikt 0.125 mm och < 15 % sikt 0.062 mm, räknat i vikt-% av det material som passerat sikt 2 mm (= vikt-% av »finjorden»).

Betonas bör, att ovanstående gäller moräner av ungefär »normal» sorteringsgrad, samt sådana genom blandning eller krossning erhållna produkter (t. ex. de flesta vägbaneblandningar, resp. stenmjöl), vilka äga motsvarande sorteringstyp.

För mer oregelmässigt sammansatta blandningar, såsom vittringsjordar och vissa vägbanor, bli förhållandena avsevärt mer komplicerade, och tjälsäkerheten kan icke alltid bestämmas enbart på grundval av siktningsanalys, utan kräves dessutom bestämning av den finaste siktfraktionens sammansättning, t. ex. genom sedimentationsanalys eller hygroskopicitetsbestämning. I allmänhet gäller, att ju mer äkta kolloidalt material (ler) som ingår, desto större är faran för tjälkänslighet även vid i övrigt grov sammansättning hos blandningen. Vid sådan vägbana, som erhållits genom blandning av grus och normal pinnmo, kan emellertid ovanstående normer tillämpas.

De förhållanden, som uppstå vid mer oregelbundet sammansatta blandningar, belysas av en frysförsöksserie som utförts med blandning av sand och styv lera i olika proportioner.

Sanden utgjordes av en mellansand; leran var en styv lera från Skåresta, Östergötland, i naturlig såplerekonsistens, med vattenhalt = 47 % av torrsubstansen (vid torkning + 100° C, torkskåp). Härav framställdes blandningar i olika proportioner, varpå frysanalys utfördes med den vanliga apparaturen.

Provet hölls kapillärt vattenmättat, med grundvattenytan på konstant ringa djup (c:a 10—5 cm). Resultaten framgå i sammanfattning av tabell 10.

Av tabell 10 framgår följande: Genom tillsats av en mindre del lera till sanden blir densamma tjällyftande. 5 vikt-% såplera (motsvarande c:a 2½ % torr lersubstans) orsakar en knappt märkbar effekt, men redan vid 10 % är tjällyftningen avsevärd, och vid 20 % stor. Vid ytterligare ökad lerhalt faller den emellertid, och är vid 40 % lera på nytt praktiskt taget ingen.

Orsaken härtill är följande: Vid låg lerhalt bildar leran kolloidbeläggningar på sandkornen, varigenom de fysikaliska förutsättningarna för diskontinuerlig tjälning äro givna; samtidigt äro emellertid porerna öppna, alltså blandningen väl genomsläpplig, vilket är förutsättningen för att större tjällyftningshastigheter skall komma till stånd. När däremot lerhalten är så hög, att leran helt utfyller sandens porer — vilket är fallet vid 40 % lerhalt — blir emellertid systemet praktiskt taget fullständigt ogenomsläppligt (beroende på den styva lerans oerhörda täthet), och ingen nämnvärd tjällyftning äger rum. Optimum uppnås vid mellanliggande lerhalt — c:a 20 % — då kolloidbeläggningen kring sandkornen är betydande, medan alltjämt porsystemet är relativt öppet.

Framhållas bör, att då den av lera blott halvfyllda sandens kapillaritet är

Tabell 10.

Tjällyftningshastighet i mm/tim. för blandningar av sand och såplera vid olika belastningstryck. Full kapillär mättning.

Frost-heaving rate in mm/hour for mixtures of sand and heavy clay (water = 47 %), at different pressures. Full capillary water-saturation.

Sammansättning *Composition*		Belastningstryck *Pressure*				
Lera (våt) *Clay (wet)*	Sand (torr) *Sand (dry)*	gr/cm² 15	gr/cm² 48	gr/cm² 109	gr/cm² 170	gr/cm² 410
Vikt-% *Percent by weight*						
5 %	95 %	0.1	0	—	—	—
10 %	90 %	—	0.31	0.14	0.04	—
20 %	80 %	0.62	—	—	0.2	0.12
30 %	70 %	0.18	0.08	—	—	—
40 %	60 %	0.1	0	—	—	—

rätt låg — sannolikt av storleksordningen upp till c:a dubbla kapillariteten i ren sand — blir en sådan blandning mycket känslig för grundvattenståndet; ehuru den vid ringa grundvattendjup, exempelvis upp till en halv meter,

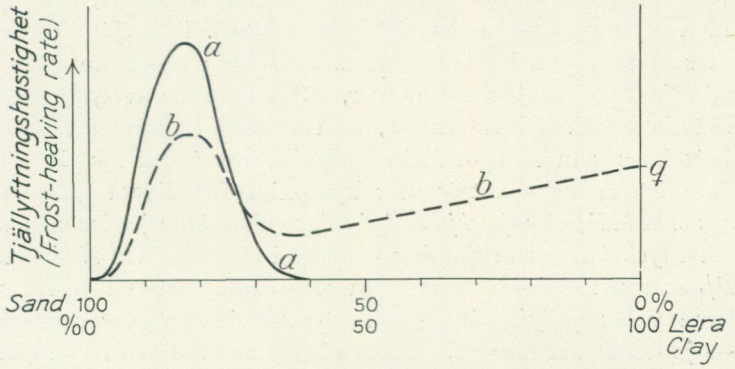


Fig. 67. Schematiska kurvor för tjällyftningshastigheten hos 2-komponentblandningar av sand och lera. Kurva a: lerkomponenten är styv, praktiskt taget ogenomsläpplig lera; konstruerad i överensstämmelse med tabell 10. Kurva b: sannolik kurva för lätt, genomsläpplig lera, med tjällyftningshastigheten q i rent tillstånd.
Förutsättningar: full kapillär mättning, samt ringa grundvattenavstånd.

Frost-heaving rate of 2-components mixtures of sand and clay. a: a very stiff clay, impermeable and, for that reason, not frost-heaving; construction after table 10. b: a clayey loam, relatively permeable and with a frost-heaving rate of q (hypothetic).

är kraftigt tjällyftande, orsakar en måttlig ökning av grundvattendjupet, varvid blandningens kapillaritet överskrides, en plötslig minskning av tjällyftningshastigheten till nästan noll.

Hur eljest blandningarna knuna beräknas förhålla sig om man å ena sidan varierar den grövre komponentens kornstorlek och därmed kapillaritet, å andra sidan lerans finleksgrad och därmed genomsläpplighet skall här ej närmare beröras, utan endast framhållas, att vid blandning av t. ex. en sand och en i sig märkbart tjällyftande lättare lera, bör tjällyftningshastighetens beroende av lerhalten bli ungefär som fig. 67 visar.

För de moräner som äga utpräglade maxima, alltså till sin sammansättning närmar sig de välsorterade sedimenten, gälla övergångsvärden till de för dessa givna normerna (se ovan).

Kapillaritetsgränsen.

Bland de direkta fysikaliska egenskaper vilka kunna tänkas vara användbara för att karakterisera en jordart ur tjälfarlighetssynpynkt, har kapillariteten befunnits utgöra den lämpligaste.

Orsakerna härtill äro flerfaldiga. Principiellt gäller, att kapillariteten dels är ett ungefärligt mått på jordartsmaterialets finfördelning, dels är direkt ytterst betydelsefull för vattenuppsugningsprocesserna i jorden, eller jordens vattenuppfordringsförmåga, vars samband med tjällyftningen är i det föregående berört, samt i följande kapitel är föremål för utförlig behandling. Vidare uppfyller den de praktiska fordringarna, att vara en ur arbetskostnadssynpunkt billig bestämning, vilken kan utföras å helt små jordprov. (se härom följande kapitel, sid. 133).

Kapillaritetsbestämning har utförts å ett stort antal jordar, vilka i naturen eller genom frysförsök befunnits tjällyftande, resp. icke tjällyftande, varav resultatet sammanställts i tabell 13, sid. 141. Som synes omfattar tabellen såväl naturliga sediment som moräner, alltså material av synnerligen varierande sorteringsgrad. Likväl måste, som av tabellen framgår, kapillaritetssiffran betecknas som en god, förhållandevis säker index för tjälfarligheten.

Man kan därför utan alltför stor approximation fixera gränsen mellan *under inga omständigheter tjälskjutande* jordar och sådana jordar som vid ringa tryck och mycket långsam tjälning kunna bli israndiga vid $K_F = 1.0$ m och $K_M = 1^1/_4$ m samt gränsen mellan den senare gruppen och de vid naturliga betingelser *normalt tjällyftande* — och därmed vid *högt grundvattenstånd tjälfarliga* — jordarna vid $K_F = 1.5$ m och $K_M = 2.0$ m, där K_F = kapillariteten vid lös standarpackning, K_M vid tätaste packning (se sid. 137).

Då sålunda kapillariteten dels i sig är den för ifrågavarande ändamål lämpligaste fysikaliska storheten och dessutom, för de relativt låga stighöjder det här gäller, kapillariteten är mycket lätt att med tillräcklig noggrannhetsgrad bestämma, måste kapillaritetsmätning betecknas som den allra lämpligaste metoden för prövning av tjälfarligheten hos de jordarter, vilka man vid okulär besiktning finner ligga i närheten av den kritiska gränszonen. Det är ju särskilt de s. k. mojordarna vars kornstorlek och därmed tjälfarlighet är svår att utan mycket stor vana i fält bedöma; och än mer kan de moiga moränerna erbjuda även den tränade iakttagaren dylika svårigheter. I synnerhet för ap-

proximativ snabbestämning av kapillariteten hos de grövre jordarna upp till ett par meters stighöjd kan en starkt förenklad apparatur användas, vilken med praktisk fördel kan medföras och brukas i fält (se fig. 72).

Hygroskopicitetsgränsen.

Hygroskopiciteten är, när det gäller att bestämma dessa *övre* kornstorleksgränser för tjälskjutande jord, föga lämplig, beroende på dess ringa absoluta storlek och den därmed stora inverkan som metodfel och (även obetydlig) humushalt erhåller. Däremot synes hygroskopiciteten vara betydligt mer användbar när det gäller att avgränsa de tjälfarliga eller -farligaste jordarna mot andra hållet, mot de styvare lerorna.

I diagrammet fig. 68 äro ett antal hygroskopicitetsvärden på tjälskjutande jord införda. De flesta hänföra sig till prov från tjälskottsplatser; framförallt

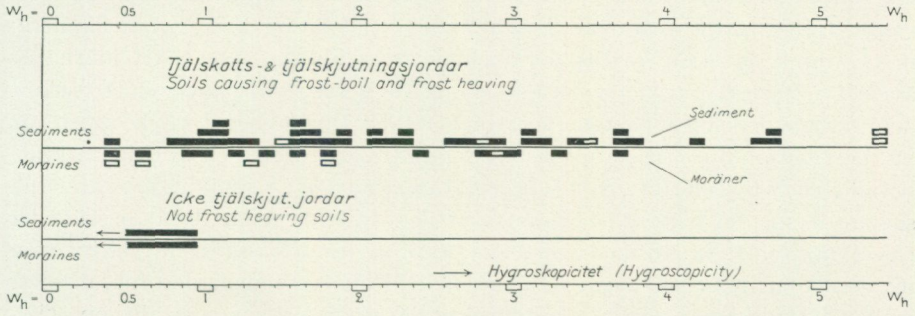


Fig. 68. Hygroskopicitetstal (W_h) för tjälfarliga och icke tjälfarliga humusfria till -fattiga mineraljordar. Övre raden: jordarter från tjälskottsplatser (helsvart), resp. platser där genom avvägning avsevärd tjällyftning konstaterats (ofyllda rektanglar); vanligen äro ju dessa också tjälskottsplatser (undantag synbarligen de båda yttersta proven, med $W_h = 5.4$).

Hygroscopicity (W_h) of frost-heaving and non-frost-heaving mineral soils.

är det ur vägkroppen uppträngda materialet använt. Därjämte ingå ett antal moränprov från sådan mark, vilken genom avvägning visats vara avsevärt tjälskjutande, bl. a. ur bankroppar.

Framhållas bör, att endast bestämningar på helt eller i det närmaste helt humusfria jordar medtagits. Vidare bör det betonas, att förf. bemödat sig om att — för fixering av den undre kornstorleksgränsen — få med tillräckligt antal av de lerigaste tjälskottsjordarna, varför dessa äro överrepresenterade i förhållande till de andra.

Diagrammet visar, att tjälskottsjordarna äro fördelade inom hygroskopicitetsområdet 0.4—4, med en märkbar anrikning i intervallet 1—2. Detta senare hygroskopicitetsgebit motsvarar de lerfattiga finmo- och mjälajordarna, alltså de allra värsta s. k. jäslerorna. Men med hög frekvens fortsätter tjälskottsjordarna fram till hygroskopiciteten c:a 4, där en tydlig frekvensminskning inträffar. Det är nu anmärkningsvärt, att detta hygroskopicitetstal 4 befunnits motsvara den ur jordbrukssynpunkt viktiga gränsen mellan lättlera och

mellanlera (Ekström 1927). I stort sett markerar alltså sagda gräns även gränsen för de starkare flytbenägna, egentligen tjälskottsfarliga jordarna.

Naturligtvis är denna gräns inte tillnärmelsevis så skarp, som gränsen mot sandhållet; med ökad lerhalt inträder en graduell förändring av jordartens egenskaper som sträcker sig över ett ganska stort område. De viktigaste av dessa förändringar äro dels minskningen i genomsläpplighet, som orsakar en minskning av vattenuppsugningsförmågan, dels en minskning av flytbenägenheten, innebärande, att allt större vattentillskott erfordras för att orsaka en viss relativ hållfasthetsminskning (se Simon Johansson 1916, tavla 1). Dessa båda faktorer samverka givetvis, och orsaka att med stegrad lerhalt jordarterna bli ur tjälsynpunkt alltmer godartade. Och erfarenheten visar, som nämnt, att de tjälskottsfarliga jordarna sträcka sig fram till hygroskopiciteten 4, alltså till gränsen mot mellanlera. Förutsättningen för detta gränsläge är, väl att märka, ett bärlager av normal tjocklek, åtminstone 15 à 20 cm, och en icke alltför onormalt tung trafik. Om bärlagret är mycket tunt kan givetvis ytliga tjälskott av svårartad beskaffenhet uppkomma även på mellanlera; motsvarande inverkan får exceptionellt svår trafikbelastning. Att märka är även, att storleken av det vid tjällossningen frigjorda vattenöverskottet, samt den tid under vilken överskottsvattnet förblir tillgängligt i vägkroppen, är av betydelse. Ju lerigare jordarten är, desto längre tid och kraftigare bearbetning erfordras, för att de fasta lerpartierna mellan de smältande isränderna skola upptaga det frigjorda överskottsvattnet och bilda en lättflytande gröt eller lervälling; och t. ex. en mellanlera är i detta avseende visserligen relativt men ingalunda ens praktiskt taget fullt resistent. De lättare mellanlerorna, ungefär mellan hygroskopiciteten 4 och 5, måste därför betecknas som alltjämt tjälskottsfarliga, ehuru i betydligt mindre grad. De äro med andra ord endast farliga vid i förhållande till trafikbelastningen svag vägbana och under mycket ogynnsamma hydrologiska betingelser. Att de äro synnerligen väl ägnade för dränering bör även här påpekas.

Man kan alltså sätta den yttersta gränsen för de *tjälskottsbildande* jordarna vid hygroskopiciteten $W_h = 5$. Därmed är dock gränsen för de *tjällyftande* jordarterna ingalunda given; den ligger avsevärt mycket längre mot lerhållet. De lätta mellanlerorna äro praktiskt taget alltjämt nästan lika tjällyftande som de värsta finmo- och mjälajordarna. Med växande lerhalt avtar emellertid tjällyftningsförmågan. Teoretiskt blir den aldrig noll, inte ens hos de styvaste leror. Men, som försök analoga med de i tabell 3 återgivna frysförsöken visa, var tjällyftningen hos en mycket styv lera (hygroskopicitet $W_h = 16$!) vid den använda metodiken omärklig. Den tjälskjutningsgrad vid vilken man kan draga gränsen mellan ur *teknisk* synpunkt tjällyftande och icke tjällyftande jordar kan givetvis inte objektivt fixeras; det torde emellertid vara praktiskt lämpligt att definiera den som den gräns, där tjällyftningen upphör att vara av någon betydelse för järnvägstrafiken. Sifferangivelsen är dock betydligt svårare än den principiella definitionen; det förefaller emellertid som om 5 % av tjälmäktigheten (i bankroppen), eller ungefär 4 à 5 cm absolut höjning, tämligen väl träffade det rätta. Vid vilken hygroskopicitetsgrad hos leran

(under i praktiken förekommande ogynnsammaste övriga betingelser) denna gräns bör förläggas är icke utrönt; sannolikt måste dock hela mellanleregruppen (intill $W_h = 7$) räknas till de tjällyftande jordarna. Denna specifikt järnvägstekniska fråga erfordrar ytterligare belysning.

Sammanfattning.

I sammanfattning kan man alltså fastslå följande.

1. Under inga omständigheter tjälfarliga äro jordar med en kapillaritet $K_F < 1$ m, d. v. s. grus- och sandjordarna t. o. m. grövre grovmo; alltså, när det gäller *sediment*, < 30 % passerande sikt 0.062 mm eller < 55 % passerande sikt 0.125 mm, samt, när det gäller *moräner*, < 15 % passerande sikt 0.062 och < 22 % passerande sikt 0.125 mm, räknat i % av det material som passerar sikt 2 mm.

2. Vid ringa belastning (och högt grundvattenstånd) eventuellt tjälfarliga äro jordar med kapillariteten $K_F = 1—2^1/_2$ m och $K_M = 1^1/_4—4$ m, alltså finare grovmojordar (sediment: 30—50 % $<$ 0.062 mm). Dylika jordar kunna orsaka sluntskred även om de i vägarna icke ge upphov till tjällyftning och tjälskott; vid extremt högt vattenstånd och långsam tjälning äro de även farliga i vägkroppen.

3. Under alla omständigheter tjälfarliga vid naturlig tjälning i vägkropp (under förutsättning av någorlunda högt grundvattenstånd) äro jordar med kapillariteten $K_F > 2$ m och $K_M > 3$ m, alltså från och med finmojordar (sediment: $>$ 50 % $<$ 0.062 mm). Dessa jordarter ha vanligen en hygroskopicitet $W_h > 1$.

Dessa bestämningar avse samtliga *övre* kornstorleksgränsen för tjälfarlighet. Beträffande den *undre* kornstorleksgränsen, vilken huvudsakligen beror på att med ökad finleksgrad genomsläppligheten blir för ringa, kunna följande data anföras.

1. Sediment. De egentliga *tjälskottsjordarna* nå fram till hygroskopicitetsgränsen $W_h = 4$, motsvarande gränsen mellan lättlera och mellanlera. Emellertid äro även de lättare mellanlerorna ($W_h = 4—5$) tjälskottsfarliga vid särskilt ogynnsamma hydrografiska betingelser eller vid i förhållande till trafikbelastningen svag vägbana. Den yttersta gränsen för tjälskottsjordar kan alltså sättas vid $W_h = 5$. Avsevärt *tjällyftande* äro däremot lerorna upp till betydligt högre styvleksgrad. Förmodligen omfattar de ur praktisk (främst järnvägsteknisk) synpunkt avsevärt tjälskjutande jordarna åtminstone hela mellanleregruppen; gissningsvis kan gränsen alltså sättas vid hygroskopiciteten $W_h = 10$.

2. Moräner. Gränsen är här mycket svår att fixera. Svårare tjälskjutande eller tjälskottsfarliga äro endast de moiga-mjäliga moränerna. Vid avsevärd lerhalt, särskilt i samband med en sådan graduell kornstorleksfördelning som orsakar ringa porvolym, blir genomsläppligheten och därmed även tjälskjutningsförmågan, ytterligt liten.

Nedan är ovanstående tabellariskt sammanställt (tabell 11).

Tabell 11.

»Tjälfarlighetsgrupp»		Genomsnittlig kornstorlek	Mängd passerande sikt		Kapillaritet K_F	Hygroskopicitet
		mm	0.062 mm	0.125 mm	m	W_h
0. Under inga omständigheter tjälfarliga	Sediment	0.1	< 30 %	< 55 %	< 1	—
	Moräner[1]	—	< 15 %	< 22 %		—
1a. Fara för tjälskjutning och jordflytn. endast i markytan (slänter etc.) och vid mycket högt grundvattenstånd	Sediment	0.1—0.07	30—50 %	—	1 — $1^3/_4$	—
	Moräner[1]	—				—
1b. D:o; dessutom fara för *vägtjälskador* vid ovanligt högt vattenstånd (och långsam tjälning)	Sediment	0.08—0.05	15—25 %	22—36 %	$1^1/_4$—$2^1/_2$	—
	Moräner[1]	—				—
2. Normalt tjälskjutande, samt tjälskottsbildande vid grundvattendjup < $1^1/_2$ m (moräner < 1 m)	Sediment	< 0.05	> 50 %	—	2—c:a 20	< 5 (särskilt 1—4)
	Moräner[1]	—	> 25 %	> 36 %		
3. Tjälskjutande men ej tjälskottsfarliga leror	(Sediment)	—	—	—	c:a 20—?	5—(10?)
4. Varken tjälskjutande eller tjälskottsfarliga, styva leror	(Sediment)	—	—	—	?	(> 10?)

[1] Avser moräner av ungefär normal sorteringstyp (utan utpräglade maxima).
För de moräner som i sin sammansättning närma sig sedimenten gälla motsvarande mellanvärden.

IV. Tjällyftningens hydrodynamiska förutsättningar.[1]

Vattentransporten till tjälgränsen i en tjälskjutande jord sker, som nämnt, i form av kapillär uppsugning. De faktorer som reglera hastigheten av en

[1] Den litteratur som berör kapillaritet, genomsläpplighet samt kapillär uppsugning och annan vattenströmning i jord är av ett så ofantligt omfång, att också en ytterst summarisk rekapitulation av olika forskares uppfattningar i enbart huvudfrågorna måste bli av oproportionerlig längd. Härtill kommer, att föreställningarna om vattnets förekomstsätt i jord och om de verksamma krafternas fysikaliska innebörd i så hög grad divergera, att en betydande förvirring ifråga om begreppsdefinitioner och terminologi måste anses råda. I detta arbete — där hithörande förhållanden beröras endast med hänsyn till deras betydelse för tjällyftningen — har därför i följande kapitel icke någon historik medtagits, och hänvisningar gjorts endast till nyare, större arbeten av forskare med en genomtänkt fysikalisk syn på systemet jord: vatten. Beträffande kapillariteten kan hänvisas till Beskow 1930 c; i övrigt är i litteraturförteckningen ytterligare en del nyare arbeten över hithörande frågor upptagna.

sådan kapillär uppsugning till en uttorkningsyta — antingen det gäller en avdunstande markyta eller en tjälyta — äro följande:

1. Kapillärtrycket vid uttorkningsytan (k); maximigränsen härför är jordartens kapillaritet (K).
2. Jordartens specifika genomsläpplighet (P).
3. Avståndet till grundvattenytan (den yta där den relativa kapillärspänningen är = noll); = l.

För en sådan kapillär vattenuppsugning gäller följande formel:

$$Q = \frac{k - l}{l \cdot m}\,;\quad k \leq K$$

där Q = uppsugningshastighet (uppsugen vattenmängd pr tidsenhet) och m utgör jordartens specifika motstånd, som är inverterade värdet av specifika permeabiliteten: (P):

$$m = \frac{1}{P}$$

Om uttorkningen är så fullständig, att hela det möjliga kapillärtrycket är realiserat — vilket är fallet när, t. ex. på sommaren, markens ytlager är uttorkat under den s. k. omslagspunkten eller krympningsgränsen (se Simon Johansson 1914, sid. 68), blir det drivande trycket = kapillärtrycket, och formeln får utseendet:

$$Q = \frac{K - l}{l \cdot m}$$

Storleken av de i formeln för den kapillära uppsugningen ingående faktorerna är uppenbarligen av fundamental vikt att känna. Däribland äro kapillärtryckets maximalvärde, kapillariteten (K), samt specifika motståndet (m) funktioner av jordartens *kornstorlekssammansättning* (och packningsgrad), eller av de därav beroende storheterna *specifik yta* och *porvolym*.

A. Kapillariteten.

För snabb bestämning av kapillariteten å helt små jordprov har använts Beskows kapillarimetermetodik, beskriven i Beskow 1930 c. För utförandet av kapillaritetsbestämning se detta arbete; här äro i fig. 69—71 principkonstruktionen samt den senaste modellen av laboratorieapparaten återgivna. Fig. 72 visar en förenklad modell, avsedd att kunna medföras i fält eller tillfälligt kvarter för bestämning av gränsen mellan tjälfarliga och icke tjälfarliga jordar.[1]

Kapillaritetens beroende av kornstorleken är synnerligen noggrant empiriskt fastställd, genom försök bl. a. av Atterberg (1903), Beskow (se 1930 c)

[1] Överenstämmer i hög grad med primärformen av Engelhardts kapillarimeter (Engelhardt 1929, fig. 1 och 2), ehuru, som i Beskow 1930 c betonats, de bägge principiellt identiska kapillarimetermetoderna utarbetats samtidigt, oberoende av varandra. — En annan konstruktion av fältkapillarimetern, utförd av dipl. ing. A. Eriksen, återges av Fleischer (1934).

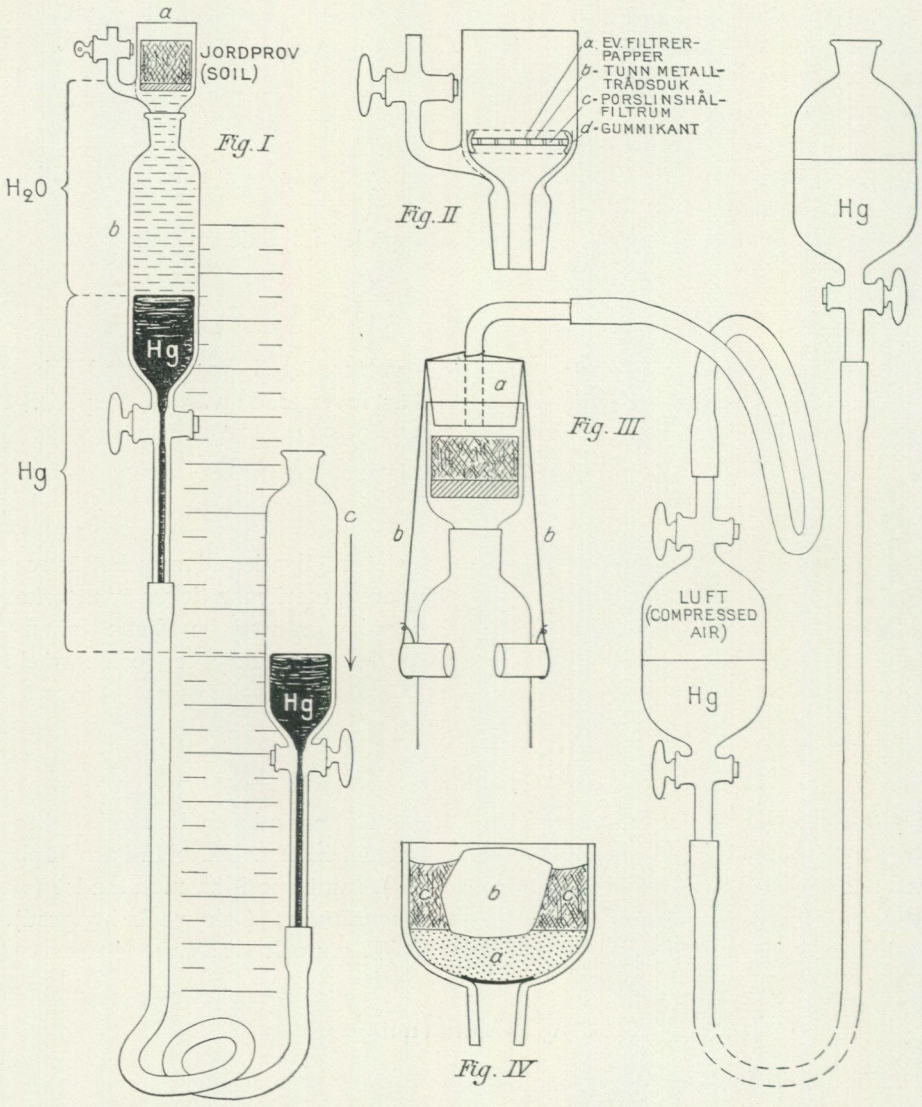


Fig. 69. Konstruktionsschema för förf:s kapillarimeter (ur Beskow 1930 c). Fig. I är normalapparaturen, fig. II en detaljbild av provbehållaren. Obs.! Sedermera har — vid Stockholms Högskolas geologiska institution — den förbättringen utförts, att ersätta porslinsfiltret och gummikanten c—d med en perforerad glasbotten, fastsmält vid behållaren. Fig. IV visar anordningen vid bestämning av kapillariteten hos ett stycke orubbad, naturligt lagrad jord, fig. III anordningen med övertryck vid bestämning av kapillära stighöjder > 9.5 m.

Construction diagram of author's capillarimeter (from Beskow 1930 c, Fig. I). Fig. I is the normal apparatus, Fig. II a detail-picture of the specimen-container, where a = a paper filter, b = a thin metal gauge, c = a perforated porcelain-filter with a rubber-edging (= d). — In later models c and d are replaced by a perforated glass dish, united by melting with the glass container. Fig. III shows the arrangement with compression for determination of capillarities exceeding the atmospheric pressure (or < 9.5 m). Fig. IV shows the arrangement for determination of the capillarity in a piece of undisturbed, natural soil a = sand-bed, b = soil-specimen, c = stiff clay.

och Engelhardt (1929). Författarens bestämningar ha bl. a. utförts på Atterbergs originalmaterial, de renslammade fraktioner på vilka han utfört sina iakttagelser genom direkt stigning. De genom förf:s kapillarimetermetoder utförda bestämningarna ansluta sig mycket väl till Atterbergs (Beskow 1930 c, tabell 1, sid. 20) men äro fortsatta till avsevärt större stighöjder, upp till 70 m. Dessa bestämningar visa empiriskt riktigheten av formeln för kapillariteten (K) med avseende på partikeldiametern (d)

$$K = c_k \cdot \frac{1}{d}^{1}$$

där c_k är en exponent, som i sig inrymmer bl. a. vattnets kapillaritetskonstant samt packningsgraden. Vid lika temperatur och packningsgrad är c_k en konstant; vid de utförda bestämningarna var packningsgraden relativt hög (se Beskow 1930 c, samt nedan sid. 137) samt temperaturen rumstemperatur (omkring + 20° C). Värdet på exponenten c_k i formeln bestämdes därvid empiriskt till 0.060, då K uttryckes i m och d i mm. Denna bestämning gäller för ensorterade fraktioner samt under förutsättning av den partikelform som den nämnda fraktionsserien besitter; vid sfärisk partikelform får exponenten (som bestämningar å hagel visa, Beskow 1930 c, sid. 22), värdet 0.053.

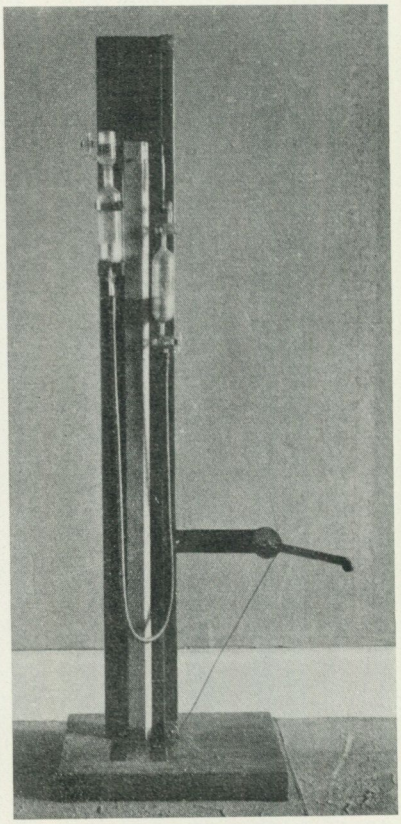


Fig. 70. Förf:s kapillarimeter i utförande av år 1933.
View of author's capillarimeter, model 1933.

För de naturliga jordarna får exponenten ett annat värde, beroende på sorteringsgraden. I allmänhet gäller, att ju mer osorterad jordarten är, desto högre blir kapillariteten i förhållande till genomsnittliga partikeldiametern, om nämligen denna beräknas på så sätt, att varje fraktion inverkar med logaritmen av sin diameter. För de relativt välsorterade sedimenten — särskilt de i rinnande vatten avsatta — ligger exponentvärdet c_k mellan c:a 0.060 och 0.085 (se Beskow 1930 c, sid. 26).

Om däremot varje fraktion får inverka med inverterade värdet av sin diameter, och den på detta sätt erhållna genomsnittsgrovleken — *kornfinlekstyngdpunkten* — insättes som värden på d, synes exponenten c_k approximativt få det konstanta värdet 0.06, oberoende av jordartens sorteringsgrad (se

[1] På sid. 20 i Beskow 1930 c, har, på grund av ett tryckfel, formeln fått utseendet $K = c \frac{h}{d}$ i stället för $K = c \cdot \frac{1}{d}$; på övriga ställen är den däremot korrekt återgiven.

Beskow 1930 c, sid. 27) och sålunda kapillariteten åtminstone approximativt vara omvänt proportionell mot kornfinlekstyngdpunkten.

Denna »kornfinlekstyngdpunkt» är ju i själva verket proportionell mot inverterade värdet av specifika ytan; kapillariteten bleve sålunda direkt proportionell mot specifika ytan. Kapillariteten som funktion av — och direkt proportionell mot — specifika ytan har av Zunker (1930, sid. 98), givits följande generella formel (här med andra beteckningar) i vilken även porvolymen — och därmed bl. a. packningsgraden — ingår:

$$K = 0.3 \cdot a^2 \cdot \frac{1 - v}{v_{ol}} \cdot U \; cm$$

där K = kapillaritet, a^2 = kapillaritetskonstanten, v = »skenbar porvolym» och v_{ol} = »spännings- och luftfri porvolym», U = specifik yta. För grövre jordar eller eljest när noggrannhetsgraden icke är mycket stor, bortfaller skillnaden mellan v och v_{ol}, varjämte kapillaritetskonstantens variation med temperaturen blir betydelselös; formeln får då utseendet

$$K = 4.5 \cdot \frac{1 - v}{v} \cdot U \; cm$$

där K = kapillaritet, v = porvolym, U = specifik yta.

Specifika ytan, U, utgör inverterade värdet av effektiva partikeldiametern d i mm

$$U = \frac{1}{d}.$$

I Atterbergs renslammade fraktioner är porvolymen mycket nära 40 %; insättas dessa värden i formeln (12), erhålles

$$K = 4.5 \cdot \frac{1 - 0.4}{0.4} \cdot \frac{1}{d} = 6.0 \cdot \frac{1}{d} \text{ cm} = 0.060 \cdot \frac{1}{d} \text{ m}.$$

Detta exponentvärde i formeln $K = c_k \cdot \frac{1}{d}$ ($c_k = 0.060$, när K uttryckes i m och d i mm), är exakt samma som det av förf. empiriskt för denna serie fastställda.

De största svårigheterna vid bestämning av kapillariteten som en för respektive jordart karakteristisk storhet vållas av den inverkan som packningsgraden erhåller. Packningsgradens effekt är så betydande, att för sediment av normal sorteringsgrad kapillariteten vid tätast möjliga packning blir ungefär dubbelt så hög som vid lösaste packning (detta alldeles oavsett de felaktigt höga värden som kunna erhållas, om t. ex. de finaste partiklarna anrikas i bottenlagret, vars sammansättning sålunda blir avvikande från — finkornigare och tätare än — provet i genomsnitt). Skillnaden är större ju mer osorterad jordarten är; för de någorlunda väl sorterade sedimenten kunna tämligen säkra värden, med någorlunda ringa variationsmarginal, erhållas genom att ifylla provet i behållaren vid vidpass »tjockt grötformig konsistens» och genom upprepad

lätt skakning eller tillklappning få detsamma att flyta ihop, varefter överskottsvattnet utsuges vid ringa undertryck (någon eller några cm kvicksilver). Denna packningsmetod är den i Beskow 1930 c, sid. 11, beskrivna, vilken ligger till grund för de i sagda arbete angivna kapillaritetsvärdena (se särskilt sid. 55 och 56).

Likväl fyller denna packningsmetod inte kravet på önskvärd objektivitet; i begreppet »grötformig konsistens» rymmes ju en betydande subjektiv frihets-

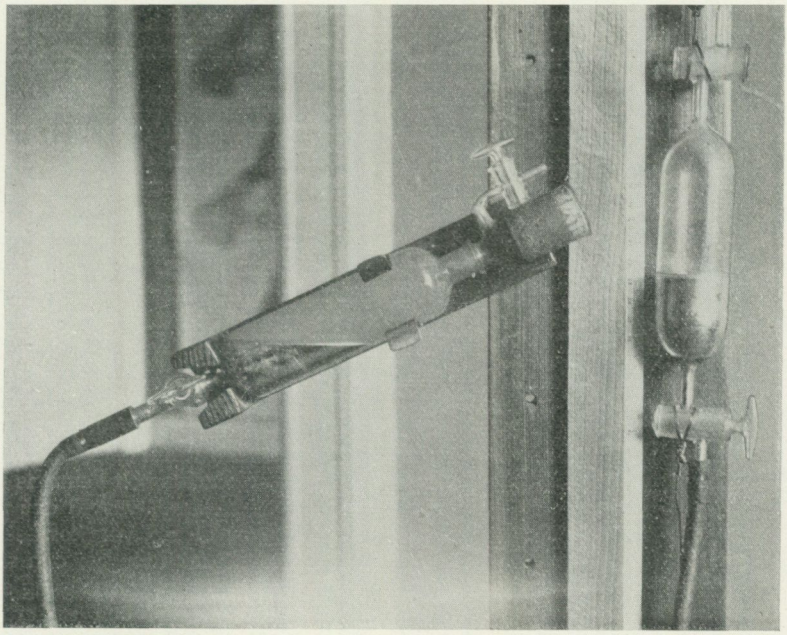


Fig. 71. Detaljbild av fig. 70, visande läget då efter en utförd bestämning den insugna luften utdrives ur behållaren.

Detail-picture of Fig. 70, showing the vessels the moment after a capillary determination when the air sucked in under the soil is driven out.

marginal. Särskilt ifråga om mer osorterade jordar blir variationsamplituden alltför stor.

För den skull har en viss, objektiv bestämbar konsistensgrad valts, nämligen den vattenhalt där hållfastheten är = 36.5 enligt Geotekn. Kommissionens konmetod, d. v. s. den konsistens då konen 60° 60 gr sjunker 5 mm.[1] Enligt Ekström (1927, sid. 121) motsvarar detta i det närmaste Atterbergs flytgräns, varför för vid denna packningsgrad erhållen kapillaritet valts beteckningen K_F. Som exempel på den ringa variationsgrad som därvid erhålles, anföres nedanstående parallellbestämningar, utförda av F. Rengmark:

[1] Ifråga om jordarter som visa *eftersjunkning* — d. v. s. alla »jäsleror» — medräknas *icke* denna, utan avses djupet för den första momentana sjunkningen.

Jordart:	Kapillaritetsvärden:	
Finmo U 296	230, 230, 260, 230, 245;	K_F = 240 cm
» M 102	(< 355), 315, 315, 315, 325, 355;	» = 320 »
» GB 20	325, 325, 325, 325, 315;	» = 325 »
Finmo-mjäla Bw 19	(< 670), 790, 625, 625, 600, 585:	» = 625 »
Lerig mjäla H 28	< 960, 940, 950, 965;	» = 950 »
Lättlera GB 21	12.2, 12.5, 12.5, 12.1, 12,1;	» = 12.3 m

En fullt objektiv packningsprincip representeras också av »*tätast möjliga packning*», varmed förstås den tätaste packning som kan erhållas i en viss jordart, utan att homogeniteten ändras (alltså t. ex. de finare partiklarna anrikas i ett visst lager) eller, naturligtvis, någon krossning sker.

Principiellt är »tätast möjliga packning» synnerligen tillfredsställande som standardpackningsgrad, och är även praktiskt användbar. Den har vid de utförda bestämningarna erhållits på följande sätt: Jordprovet ifylles behållaren vid relativt lättflytande grötkonsistens, samt bringas genom lätt skakning eller stampning med t. ex. en i ändan tillplattad glasstav att flyta ut jämnt. Därpå utsuges överskottsvattnet vid måttligt undertryck, någon till några cm kvicksilver, större ju tätare jordarten är, så avpassat, att strömningshastigheten blir ringa, och ingen igenslamning av porerna i det undre lagret genom medryckta finare partiklar kan äga rum (se Beskow 1930 c, sid. 11). Därefter skakas och stampas provet på nytt, nu något hårdare, varvid det packar sig ytterligare något tätare, varefter det nyfrigjorda överskottsvattnet utsuges; och så upprepas proceduren, varvid för var gång stampningen göres allt hårdare, och undertrycket alltmer ökas (ned till c:a $^1/_2$ à $^2/_3$ av jordprovets förmodade kapillaritet), tills ingen ytterligare tillpackning äger rum, d. v. s. till tätast möj-

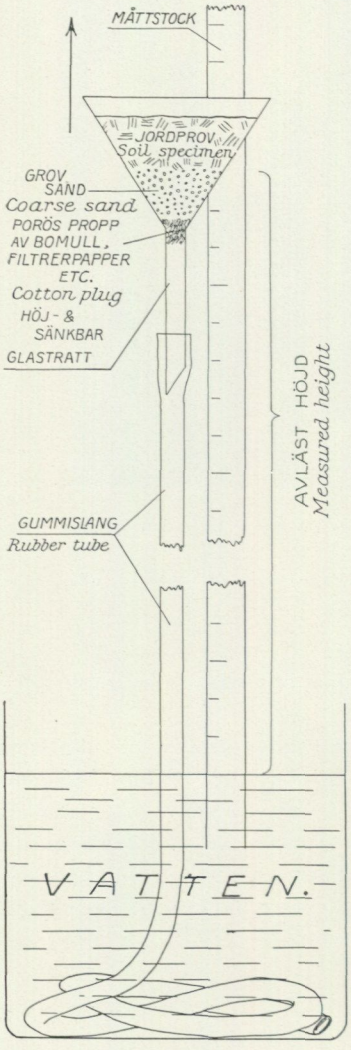


Fig. 72. Förenklad form av kapillarimetern avsedd att kunna användas i fält eller tillfälligt kvarter, för bestämning av kapillariteten hos sand- och mojordar, alltså även för att skilja mellan icke tjälfarliga och tjälfarliga sediment (mojordar) (ur Beskow 1933 a, 1934 b). Intet kvicksilver användes här, utan hela systemet är fyllt av vatten. Sedan jordprovet ifyllts vid en konsistens vid c:a flytgränsen (varvid slangen hållits tillsluten med en klämmare) utsuges överskottsvattnet medan tratten hålles på någon decimeters höjd över vattenytan; därpå höjes tratten sakta, och man iakttar när luften bryter igenom. Genom användande av ett bord, en stege el. dyl. kan härmed kapillariteter upp till 3 m bestämmas, vilket är fullt tillräckligt för att fastställa tjälfarlighetsgraden.

Simple type of capillarimeter, usable for determination of moderate capillary rising heights, below a few metres, arranged for field-use, in order to get the limit between frost-heaving and not frost-heaving sediments (silts or fine sands). Whole system waterfilled.

liga packningsgrad är uppnådd. Detta förmärkes på, att provet också vid kraftig stampning icke längre blir lösare (men flytande); vid kapillaritetsbestämning på successivt allt längre drivna packningsstadier av en och samma jordart finner man även hur ökningen av kapillaritetsvärdet asympotiskt avtager, och blir konstant när maximal packning uppnåtts. Som beteckning för kapillariteten vid tätast möjliga packning, eller maximala kapillariteten, har valts K_M.

De praktiska nackdelarna med denna metod äro emellertid betydande. Allvarligast är, att trots alla försiktighetsmått det lätt inträffar, att bottenskiktet blir anrikat på finare material, och att alltså direkt felaktiga, för höga, värden erhållas. För att uppnå full säkerhet fordras sålunda ett flertal bestämningar på ett och samma prov, varvid eventuella abnormt höga värden kunna särskiljas från de någorlunda konstanta normalvärdena. Därtill kommer, att höga kapillariteter kräva längre tid för bestämning än låga (särskilt gäller detta när övertryck måste anbringas), varför valet av högsta möjliga kapillariteten som standardvärde ur arbetsekonomisynpunkt är mindre lämpligt.

De i naturen rådande packningsgraderna torde i regel falla *mellan* dessa båda, ehuru varierande, än närmare den ena, än den andra. Särskilt vid de förhållanden som det här gäller — uppsugning till tjälgränsen — ligga dock de naturliga värdena säkerligen närmare den lösare packningsgraden (motsvarande K_F). Visserligen äger bottenmorän ursprungligen maximal packningsgrad — men inom tjälzonen är den vanligen starkt uppluckrad genom tidigare tjälning. K_F får alltså anses närmast motsvara kapillariteten under naturliga förhållanden, ehuru det utgör ett minimivärde, som vanligen överskrides rätt betydligt. K_M utgör å andra sidan ett maximivärde, till vilket jordarterna vid hård packning närma sig.

För kapillariteten som *jordartskännetecknande egenskap* är K_F den utan tvekan lämpligaste, åtminstone så länge det är fråga om normala sediment.

För osorterade jordarter — moräner, vittringsjordar, vägbaneblandningar o. a. — bli däremot förhållandena betydligt mer komplicerade. Här är det för det första lämpligt att bestämma kapillariteten på sten- och grusfritt material, alltså på finjorden, eller det material som passerat sikt med 2 mm maskor. För sådana jordarter, där finjorden vid packning åtminstone helt utfyller mellanrummen mellan de grövre partiklarna, bli de härvid bestämda kapillaritetsvärdena endast obetydligt högre än de »naturliga», som skulle erhållits vid bibehållen sten- och grushalt, beroende på, att inbäddade grövre partiklar inte alls eller blott obetydligt påverka kapillariteten (se Beskow 1930 c). I annat fall är det lönlöst att söka erhålla något bestämt kapillaritetsvärde.

Tabell 12.

Rena fraktioner			Naturliga sediment		
Korngruppsbeteckning	Kornstorleksgränser mm	Kapillaritet	Jordartsnamn	Kapillaritet	
				K_F	K_M
Grovsand	2—0.6	3— 10 cm	Grovsand	3— 12 cm	4— 15 cm
Mellansand	0.6—0.2	10— 30 cm	Mellansand	10— 35 cm	12— 50 cm
Grovmo	0.2—0.06	30—100 cm	Grovmo	30—200 cm	40—350 cm
Finmo	0.06—0.02	1— 3 m	Finmo	1.5— 5 m	2.5— 8 m
Grovmjäla	0.02—0.006	3— 10 m	Mjäla	4— 10 m	6— 12 m
Finmjäla	0.006—0.002	10 — 30 m	Lättlera	8— 15 m	10—c:a 18 m
Grovler	0.002—0.0002	30—300 m	Mellanlera	14— ? m	c:a 15—? m
Finler	$<$0.0002	$>$300 m	—	—	—

Ifråga om moränjord är det dessutom praktiskt taget omöjligt att använda konmetoden för konsistensbestämning, utan får man, om K_F skall sökas, nöja sig med att bibringa provet en ungefär motsvarande konsistens. Värdet på K_F blir, härigenom och av andra skäl, relativt osäkert; men detta gäller även ifråga om K_M, då tätast möjliga packning är svår att uppnå hos osorterat material, och lätt igenslamning av bottenlagrets porer sker. Kapillaritetsbestämningar på morän bli därför endast ungefärliga.

Kapillaritetsvärdena för de vedertagna kornstorleksgrupperna, samt de efter den genomsnittliga kornstorleken benämnda jordartsgrupperna, framgå av tabell 12.

Ett antal kapillaritetsvärden för huvudsakligen tjälfarliga jordarter återgives i tabell 13.

B. Genomsläppligheten.

Motståndet mot (icke-turbulent) vattenströmning genom ett kapillärrör är omvänt proportionellt mot fjärde digniteten av diametern, d. v. s. genomsläppligheten är direkt proportionell häremot. I ett månggrenigt kapillärsystem, sådant som en jordart, blir ju, under förutsättning av att packning och kornform är densamma, porvidden proportionell mot kornstorleken, men genomströmningsytan pr ytenhet inom jordarten konstant. Det är därför a priori att vänta, att inom en jordart genomsläppligheten skall vara proportionell mot andra digniteten på kornstorleken (allt under förutsättning av att packningsgrad och kornform icke variera).

Genomsläppligheten (P) antages därför i regel utgöra

$$P = c_p \cdot d^2$$

där d = genomsnittliga partikeldiametern och c_p är en exponent, som i sig innefattar packningsgraden och vattnets viskositetsändring med temperaturen. Vid oförändrad temperatur och packningsgrad är c_p en konstant.

Giltigheten av denna formel är empiriskt bestyrkt av genomsläpplighetsförsök med olika grova jordar. Förf. har härför använt Atterbergs renslammade fraktioner (originalmaterialet), alltså en serie med mycket lika sorteringsgrad och kornform.

Vid dessa försök har jordarten bibringats samma packningsgrad, något under tätast möjliga packning (se ovan!), vilken åstadkommits därigenom, att den från början med urkokt destillerat vatten till en tunn gröt utrörda jordmassan placerades i provbehållaren till kapillarimetern (fig. 69, II) och utsattes för alltmer stegrat negativt kapillärtryck, under oavbruten skakning tills ingen ytterligare kompression kunde uppnås.

Genomsläppligheten bestämdes sedermera på så sätt, att vatten under konstant hydrostatiskt tryck under erforderlig tidslängd fick genomrinna, och den genomströmmade vattenmängden vid vilken tidpunkt som helst kunde i en byrett avläsas. Att konstant hastighet uppnåtts kunde på så sätt lätt kontrolleras. Den, på grund av den stora effekten av även helt små packningsvariationer, måttliga noggrannhetsgraden ansågs icke kräva särskilda

Tabell 13 A.

Kapillaritet (K_F och K_M). för olika sediment.
Capillarity of different coarse sediments.
K_F = *capillarity determined on soil specimens packed by consistence (water percentage) at flowage-limit, and then the water surplus removed by slow suction, at a subpressure of only about 10—50 mm Hg, greater the finer the soil.*
K_M = *capillarity determined at maximal package (greatest possible density).*

	Jordart: *Soil number and type:*	Tjälfarlighetsgrupp[1] *Frost heaving index*[2]	Kapillaritet, m *Capillarity, metres*	
			K_F	K_M
Sediment:	*Sediments* i			
Gl 1	Grovmo, glimmerrik. *Fine sand*	0	—	0.95
Bw 10	Glimmersand. *Mica sand*	1 a	0.70	1.35
No 5	Grovmo. *Fine sand*	0	1.15	1.9
Gl 2	Grovmo, glimmerrik. *Fine sand*	0	—	1.9
Bw 25	Mellanmo. *Fine sand-silt*	1 b	1.6	2.15
VI: 7	» » »	1 b	—	2.5
GB 5	» » »	1 b	1.8	—
No 8	» » »	1 b	—	2.9
Bw 1	» » »	1 b	1.85	3.0
Bw 23	» » »	1 b	1.9	3.8
Bw 2	» » »	1 b	2.0	—
U 296	Finmo » »	2	2.4	6.1
Bw 14	Ren finmo. *Silt*	2	2.7	4.8
GB 9	Lerig-mjälig mo »	2	3.0	7.8
M 102	Ren finmo. »	2	3.15	5.0
GB 20	Finmo. »	2	3.25	6.0
GB 15	Mjälig flnmo. »	2	—	6.0
No 7	» » »	2	—	7.7
Bw 13	Osorterad, något lerig mo. *Silt*	2	4.6	9.5
GB 18	Finmoig mjäla. *Fine silt*	2	4.7	7.2
GB 16	Mjäla. » »	2	—	7.8
A 84	Finmo-mjäla. » »	2	4.9	9.3
Bw 26	Finmoig, lerig mjäla. » »	2	5.3	9.0
Bw 21	Ren mjäla. » »	2	6.1	9.7
Bw 19	Mjäla. » »	2	6.4	9.6
Bw 22	Mjäla. » »	2	6.6	10.1
Bw 7	Lerig mjäla. *Loamy silt*	2	7.1	—
45990	Lättlera. » »	2	9.0	c:a 15
Bw 24	Lerig mjäla. » »	2	9.3	—
H 28	Lättlera. » »	2	9.6	—
GB 21	Lättlera. » »	2	12.3	—
GB 2	Lätt mellanlera. *Loamy clay*	2	14.0	—
GB 17	Lätt mellanlera. » »	2	> 15	—

[1] Se gruppindelningen tabell 11.
[2] *0 = non-frost-heaving, 1 a & 1 b = frost-heaving, and thus flowable, after melting only in case of especially high ground-water level at freezing, 2 = normal frost-heaving and flowable soils.*

Tabell 13 B.

Kapillaritet, närmast motsvarande K_M, vanligen något därunder, för olika moränjordar.
Obs.! Bestämd på *finjorden*, = material $<$ 2 mm sikt.

Capillarity of moraine soils, determined on material passing sieve 2 mm mask, carefully packed in the soil container of the capillarimeter fig. 69.

Jordart: *Soil specimen:*	Tjälfarlighetsgrupp *Frost-heaving index (se table 13 A)*	Kapillaritet $K_{(M)}$, meter *Capillarity $K_{(M)}$, metres*	Jordart: *Soil specimen:*	Tjälfarlighetsgrupp *Frost-heaving index (se table 13 A)*	Kapillaritet $K_{(M)}$, meter *Capillarity $K_{(M)}$, metres*
102	0	0.8	B 12,000 . . .	2	3.4
B 9,640	0	1.35	Bw 15	2	4.6
Gä 6	1 a	1.9	No 4	2	4.9
Kc 7	1 a	2.85	V: 7	2	7.8
V: 4	1 b	2.9	Bw 6	2	10
Bw 4	2	3.1	Bw 16	2	11
V: 2	2	3.3	Bw 18	2	11.5

åtgärder för hållande av konstant temperatur; temperaturen var rätt varm rumstemperatur, i genomsnitt omkring + 20.5° C, med maximal variationsamplitud av ± 3° C, vilken dock endast i undantagsfall uppnåddes; i regel var temperaturen + 20.5 ° ± 2° C.

Permeabilitetsbestämningarnas resultat äro sammanställda i tabell 14:

Tabell 14.

Genomsläpplighetsvärden för Atterbergs fraktioner.
Permeability of Atterbergs fractions.

Kornstorlek enl. Atterberg *Fraction limits mm*	Genomsläpplighet P $cm^3/tim. \cdot \frac{cm}{cm} \cdot cm^2 = cm/tim.$ *Permeability P* $cm^3/hour \cdot \frac{cm}{cm} \cdot cm^2 = cm/hour$ vid (*at*) + 20° C	Kapillaritet *Capillarity* K meter	Verklig kornstorlek d enligt kapillariteten *Real particle size d* $\left(d = 0.06 \cdot \frac{1}{K}\right)$	$\frac{P}{d^2} = c_p$	Relativ genomsläpplighet *Relative permeability* $P \cdot K^2$
0.2 —0.1	37.5	0.41	0.147	$1.73 \cdot 10^3$	6.3
0.1 —0.05	5.3	0.99	0.066	$1.21 \cdot 10^3$	5.2
0.05 —0.02	1.74	1.9	0.0322	$1.67 \cdot 10^3$	6.0
0.02 —0.01	0.46	4.4	0.0136	$2.48 \cdot 10^3$	8.9
0.01 —0.005	0.11	8.2	0.0073	$2.07 \cdot 10^3$	7.4
0.005—0.002	0.020	17	0.0035	$1.62 \cdot 10^3$	5.8
0.002—0.001	0.0012	70	0.00086	$1.64 \cdot 10^3$	5.9

Genomsläppligheten P är uttryckt i cm/tim., och betyder tjockleken i cm av det vattenskikt, som på en timme nedtränger i eller passerar en godtycklig tvärytа i en jordpelare när trycket i cm vatten är lika med jordpelarens höjd. Det kan även förstås som $cm^3/tim. \cdot \frac{cm^2}{cm}$, och utgör då den vattenkvantitet i cm^3 som på en timmes tid passerar 1 cm^2 tvärytа, när trycket är lika med jordpelarens höjd.

Som av tabellens slutkolumn framgår, bestyrka dessa försök otvetydigt giltigheten av den givna formeln. De enskilda värdena av produkten $P \cdot K^2$ variera visserligen avsevärt, men dessa variationer äro helt betingade av, och icke särskilt stora i jämförelse med, de ofrånkomliga försöksfelen, framförallt olikheterna i packningsgrad, för vilka genomsläppligheten är mycket känslig. De enskilda variationernas fördelning är fullständigt osystematisk och visar ingen som helst tendens i ena eller andra riktningen, ehuru bestämningsområdet omspänner en kornstorleksamplitud, där den grövsta fraktionens partikeldiameter är 170 gånger större än den minstas.

Genomsläppligheten är alltså direkt proportionell mot kvadraten på partikeldiametern, under förutsättning av att andra faktorer äro konstanta; hos Atterbergs rena fraktioner, vid tät packning, har värdet av exponenten c_p i formeln

$$P = c_p \cdot d^2$$

siffervärdet c:a $1.8 \cdot 10^3$ (= 1,800) när d uttryckes i mm och P i cm^3 vatten pr timme och cm^2 genomskärningsyta samt tryckfallet är = pelarhöjden (ex. 1 cm vatten pr 1 cm pelarhöjd), och temperaturen är + 20° C.

Genomsläppligheten är alltså här, i likhet med kapillariteten, en enkel funktion av kornstorleken; mot ett visst kapillaritetsvärde svarar följaktligen ett visst permeabilitetsvärde, uttryckt genom nedanstående formel:

$$K = c_k \cdot \frac{1}{d};$$

$$P = c_p \cdot d^2 = \frac{c_p \cdot c_k^2}{K^2}.$$

Formeln kan lämpligen skrivas

$$P = C_{pk} \cdot \frac{1}{K^2}$$

där $C_{pk} = c_p \cdot c_k^2$.

Då, alltjämt under förutsättning av ensorterade fraktioner, exponenten $c_p = 1.6 \cdot 10^3$ och $c_k = 0.060$, får i sagda fall exponenten C_{pk} värdet

$$C_{pk} = 5.8.$$

Ovanstående formler gälla emellertid endast för samma sorteringsgrad, och de anförda exponentvärdena blott för ensorterade fraktioner vid rumstemperatur (c:a + 20° C). Med varierande temperatur variera kapillaritets-

konstant och viskositetskoefficient, och därmed de ifrågavarande exponentvärdena, som nedanstående tabell visar:

Tabell 15.

Temperatur °C	Kapillaritetskonstant a^2 mm^2	Viskositetskoefficient η	Relativa värdet av exponenterna c_k, c_p och C_{pk} vid olika temperaturer. Värdet vid + 20°C = enhet			Exponenten C_{pk} för ensorterade fraktioner (absolut värde):
			c_k	c_p	C_{pk}	
± 0	15,406	0.0179	1.040	0.564	0.610	3.5
+ 5	15,251	0.0152	1.029	0.665	0.706	4.1
+ 10	15,105	0.0130	1.020	0.785	0.817	4.7
+ 15	14,959	0.0114	1.010	0.885	0.903	5.2
+ 20	14,821	0.0101	1.000	1.000	1.000	5.8
+ 25	14,686	0.00894	0.991	1.130	1.109	6.4
+ 30	14,556	0.00800	0.982	1.262	1.208	7.0
+ 35	14,424	0.00723	0.973	1.399	1.322	7.6

Med varierande *sorteringsgrad* varierar såväl kapillaritet som permeabilitet, den förra dock betydligt mindre än den senare.

Att så är, framgår omedelbart av ett kvalitativt resonemang. Om man har en finkornig fraktion, t. ex. mjäla, och däri inblandas t. ex. en lika viktsdel mycket grovt material, t. ex. småsten, blir blandningens kapillaritet oförändrad = den finare fraktionens, emedan de inblandade stenarna endast förgrena det i övrigt oförändrade porsystemet. Genomsläppligheten däremot, som utom av porvidden beror på mängden porer, på den verksamma porprocenten av genomskärningsytan, måste avsevärt minskas — emedan denna yta förminskas med bortåt 40 %, och dessutom vattenströmningen genom den till hälften reducerade finkorniga fraktionen får vägen förlängd genom slingringen mellan de inbäddade passiva kropparna.

Det är givet att denna permeabilitetsminskning beror på grovleken av det inblandade materialet, eller rättare, skillnaden mellan de båda fraktionernas kornstorlek. Om till den finkorniga utgångsfraktionen till en början sättes en mycket närbelägen fraktion, blir effekten blott en ökning av porvidden (jämte en mycket obetydlig minskning av porvolymen), varför genomsläppligheten ökas; låter man avståndet mellan de båda fraktionerna växa, nås snart en vändpunkt, och genomsläppligheten börjar därefter hastigt avtaga, för att, när den grövre fraktionens relativa kornstorlek alltmer växer, asymptotiskt närma sig ett gränsvärde, som sannolikt är något mindre än halva den ursprungliga genomsläppligheten.

Detta förhållande har experimentellt belysts genom några permeabilitetsbestämningar å dylika blandningar av Atterbergs renslammade fraktioner, varav resultaten återgivas i tabell 16. Därvid är samtidigt blandningarnas kapillaritet bestämd.

Tabell 16.

Genomsläpplighet och kapillaritet hos blandningar av Atterbergs fraktioner.
Permeability and Capillarity of mixtures from Atterberg's fractions.

Fraktioner mm *Fraction components mm*		Proportion	Kapillaritet K *Capillarity K*			Genomsläpplighet P *Permeability P*			Relativ genomsläpplighet *Relative permeability* $P \cdot K^2$
			Av komponenterna *Of components*		Av blandningen *Of mixture*	Av komponenterna *Of components*		Av blandningen *Of mixture*	
A	B	A : B	A	B	A + B	A	B	A + B	A + B
0.01—0.005	—	—	8.2	—	8.2	0.11	—	0.11	7.4
»	0.02—0.01	1 : 1	8.2	4.4	6.35	0.11	0.46	0.14	5.6
»	0.05—0.02	1 : 1	8.2	1.9	7.3	0.11	1.74	0.10	5.3
»	0.2—0.1	1 : 1	8.2	0.41	7.3	0.11	37.5	0.082	4.4
»	»	1 : 2	8.2	0.41	6.5	0.11	37.5	0.074	3.1

Den praktiskt betydelsefulla innebörden härav är ju, att vid fraktionsblandning relationen mellan kapillaritet och genomsläpplighet förskjutes, och att denna förändring är märkbar redan vid mycket måttlig amplitud. Mer komplexa syntetiska blandningar, ej blott mellan två skilda fraktioner, utan där ett visst kornstorleksområde kontinuerligt överspännes, och med olika frekvensfördelning, ha icke experimentellt undersökts, men däremot motsvarande naturliga fraktionsblandningar, de naturliga jordarterna.

I tabell 17 äro ett antal sådana bestämningar återgivna, varav framgår, att produkten av genomsläppligheten och kapillaritetens kvadrat — här kallad *relativa permeabiliteten* — vilken i den ensorterade fraktionsserien är konstant, för de naturliga jordarterna i hög grad varierar; att den för naturliga sediment redan är avsevärt lägre än för rena fraktioner, och för moräner är ytterst låg, blott c:a hundradelen därav.

Produkten av permeabiliteten och kapillariteten är i själva verket ett mått på sorteringsgraden; ju mer osorterad jordarten är, desto mindre är dess relativa permeabilitet. Detta är den väsentliga förklaringen till att *starkt osorterade jordarter, framförallt normala moräner, bli så föga tjälskjutande,* i trots av en hög kapillaritet som ungefär motsvarar de mest tjälskjutande sedimentens.

I det ovanstående är genomsläpplighetens beroende av jordartens mekaniska egenskaper endast bestämd för ett antal specialfall; t. ex. för likformig sorteringsgrad och kornform, för likformig packning o. s. v. En formel, innefattande alla variabler, utom de ovan medräknade alltså även sorteringsgrad och packning samt kornform, har Zunker givit (1930). Sorteringsgraden och packningen inverka gemensamt på *porvolymen,* vilken är den experimentellt lätt bestämda primär-

Tabell 17.

Genomsläpplighet och kapillaritet för ett antal naturliga jordarter.
Permeability and Capillarity of some natural soil specimens.

	Jordartsbeteckning *Soil ns. and name*	Genomsläpplighet P cm/tim. *Permeability P cm/hour* vid (*at*) + 20° C	Kapillaritet[2] K *Capillarity K* meter	Relativ genomsläpplighet *Relative permeability* $P \cdot K^2$
	Mellansand	80.5	0.20	3.2
	Intermed. sand			
	Finsand	1.20	0.54	0.35
	Fine sand.			
2.	Moig morän	0.140	1.3	0.24
	Moraine silt.			
12.	Grov finmo	0.29—0.25	2.7	2.1—1.8
	Coarse silt			
8.	D:o	0.113—0.073	2.9	0.95—0.63
	D:o			
Bw 1.	D:o	0.36	3.0	3.2
	D:o			
GB 20.	Finmo	0.017	3.65	0.23
	Silt			
1.	Mjälig finmo	0.090—0.061	4.6	1.9—1.3
	Intermed. silt			
M 102.	D:o	0.032[1]	4 9	0.77
	D:o			
7.	Finmo-mjäla	0.0088	7.7	0.52
	Fine silt			
A 84.	D:o	0.0013[1]	9.4	0.11
	D:o			
10.	Lättlera (lerig finmjäla) .	0.0013	>9.75 m	—
	Loam (very fine silt) . . .			

faktor han här inför. Hans permeabilitetsformel (Zunker 1930, s. 157) får, med ändrade beteckningar, utseendet

$$P = \frac{\mu}{\eta}\left(\frac{v_{ol}}{1 - v}\right) \cdot \frac{1}{U^2}\ cm/sek$$

där v = »skenbar» och v_{ol} = »spänningsfri» porvolym, U = specifik yta, η = viskositetskoefficienten (se tabell 15), och μ är ett tal (»Formbeiwert») som karakteriserar kornens form, ytbeskaffenhet och blandningsgrad (däremot *ej* sorteringsgraden).

Om i stället för U korndiametern d införes, enligt formeln $U = \frac{1}{d}$, och värdet på porvolymen för Atterbergs fraktioner, eller 40 %, insättes, får ekvationen utseendet

$$P = \frac{\mu}{\eta}\left(\frac{0.4}{1 - 0.4}\right) \cdot d^2$$

[1] Genomsläpplighetsbestämningar av Simon Johansson och G. Ekström.
[2] Kapillariteten här = den kapillaritet som bestämts vid genomsläpplighetsförsöken, alltså vid den då rådande packningsgraden.

Formvärdet μ ligger för normala naturliga jordar vid ungefär 0.015—0.010; om värdet av η vid c:a + 20° C insättes, blir

$$P = \frac{0.01}{0.01} \cdot \frac{0.4}{0.6} \cdot d^2;$$

$$P = \frac{2}{3} \cdot d^2 \ cm/sek$$

Omräknad till *cm/timme* blir exponenten c_p i permeabilitetsformeln $P = c_p \cdot d^2$

$$c_p = \frac{2}{3} \cdot 3{,}600 = 2.4 \cdot 10^3;$$

vilket rätt väl överensstämmer med de empiriska för denna serie bestämda exponentvärdena (tabell 14), vilka ligga mellan $1.21 \cdot 10^3$ och $2.48 \cdot 10^3$.

Ur denna permeabilitetsformel härleder emellertid Zunker, genom användande av den ovan återgivna formeln för kapillariteten, permeabiliteten som funktion av kapillariteten, och uppställer härför formeln

$$P = \frac{\mu \cdot \lambda}{K^2} \ cm/sek.$$

(Zunker 1930, formel 190 a, sid. 172; beteckningarna delvis ändrade). Härav utgör λ en koefficient, som innehåller viskositetskoefficienten, och vilken alltså vid konstant temperatur är en konstant (vid + 20° har den siffervärdet 1957); μ är »formvärdet», alltså för samma sorts kornform etc. en konstant.

Denna formels innebörd är, att permeabiliteten är praktiskt taget entydigt bestämd genom kapillariteten (värdet av μ varierar för jordartsmaterial endast mellan c:a 0.018 och 0.004, och är i regel rätt konstant omkring 0.01); vilket även Zunker uttrycker i ord: »Alle Verfahren, durch welche die Kapillarziffer bestimmt wird, sind also auch gleichzeitig für die Ermittlung von k (Zunkers beteckning för permeabiliteten, här = P) brauchbar;» (sid. 172).

Så är ju emellertid ej fallet; ovan är det ju visat, att permeabiliteten ingalunda är tillnärmelsevis entydigt bestämd genom kapillariteten, utan att tvärtom förhållandet $P : \frac{1}{K^2}$ varierar ytterst starkt, beroende på sorteringsgraden, ja, är ett synnerligen känsligt mått på denna. Härav framgår, att Zunkers anförda formel för permeabilitetens beroende av kapillariteten, samt åtminstone endera av de båda formler ur vilka denna härletts (kapillaritetens och permeabilitetens beroende av specifika ytan och porvolymen) måste vara felaktig.

I tabell 18 är de olika kornstorleksgruppernas jämte motsvarande sedimentgruppers genomsläpplighet schematiskt angiven.

Framhållas bör, att ovanstående beräkningar av permeabiliteten avse vattenströmningen genom den fullständigt (tätast möjligt) packade jordartens vattenfyllda porsystem, varvid sålunda förutsättes, dels att jordpelarens porer äro helt vattenfyllda, dels att jordpelaren är fullt homogen, så att inga diskontinuiteter (sprickor etc.) förekomma. I naturen äro emellertid dessa villkor mera sällan uppfyllda, utan vissa störningar inträffa, vilka komplicera förhållandena.

Gasblåsor i porerna kunna särskilt uppträda i grövre jordar, och minska givetvis avsevärt genomsläppligheten. Vid vattenfiltrering genom sand, eller pumpning ur brunnar, kunna ofta gasblåsor så småningom urskiljas ur vattnet, med

Tabell 18.

Genomsläpplighet (vid 20° C.) samt kapillaritet ör olika grova fraktioner och jordarter (välsorterade sediment). Obs.! Vid temperaturområdet omkring 0° C. äro genomsläpplighetsvärdena endast c:a 60 % av de här angivna!

Permeability (at 20° C.) and capillarity of different coarse material (mono-size fractions, and natural water-sediments). By temperatures near 0° C permeability may be reduced to ca. 60 percent of the values here plotted.

Rena fraktioner *Pure fractions*				Naturliga sediment *Natural soils (sediments)*					
Korngruppbeteckning	Kornstorleksgränser *Fractions* mm	Kapillaritet *Capillarity* K	Genomsläpplighet *Permeability P* cm/tim. (vid + 20° C.)	Jordartsnamn *Soil name*		Kornstorleksgränser tyngdpunkt mellan mm	Kapillaritet (maximal.) *Maximal Capillarity* K_M	Genomsläpplighet[1] (+ 20° C.) *Permeability P* cm H_2O/tim $\left(=\frac{cm^3 \cdot cm}{cm^2 \cdot cm}/tim\right)$ normalvärden	Genomsläpplighet[1] (+ 20° C.) *Permeability P* cm H_2O/tim $\left(=\frac{cm^3 \cdot cm}{cm^2 \cdot cm}/tim\right)$ gränsvärden (maximi- och minimivärden)	Hygroskopicitet W_h
Grovt grus .	20—6	< 1 cm	$640 \cdot 10^3$—$58 \cdot 10^3$	Grovt grus .	Icke tjälfarliga	20—6	—	—	—	—
Fint grus . .	6—2	1—3 cm	$58 \cdot 10^3$—$6.4 \cdot 10^3$	Fint grus .	Icke tjälfarliga	6—2	1—5 cm	15,000—1,000	25,000—150	—
Grovsand . .	2—0.6	3—10 cm	$6.4 \cdot 10^3$—$0.58 \cdot 10^3$	Grovsand .	Icke tjälfarliga	2 - 0.6	4—15 cm	1,500—70	2,500—15	—
Mellansand .	0.6—0.2	10—30 cm	580—64	Mellansand	Icke tjälfarliga	0.6—0.2	12—50 cm	125—5	250—1.5	—
Grovmo . .	0.2—0.06	30—100 cm	64—5.8	Grovmo . .	Icke tjälfarliga	0.2—0.06	40—350 cm	10—0.3	25—0.1	—
Finmo . . .	0.06—0.02	1—3 m	5.8—0.64	»Jäslera» Finmo .	Tjälskottsfarliga, Tjällyftande	0.06—0.02	2.5—8 m	1—0.02	2—0.005	—
Grovmjäla . .	0.02—0.006	3—10 m	0.64—0.058	»Jäslera» Mjälajord	Tjälskottsfarliga, Tjällyftande	0.02-c:a 0.006	6—c:a 12 m	0.1—0.002	0.2—0.0005	—
Finmjäla . .	0.006—0.002	10—30 m	$58 \cdot 10^{-3}$—$6.4 \cdot 10^{-3}$	»Jäslera» Lättlera	Tjälskottsfarliga, Tjällyftande	—	10-c:a 18 m	0.005—0.0005	0.01—0.0002	2—4
Grovler . . .	0.002—0.0002	30—300 m	$6.4 \cdot 10^{-3}$—$0.064 \cdot 10^{-3}$	Mellanlera .	Tjälskottsfarliga, Tjällyftande	—	c:a 15—? m	0.001—0.00005	0.002—0.00002	4—7
Finler . . .	< 0.002	> 300 m	[$64 \cdot 10^{-6}$—$0.64 \cdot 10^{-6}$]	Styv lera Mycket styv lera		—	—	—	—	7—10 > 10

[1] Genomsläpplighetssiffrorna endast ungefärliga.

påföljd att genomsläppligheten successivt sjunker, stundom på ett ur praktisk synpunkt katastrofalt sätt. Också vid laboratoriemässiga genomsläpplighetsexperiment kunna på motsvarande sätt luftblåsor i porerna orsaka felaktigheter.

Effekten av *sprickor* beror dels på dessas anordning, dels på huruvida de äro vattenfyllda eller luftfyllda, det senare mestadels beroende på vattenströmningens art. Vattenfyllda sprickor underlätta genomströmningen, d. v. s. öka genomsläppligheten, mer ju mer de förlöpa i totala strömningsriktningen samt ju bredare och talrikare de äro. Sprickorna i en leravlagrings översta del (torrskorpan) underlätta i högsta grad (eller rättare sagt möjliggöra) grundvattenströmningen; den eljest praktiskt taget ogenomsläppliga leran blir härigenom i sin övre del lättgenomsläpplig. Men när det gäller *den kapillära vattenuppsugningen ovanför grundvattenytan* — alltså över den nivå där sprickorna äro vattenfyllda — verka sprickorna i stället i allra högsta grad hindrande, som nedan närmare berörts.

Motsvarande gäller vid laboratorieförsök. *Vattenfyllda* sprickor öka genomsläppligheten; särskilt när det gäller permeabilitetsförsök med leror kunna sprickor av nästan omärklig finhet vara orsaken till mångdubbelt för höga permeabilitetsvärden. Å andra sidan verkar en (övertvärande) *luftfylld* spricka på helt motsatt sätt; en aldrig så tunn luftvägg, vilken avskär jordpelaren, kan praktiskt taget förhindra genomrinningen.

Dessa förhållanden måste noga beaktas, såväl vid utförandet av genomsläpplighetsförsök som vid praktisk tillämpning av genomsläpplighetsvärden vid hydrodynamiska beräkningar.

C. Vattenuppsugningsprocessen.

I detta kapitel beröres endast vattenuppsugningen *i kapillärt mättad jord* (= *vattenfyllda porer*), då ensamt denna uppsugningsprocess har avsevärd betydelse för tjällyftningen. De i och för sig teoretiskt ytterst intressanta och praktiskt synnerligen viktiga vattenströmningsprocesserna i jord med vattenhalt *under* kapillär mättning äro alltså här helt utelämnade.

1. Homogen jordpelare antages.

Den maximala kapillära uppsugningen.

För kapillär uppsugning i en homogen jordpelare gäller som nämnt formeln

$$Q = \frac{k - l}{l \cdot m}$$

där Q = uppsugen vattenkvantitet per tidsenhet, förslagsvis cm³/cm² tim. = cm/tim., k = det vid ytan rådande kapillärtrycket (positivt uttryckt), l = avståndet till grundvattenytan, och m = specifika motståndet. För k existerar ett övre gränsvärde, vilket icke kan överskridas, nämligen jordartens kapillaritet eller kapillära stighöjd, K. När $k = K$ sker sålunda den

(vid viss jordart, grundvattenavstånd och temperatur) största möjliga uppsugning; formeln för *den maximala kapillära uppsugningen* blir sålunda

$$Q = \frac{K - l}{l \cdot m}$$

För homogen jordpelare är specifika motståndet m = inverterade värdet av permeabiliteten:

$$m = \frac{1}{P}$$

varför formeln även kan skrivas

$$Q = \frac{(K - l) \cdot P}{l}$$

Emellertid är det både mer praktiskt och principiellt riktigt att använda den första formuleringen, med motståndet i stället för permeabiliteten, nämligen med hänsyn till de fall, då det gäller icke helt vattenfylld, homogen jordpelare, och alltså det reella specifika motståndet (motståndet per längdenhet pelarhöjd) är större än $1 : P$.

Framhållas bör, att i ovanstående formler liksom vid alla motsvarande beräkningar *det använda värdet på permeabilitet och motstånd* (P *och* m) *måste reduceras till den gällande temperaturen,* beroende på vattnets viskositetsändring. Beträffande exponentvärdet för denna reduktion se tabell 15 sid. 144, exponenten c_p.

Den mycket stora betydelsen av pelarhöjden eller *avståndet till grundvattenytan* (l) för den maximala kapillära uppsugningen kommer till synes däri, att l ingår såväl i täljaren som nämnaren på så sätt, att med växande l-värde täljaren minskas och nämnaren ökas, d. v. s. effekten är dubbel och samverkande till att kvoten Q vid växande l-värde hastigt avtager.

Det gränsvärde, då Q = noll är ju, då $l = K$, d. v. s. då avståndet till grundvattenytan blir = kapillära stighöjden; över denna nivå kan ingen kapillär uppsugning äga rum.[1]

Då l har avsevärd storlek i förhållande till K, och isynnerhet då l starkt närmar sig K, blir uppenbarligen uppsugningshastighetens beroende av grundvattendjupet mycket stort. Så är fallet med de grövre tjälskjutande jordarna, med deras kapillaritet av ett fåtal meter. Tag till exempel en mo med kapillariteten 2 m; vid ett grundvattendjup av 1.5 m är dess uppsugningshastighet

$$Q_1 = \frac{2 - 1.5}{m \cdot 1.5} = \frac{1}{m} \cdot \frac{1}{3}.$$

[1] Däremot kan däröver (över den kapillära mättnadsgränsen) en vattentransport ske, såväl i gasform som genom »krypning» av adsorptionsvattnet. Därav får den förstnämnda avsevärd betydelse endast för mycket grova jordar (grus och sand) samt möjligen för sprickrika leror; för allmänhet täta jordar blir *adsorptionsvattenkrypningen* viktigast. Denna senare process beror på den mångfaldiga men sammanhängande adsorptionsvattenhinnans anpassning mot likformig spänning (vanligen approximativt = likformig tjocklek).

Vid grundvattendjupet = 1.75 m blir Q

$$Q_2 = \frac{2-1.75}{m \cdot 1.75} = \frac{1}{m} \cdot \frac{1}{7}.$$

En ökning av grundvattendjupet från 1.5 till 1.75 m, alltså med $^1/_6$ av det ursprungliga värdet, åstadkommer en minskning till mindre än $^1/_2$ av den ursprungliga uppsugningshastigheten; nästa kvartsmeter som lägges till grundvattendjupet åstadkommer en oändligt stor minskning av uppsugningshastigheten, som då blir noll. De grövre jordarna äro alltså mycket känsliga för grundvattenssänkningar inom de praktiskt ifrågakommande djupområdena (som för täckdikning är upp till c:a 2 m).

Lerorna, däremot, ha så hög kapillaritet, att grundvattensavstånd på någon meter i jämförelse därmed äro försvinnande små. När l kan försummas i jämförelse med K, blir formeln approximativt

$$Q = \frac{K}{l \cdot m}$$

Variationerna i uppsugningshastighet bli alltså omvänt proportionella mot ändringarna i grundvattensavstånd; den i det förra exemplet anförda ökningen från 1.5 till 1.75 m, alltså till $^7/_6$ åstadkommer här blott en minskning i uppsugningshastighet till $^6/_7$.

Om man i formeln insätter värdena på K och m som funktioner av kornstorleken, får den utseendet

$$Q = \frac{c_k \cdot c_p \cdot d^2}{l \cdot d}$$

$$Q = c_k \cdot c_p \cdot \frac{d}{l}$$

Vid visst konstant l-värde blir (förutsatt att temperatur och sorteringsgrad äro konstanta) alltså hos leror *uppsugningshastigheten approximativt direkt proportionell mot partikeldiametern.*

Har man ett visst grundvattensavstånd, t. ex. en meter, och låter kornstorleken avtaga, är det ju tydligt, att först när kapillariteten överskridit värdet 1 m kan någon vattenuppsugning komma till stånd; varje kornstorleksminskning (ökning av kapillariteten) orsakar här en mycket stor relativ ökning av $(K—l)$, och därmed en stor ökning av vattenuppsugningshastigheten. Inom lerområdet, å andra sidan, innebär ju kornstorleksminskningen en proportionell minskning av uppsugningshastigheten; det är alltså uppenbart, att kurvan för uppsugningshastigheten vid konstant grundvattensavstånd och varierande kornstorlek vid viss partikeldiameter måste äga ett maximum. Ett antal sådana kurvor, för olika grundvattensavstånd inom det praktiskt viktiga variationsområdet, äro framställda i fig. 73.

Av fig. 73 framgår, att maxima för kapillära uppsugningshastigheten inom sagda praktiskt viktiga grundvattendjup faller inom kornstorleksområdet finmo-grovmjäla, d. v. s. just de jordarter som i praktiken visat sig vara de värst tjälskjutande.

Den kapillära uppsugningen i naturen.

Vid experimentella försök sker den kapillära vattenuppsugningsprocessen vanligen i form av *kapillär stigning* i torr jord, d. v. s. gränsytan mellan en undre, porsystemet utfyllande vattenpelare och det överliggande, luftfyllda porsystemet förskjutes uppåt. I naturen spelar dock motsvarande process obetydlig roll; det väsentliga är här vattenuppsugning till en relativt stillastående gränsyta, från vilken vattnet bortgår, vanligen genom avdunstning.

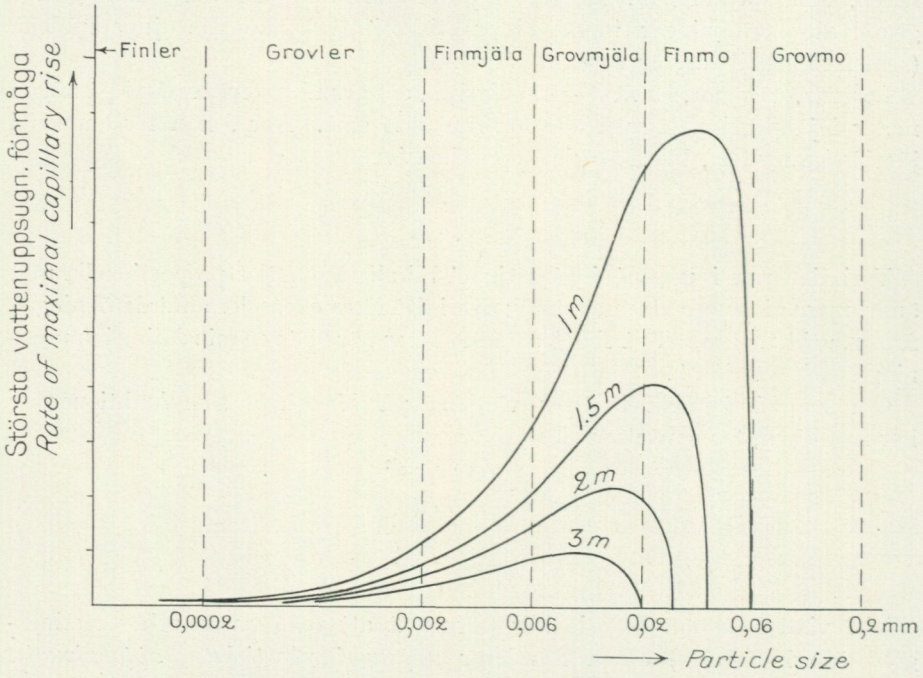


Fig. 73. Kurvor för maximala kapillära vattenuppsugningsförmågan hos ensorterade jordar, som funktion av genomsnittliga partikelstorleken, för ett antal olika avstånd till grundvattenytan, vilket är vid varje kurva angivet (1, 1.5, 2 och 3 m).

Diagram of maximal rate of capillary suction, as a function of particle-size (in mono-fraction soils). Each curve constructed for a given depth to ground-water level (1, 1.5, 2, and 3 metres).

Vid *kapillär stigning i en torr jordpelare,* även om den är fullt homogen och hårt packad, är det regel, att stighastigheten avsevärt understiger den ur kapillariteten och genomsläppligheten beräknade. Orsaken härtill är följande: För att vid en i torr jord hastigt framträngande vattenfront det maximala kapillärtryck skall råda, som vid statisk anpassning bestämmer kapillära stighöjden, fordras, att framför själva vattenfronten en tillräckligt snabb befuktning av jordpartiklarna sker, att adsorptionsvattenhinnan utbreder sig över partikelväggarna framför meniskerna i pormynningarna; eljest uppstår inte den *maximala meniskkrökning* som betingar uppkomsten av den maximala kapillärspänningen. När framträngningshastigheten är stor, hinner emellertid denna adsorptionsvattenbefuktning icke ske med erforderlig

snabbhet, varför — isynnerhet om jordpartiklarna äro det minsta förorenade av vissa ämnen som fett, harts etc. — kapillärtrycket icke blir av maximalstyrka, och den kapillära stighastigheten följaktligen mindre än den maximala.

Experimentellt kan den maximala vattenuppsugningen väl endast realiseras i de fall, då man har en vattenfylld homogen jordpelare, och åstadkommer en så stor avdunstning från dess överyta, att den avdunstade vattenmängden motsvarar den största möjliga kapillära uppsugningen; man uppnår då en dynamisk jämvikt, ett *kontinuitetstillstånd*, där de stillastående meniskerna i pormynningarna[1] stå maximalt inbuktade, och oavbrutet pumpa upp samma vattenmängd pr tidsenhet som genom avdunstningen bortgår. På detta sätt kan höga kapillaritetsvärden experimentellt bestämmas (se Beskow 1930 c, s. 48—53; fig. 9 och 10).

Som nämnt är denna process, uppsugning till en relativt stillastående gränsyta, *den i naturen vanligaste formen för kapillär uppsugning*, förverkligad t. ex. då under en längre torrperiod ett fält av lättlera från ytan avdunstar vatten, vilket kapillärt uppsuges från grundvattenytan. Så snart den möjliga avdunstningen från markytan överstiger markens högsta vattenuppfordringsförmåga (= maximala kapillära uppsugningshastigheten) kommer dock kapillärgränsen ej att stå i markytan, utan under densamma; däremellan utbildas en *torrzon*, i vilken vattenrörelsen sker genom adsorptionsvattenkrympning. Denna torrzons mäktighet kan växla, d. v. s. kapillärgränsytan förskjutas nedåt eller uppåt allteftersom avdunstningshastigheten blir större eller mindre, resp. grundvattendjupet förändras; men till sin natur är uppsugningen likväl väsentligen en dylik dynamisk jämviktsprocess, även om jämviktsvillkoren under hand något förändras, och därigenom smärre anpassningsrörelser komma till stånd.

Ett motsvarande kontinuitetstillstånd är det, som råder vid den kapillära vattenuppsugningen till ett växande islager i tjälgränsen; enda principiella skillnaden är, att vattnet icke bortgår i gasform utan övergår i fast form.

Denna vattenuppsugning till tjälgränsen är dock, som ovan framhållits, sällan av den maximala storleken; den motsvarar vanligen uppsugningen till en långsammare avdunstande yta, där alltså *meniskerna icke stå fullt anspända*, och *icke* det maximala kapillärtrycket råder. Redan en hastig kvantitativ jämförelse mellan den beräknade maximala vattenuppsugningshastigheten i en pelare (eller ett lager) av tjälskjutande jordart och den i verkligheten realiserade uppsugningen till tjälgränsen, ger vid handen, att denna senare är avsevärt mycket mindre, hos grövre jordarter blott en ringa bråkdel av den maximala.

Skillnaden mellan den maximala uppsugningshastigheten och den uppsugning som verkligen sker till tjälgränsen, eller *den reduktionsfaktor som måste inskjutas i formeln för den maximala kapillära uppsugningen, för att den skall gälla för tjälskjutningsuppsugning*, är alltså större ju grövre jordarten är. Reduktionsfaktorn är emellertid ej konstant för en och samma jordart, utan även beroende av *belastning* och *avstånd till grundvattenytan*. Dessa förhållanden äro närmare behandlade i föregående kapitel (sid. 71 ff.).

[1] I själva överytan eller något under densamma.

2. Vattenuppsugningen i heterogen jord.

Sprickighetens inverkan på uppsugningshastigheten.

I det föregående är det antaget, att förbindelsen mellan grundvattenytan och tjälgränsen förmedlats av en sprickfri, homogen jordmassa. När det gäller de grövre, icke-leriga tjälskjutande sedimenten motsvarar detta också oftast i det närmaste de rådande förhållandena. I leriga jordar däremot hindras eller brytes den direkta kapillära ledningen nästan alltid av mer eller mindre utvecklade spricksystem, vilka äro utbildade i den s. k. torrskorpans övre del, i regel ned till ett djup av ett par, tre meter. Därjämte kan inom ett sedimenttäcke varvighet eller annan växling av olika grova lager förekomma, varigenom uppsugningen mer eller mindre kompliceras. Betydelsen av dessa faktorer skall nedan i största korthet beröras.

Sprickor verka hindrande på den kapillära uppsugningen endast i den mån de övertvära den eljest rådande uppsugningsriktningen. Då denna i regel endast föga avviker från lodriktningen, följer härav, att lodräta sprickor få mycket liten betydelse. Emellertid förlöpa de djupare gående sprickorna vanligen i det närmaste lodrätt, eller åtminstone är en riktning, som högst med några tiotal grader avviker från lodriktningen, absolut dominerande. Sådana sprickor i ett lerfält minska alltså knappast alls tjälskjutningsuppsugningen — som vi senare skola se gynna de den tvärt om ofta indirekt, i det spricksystemet blir grundvattenledande. Den sprickighet som innehåller en mer betydande horisontalkomponent förekommer i huvudsak i torrskorpans översta del, ungefär den översta metern. Orsaken härtill är dels, att den allmänna uttorkningssprickigheten mot ytan är ofantligt mycket mer omfattande, och att belastningstrycket är mindre, alltså horisontalsläppor lättare kunna hållas öppna, men dels — och inte minst — föregående års tjälbildning. De genom israndningen uppkomna, i genomsnitt horisontalorienterade, sprickorna ha nämligen i lera mycket svårt att »gå ihop». Man skall vid någorlunda försiktig grävning på sommaren eller hösten, sedan tjälen längesedan försvunnit, i t. ex. en vägkropp eller i alven på en åker, finna, att leran är genomdragen av fina diskontinuitetsytor, »släppor», med i huvudsak vågrätt förlopp, i till sin anordning och fördelning alldeles motsvarande isränderna i samma jordart i fruset tillstånd. (I de fall där tjäle ännu kvarligger på djupet kan man direkt se denna fullkomliga överensstämmelse.)

Den hindrande effekten av en den kapillära uppsugningsriktningen övertvärande spricka beror givetvis i hög grad på dess vidd. Vattentransporten över sprickan kan nämligen tänkas ske på två sätt: i gasform (diffusion), samt i flytande form, genom kapillär ledning på de fläckar där jordytorna eventuellt beröra varandra. Diffusionens hastighet är omvänt proportionell mot distansen (sprickvidden), och beröringsarealens storlek är givetvis i genomsnitt större ju mindre avståndet mellan jordytorna är.

Till en början kan man bortse från dessa beröringsfläckar, och utgå från en fullständigt åtskiljande spricka, över vilken hela vattentransporten måste ske i gasform, genom *diffusion*.

Diffusion. Den kapillära strömningen orsakades ju av ett kapillärt tryckfall (stegring uppåt av det negativa kapillärtrycket). Diffusionsströmningen orsakas på motsvarande sätt av ett tryckfall i strömningsriktningen, men skillnaden gäller här ångtrycket. För att en diffusion av vattenånga skall kunna ske från sprickans undersida till dess översida fordras, att relativa ångtrycket är större vid undersidan än vid översidan. En sådan tryckskillnad kan åstadkommas på två sätt. Den ena möjligheten är en *temperaturskillnad*, varvid i detta fall den övre ytan skulle vara kallare. Detta villkor är givetvis uppfyllt vid pågående tjälning eller överhuvudtaget vid uppåt avtagande temperatur (värmeströmning uppåt). Temperaturgradienten på djupet c:a 0.2 till en meter är under vintern omkring 0.02—0.04° C/cm. På grund av luftens mindre värmeledningsförmåga blir givetvis temperaturfallet i en spricka betydligt mycket större; dock motverkas denna skillnad av den eventuella vattentransporten i gasform, i det den avdunstande ytan avkyles och kondensationsytan uppvärmes. Om man emellertid bortser härifrån, samt räknar med att luftens värmeledningskoefficient är i runt tal 1: 50 av jordartens (jfr sid. 187 och 188, tabell 20 och 21), blir alltså temperaturfallet i sprickan 1—2° C/cm. Vid temperaturområdet nära noll° C. utgör förändringen i vattenångans partialtryck c:a 0.35 mm Hg/° C. Detta temperaturfall skulle alltså motsvara en ångtryckskillnad av 0.35—0.7 mm Hg, motsvarande 0.477—0.954 gr/cm² · cm.

För diffusionshastigheten av en gas i en annan gäller formeln:

$$v = - kst \frac{dp_1}{dx}$$

där k är en konstant (diffusionskonstanten), s = ytan av ett mot tryckfallet vinkelrätt tvärsnitt, t = tiden, $\frac{dp_1}{dx}$ är tryckändringen i detta tvärsnitt, och v är volymen genomströmmad gas, reducerad till den använda tryckenheten. Om som enheter väljes cm och sekund, är för vattenånga i luft vid temp. omkring o°C k = 0.20 cm³/sek.

Vid de anförda tryckfallen 0.477 och 0.954 gr/cm² · cm blir i det första fallet $v = 0.2 \cdot 0.477 = 0.0954$, och i det senare $v = 0.2 \cdot 0.954 = 0.191$, allt räknat i cm³ ånga vid trycket 1 gr/cm² (vid o° C), pr sekund och cm² genomströmningsyta. Volymvikten av vattenånga vid detta tryck är $0.775 \cdot 10^{-6}$ gr/cm³. Den genomströmmade vattenmängden *pr dygn* och cm² blir alltså i första fallet $0.0954 \cdot 0.775 \cdot 10^{-6} \cdot 86{,}400 = 0.00639$ gr, i det senare = 0.0128 gr, alltså motsvarande ett vattenskikt av 6 till 13 hundradels mm mäktighet.

Då man beräknar vilken avkylning av sprickans underyta som en sådan avdunstning skulle medföra, finner man emellertid, att denna är = $^2/_3$ av hela den genom strömning underifrån tillförda värmemängden (ångbildningsvärme nära över o° = 595—590 cal., jordartens värmeledningskoefficient = 0.003, temperaturgradient = 0.02 — 0.04° C/cm, avdunstningshastighet = $0.074 \cdot 10^{-6}$ — $0.148 \cdot 10^{-6}$ gr/cm² · sek. Följaktligen blir i verkligheten de ovanstående värdena av c:a 0.06 till 0.13 mm/dygn reducerade till ungefär hälften; den relativt invecklade exakta beräkningen är här, där det blott gäller att uppvisa storleksordningen, omotiverad.

Med andra ord: diffusionen på grund av temperaturskillnaden blir så ringa, att den för vattenuppsugningshastigheten i tjälskjutande jord, vilken är av storleksordningen några mm pr dygn, får praktiskt taget ingen betydelse.

Den andra möjligheten till ångtensionsskillnad är *skillnaden i kapillärspänning* mellan över- och underytan. Kapillärspänningens inverkan på ångtrycket beror generellt på, att vid mycket stark krökning av en vätskeyta ångtrycket över densamma märkbart förändras. Vid *konvex* yta blir ångtrycket över ytan *högre* — härpå beror ju kondensationskärnornas betydelse vid t. ex. dimbildning: en droppe uppstår lättare kring en dammpartikel än fullständigt fritt, emedan i det senare fallet initialdroppens radie skulle bli ofantligt liten, d. v. s. ytkrökningen ytterst stor. Över *konkav* yta, alltså över en kapillärmenisk, blir ångtrycket på motsvarande sätt *mindre*.

Ju högre det negativa kapillärtrycket är, desto starkare inbuktade äro meniskerna i pormynningarna, d. v. s. desto lägre deras relativa ångtryck. Adsorptionsvattenhinnan över partiklarna mellan pormynningarna är visserligen konvex, men här är ångtrycket nedsatt genom den från partikelväggen utgående absorptionsattraktionen (hygroskopicitetsverkan, jfr sid. 39). Sannolikt är adsorptionshinnornas tjocklek vid jämvikt så avpassad, att deras ångtension är lika med meniskernas (eljest skulle ju en oavbruten ångcirkulation mellan angränsande menisk- och partikelyta äga rum).

Om man nu återgår till det ifrågavarande fallet: en beröringsfri tvärspricka i en till en avdunstnings- eller tjälyta kapillärt vattenledande jordpelare, finner man alltså, att villkoret för att en diffusion över sprickan skall komma till stånd är en kapillärtrycksskillnad mellan över- och underyta, varvid det största negativa kapillärtrycket råder vid överytan. Men man finner också, att tryckskillnaden måste vara mycket betydande för att någon avsevärd diffusion skall komma till stånd, emedan kapillärspänningens inverkan på ångtrycket absolut taget är mycket liten.

Följande beräkning är avsedd att ge en uppfattning om de kvantitativa förhållandena.

Om man approximativt betraktar menisken i en kapillärrörsmynning som en sfärisk kalott, råder följande förhållande mellan kapillärtryck k och meniskytans radie r

$$k = a^2 \cdot \frac{1}{r},$$

där a^2 är kapillaritetskonstanten, som för vatten från noll till rumstemperatur är mycket nära 15. Då blir

$k = 15 \cdot \frac{1}{r}$, när k och r uttryckas i mm.

Den förändring av relativa ångtrycket som en viss ytkrökning medför, framgår av formeln

$$p_w = p \pm \frac{2\alpha \cdot s_a}{s_v \cdot r};$$

där p_w = ångtrycket över den krökta ytan
p = » » rak yta
α = ytspänningen
s_a = ångans täthet
s_v = vattnets täthet
r = ytans krökningsradie.

Tecknet för sista termen är + vid konvex, — vid konkav ytform. I det senare fallet, när det gäller menisker, kan man alltså skriva:

$$p - p_w = \frac{2\alpha \cdot s_a}{s_v \cdot r}.$$

För vatten gäller följande värden vid olika temperaturer:

Temp. °C	0	5	10	15	20	25
p gr/cm²	6.24	8.90	12.5	17.4	23.8	32.4
s_a	$4.84 \cdot 10^{-5}$	$6.81 \cdot 10^{-6}$	$9.41 \cdot 10^{-6}$	$12.8 \cdot 10^{-6}$	$17.3 \cdot 10^{-6}$	$23.1 \cdot 10^{-6}$
s_v	0.9999	1.0000	0.9997	0.9991	0.9982	0.9971
α dyn/cm	75.49	74.75	74.01	73.26	72.53	71.78
α gr/cm	0.0770	0.0762	0.0755	0.0747	0.0740	0.0732

Genom insättande av dessa värden i formeln erhålles $p - p_w$ som en funktion av r. I nedanstående tabell 19 är dessutom $p - p_w$ uträknad för ett antal olika värden på r och därmed på kapillariteten.

Tabell 19.

Temp. °C		0°	5°	10°	15°	20°	25°
Kapillärtryck k m *Capill. pressure k m*	Meniskradie *Meniscus radius* r cm	Ångtryckskillnad $p - p_w$ i gr/cm² *Difference of vapour pressure* $p - p_w$ *in gr/cm²*					
$= 0.0015 \frac{1}{r}$	r	$0.745 \cdot \cdot 10^{-6} \cdot \frac{1}{r}$	$0.928 \cdot \cdot 10^{-6} \cdot \frac{1}{r}$	$1.42 \cdot \cdot 10^{-6} \cdot \frac{1}{r}$	$1.91 \cdot \cdot 10^{-6} \cdot \frac{1}{r}$	$2.65 \cdot \cdot 10^{-6} \cdot \frac{1}{r}$	$3.38 \cdot \cdot 10^{-6} \cdot \frac{1}{r}$
0.1 m . .	0.015 cm	0.0000496	0.0000618	0.0000946	0.000127	0.000174	0.000229
1 m . .	0.0015	0.000496	0.000618	0.000946	0.00127	0.00174	0.00229
5 m . .	0.0003	0.00248	0.00309	0.00473	0.00636	0.00853	0.0114
10 m . .	0.00015	0.00496	0.00618	0.00946	0.0127	0.0174	0.0229

Av tabellen framgår, att ångtryckskillnaderna äro synnerligen små. Vid de låga temperaturer, nära noll, som här närmast intressera oss, blir först vid en kapillärtryckskillnad av 100 m per mm sprickvidd ångtryckskillnaden av samma storlek som det tidigare anförda exemplet med diffusion av ett vattenskikt av 0.06 mm pr dygn! Vid 0° blir nämligen diffusionshastigheten v

$$v = \frac{0.00067 \cdot k}{d} \text{ mm vatten/dygn,}$$

där k = kapillärtryckskillnaden i meter och d = sprickvidden i mm. Några nämnvärda vattenmängder kunna alltså på detta sätt icke transporteras, såvida det icke gäller mycket styva leror, där kapillärspänningen kan uppgå till hundratals meter. För de tjälskjutande jordarna, med deras måttliga kapillaritet, blir denna diffusion absolut betydelselös.

Vi ha alltså kommit fram till, att sprickornas luftarealer, alltså de partier av sprickorna där någon beröring mellan jordytorna icke förefinnes, äro så gott som fullständiga hinder för vattenrörelsen. Sprickornas mycket stora vattenuppsugningsminskande betydelse är därav klar: vattenrörelsen över en spricka sker endast via de förekommande direkta beröringsställena.

Kapillär överledning i kontaktytorna. Den exakta kvantitativa beräkningen i detta fall är helt beroende på beröringsytornas storlek och fördelning, vilken naturligtvis kan vara synnerligen varierande. Generellt gäller givetvis, att i en vattenuppsugande jordpelare, som icke fullständigt avskäres av en luftdiskontinuitetsyta, där alltså på vissa fläckar jordytorna beröra varandra och kapillär överledning kan förekomma, den vattenmängd som pr tidsenhet strömmar genom kontaktarealen a är lika stor som den, som genomströmmar hela genomskärningsytan Y.

Genomströmningshastigheten, eller den pr ytelement genomströmmade vattenmängden, blir alltså större i kontaktytan än i pelaren för övrigt, till vilken den förhåller sig som $Y : a$; vidare blir tryckfallet i motsvarande grad större. Om jordarten antages alldeles homogen, och alltså permeabiliteten överallt är lika, blir genomströmningshastigheten i ytan a,

$$Q_a = \frac{Y \cdot Q_y}{a} \text{ (cm}^3\text{/cm}^2 \text{ sek. eller cm/sek.)}$$

där Q_y = genomströmningshastigheten i hela pelartvärsnittet, och vidare kapillärtryckfallet i a,

$$\frac{d\,k_a}{d\,l} = \frac{Y}{a} \cdot \frac{d\,k_y}{d\,l}$$

där $\frac{d\,k_y}{d\,l}$ är tryckfallet i hela pelartvärsnittet (på tillräckligt avstånd från sprickytan).

Vattenströmningen sker nu så, att den över hela tvärsnittet likformiga rörelsen uppåt på visst avstånd under sprickytan börjar »koncentreras», d. v. s. strömlinjerna böjas tillsamman i riktning mot kontaktytan för att sedan de passerat densamma på nytt spridas, och på viss höjd återtaga sin jämna fördelning, så som fig. 74 schematiskt visar. Samtidigt med denna strömlinjernas konvergens, vilken ju innebär stegrad rörelsehastighet, sker en motsvarande »förtätning» av isobassystemet, grafiskt återgivande det stegrade potentialfallet.

Det är härav uppenbart, som även fig. 74 visar, att sprickytan åstadkommer ett mycket stort potentialfall, en spänningsförlust. Men potentialfallet är proportionellt mot motståndet; för praktiska ändamål är det lämpligare att räkna härmed och betrakta sprickans effekt som *en ökning av vattenströmningsmotståndet.*

Den kvantitativa beräkningen blir, med relativt obetydliga approximationer, följande.

Om beröringsarealen antages uppdelad på ett antal lika stora och likformiga fläckar, och dessa äro likformigt fördelade över ytan, kan hela systemet uppdelas

i lika många enkla system, vart och ett omfattande den jordpelare i vilken vattenströmningen ledes genom en kontaktfläck. I ett sådant enkelsystem kan den konvergenta strömningsfiguren approximativt anses ha formen av en stympad pyramid (eller kon), vars bottenyta är = hela pelarens tvärsnittsyta, Y, och vars

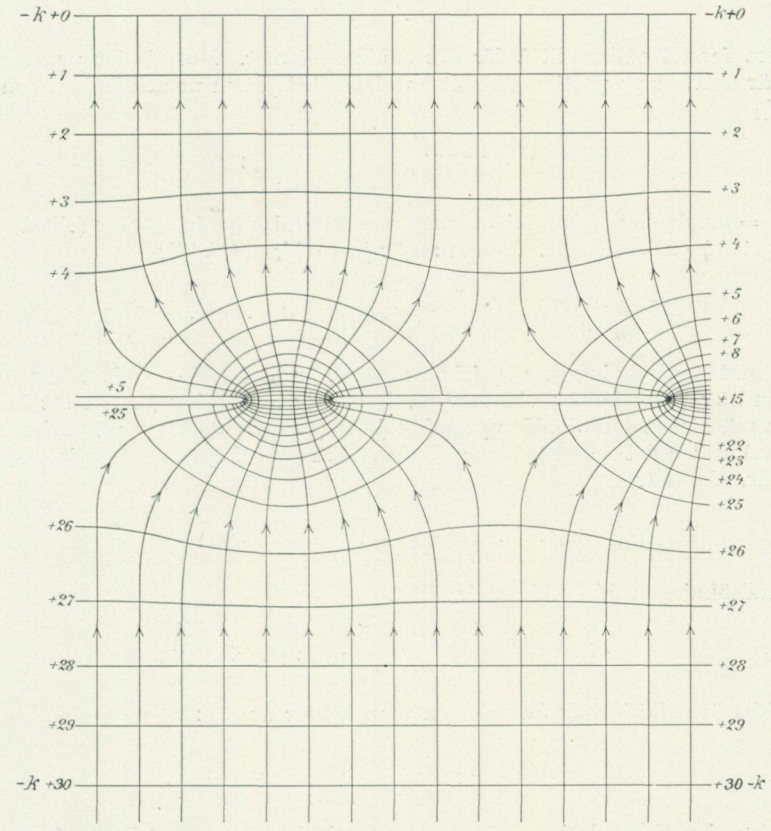


Fig. 74. Schematiskt diagram, åskådliggörande den vattenuppsugningshindrande (motståndssökande) effekten av övertvärande sprickor. Diagrammet visar dels ekvipotentialkurvor (bildplanets snittlinjer med ytorna för lika vattentryck inne i jordartens porer), dels strömlinjer (försedda med pilar,) vilka givetvis gå vinkelrätt mot de förra. Vattentrycket i ekvipotentiallinjerna anges med siffror (relativa värden); överst råder ett undertryck —k, vilket undertryck nedåt räknat successivt ökar; för varje enhet är en spänningskurva dragen, vilken betecknats med + 1, + 2, + 3 o. s. v., där —k är underförstått (—k+1, —k+2 etc.).

Schematic diagram showing the decreasing effect of open fissures on the capillary water-flowage through a fine soil (over the ground-water level, where the fissures are thus air-filled). Stream-lines (arrows) and equipotential curves for the internal water-pressure.

toppyta utgöres av kontaktytan y. Höjden beror, utom av dessa ytors storlek, av pyramidens spetsighet, d. v. s. toppvinkel. Om man uttrycker detta formvärde, a, som förhållandet mellan basytans kvadratsida ($\sqrt{Y}$) och den ostympade pyramidens höjd x, alltså

$$a = \frac{\sqrt{Y}}{x}$$

erhåller man följande formel för den stympade pyramidens motstånd, M_1, när jordartens specifika motstånd är $\frac{1}{P} = m$ tim./cm:

$$M_1 = \frac{m}{a} \cdot \left(\frac{1}{\sqrt{y}} - \frac{1}{\sqrt{Y}} \right) \text{ tim/cm}^2$$

Denna formel gäller alltså för det enkla systemet. Motståndet pr arealenhet (M_A) är omvänt proportionellt mot antalet enkelsystem pr arealenhet, och alltså blir M_A

$$M_A = \frac{A}{n} \cdot \frac{m}{a} \cdot \left(\frac{1}{\sqrt{y}} - \frac{1}{\sqrt{Y}} \right);$$

där A = arealenheten (lämpligen cm²) och n antalet beröringsytor (alltså antalet enkelsystem) pr arealenhet. Men $A : n$ är ju $= Y$; alltså blir

$$M_A = \frac{m}{a} \cdot \left(\frac{1}{\sqrt{y}} - \frac{1}{\sqrt{Y}} \cdot \right) Y \text{ tim } (= \text{tim} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{cm/cm}^3)$$

Den motståndsökning som sprickan medför, är ju $= M_A - M_{AO}$, där M_{AO} är motståndet pr arealenhet vid normal, likformig strömning genom ett lager av samma mäktighet som *dubbla* pyramidhöjden (= ett enkellager på varje sida om sprickan), alltså det motstånd som skulle varit i »störningszonen» om inte sprickan existerat. M_{AO} är

$$M_{AO} = Y \cdot \frac{1}{Y} \cdot \frac{2m}{a} (\sqrt{Y} - \sqrt{y}) = \frac{2m}{a} \cdot (\sqrt{Y} - \sqrt{y})$$

Motståndsökningen $M_A - M_{AO}$ blir alltså

$$M_A - M_{AO} = \frac{2m}{a} \cdot \left(\frac{Y}{\sqrt{y}} - 2\sqrt{Y} + \sqrt{y} \right);$$

Särskilt översiktlig blir formeln om man bryter ut $\sqrt{Y}$:

$$M_A - M_{AO} = \sqrt{Y} \cdot \frac{2m}{a} \cdot \left(\sqrt{\frac{Y}{y}} - 2 + \sqrt{\frac{y}{Y}} \right)$$

Av den sista formuleringen framgår, att vid konstant ytförhållande ($Y : y =$ konst.) *motståndsökningen är direkt proportionell mot kvadratroten ur basisytan* Y (eller *omvänt proportionell mot kvadratroten ur antalet kontaktytor pr arealenhet*), d. v. s. *direkt proportionell mot genomsnittliga avståndet mellan kontaktfläckarnas mittpunkter*. Vid lika procentuell beröringsyta blir alltså sprickans motståndsökande effekt beroende av hur många fläckar beröringsytan är fördelad på, och motståndet blir större ju färre, mindre ju flera fläckarna äro. Om t. ex. fyra kontaktfläckar sammanslås till en (fyra gånger så stor) fläck, blir alltså motståndsökningen fördubblad.

Om å andra sidan fördelningstätheten, alltså $\frac{n}{A}$, och därmed Y, är konstant, medan förhållandet mellan ytorna varierar, får man, om $\sqrt{\frac{Y}{y}}$ sättes $= r$,

$$M_A - M_{AO} = \left(r - 2 + \frac{1}{r} \right) \cdot C; \text{ där } C = \sqrt{Y} \cdot \frac{2m}{a}.$$

För höga värden på $r = \sqrt{\frac{Y}{y}}$ alltså vid mycket liten relativ kontaktyta, blir motståndsökningen approximativt proportionell mot $\sqrt{\frac{Y}{y}}$.

Siffervärdet av formvärdet a torde ligga mellan 1 och 2, sannolikt närmast 2. Den siffermässiga storleken av motståndsökningen exemplifieras av nedanstående uträkning:

Antag att $Y : y = 100$, och att en kontaktyta förekommer på varje kvadratdecimeter, alltså $Y = 100$ cm². Om $a = 2$ blir då

$$M_A — M_{AO} = 10 \cdot \frac{2\,m}{2}(10 — 2 + 0.1) = 10 \cdot 8.1 \cdot m = 81 \cdot m \text{ tim.}$$

Den fysikaliska innebörden av denna kategori, timmar, kan möjligen synas svårförståelig; den kan ju emellertid uttryckas även som tim · cm/cm (eller tim · cm² · cm/cm³), och dess innebörd är då den tid i timmar som åtgår för att vid 1 cm tryckskillnad mellan ytorna ett vattenlager av 1 cm mäktighet skall passera (resp. 1 cm³ pr 1 cm² ytenhet). Då specifika motståndet m just är motståndet under dessa villkor hos ett lager av 1 cm mäktighet, innebär alltså ekvationen $M_A — M_{AO} = 81 \cdot m$, att den motståndsökning som sprickan orsakar, motsvarar motståndet vid vanlig vattenströmning hos ett lager av 81 cm mäktighet.

Vid beräkning av kapillär uppsugning genom en jordpelare eller ett jordlager där övertvärande sprickor förekomma, kan man alltså på motsvarande sätt beräkna (i praktiken givetvis på grundval av relativt osäkra uppskattningsvärden) effekten av varje spricka, d. v. s. räkna med, att motståndsökningen motsvarar en *ökning av den motståndsbjudande pelarhöjden*. I formeln för den kapillära uppsugningen

$$Q = P \cdot \frac{k — l}{l} = \frac{k — l}{l \cdot m}$$

(och andra liknande formler), är det alltså det med m multiplicerade l (i nämnaren) som skall ökas; man får då

$$Q = \frac{k — l}{(l + \delta)} \cdot m$$

där δ är summan av motståndsökningen för varje förekommande tvärspricka; alltså

$$\delta = \delta_1 + \delta_2 + \delta_3 + \ . \ . \ . \ . + \delta_n$$

där varje enskilt värde bestämmes enligt formeln

$$\delta_1 = \sqrt{Y} \cdot \frac{2}{a} \cdot \left(\sqrt{\frac{Y}{y}} — 2 + \sqrt{\frac{y}{Y}}\right),$$

eller, om $a = 2$

$$\delta_1 = \cdot \sqrt{Y} — \left(\sqrt{\frac{Y}{y}} — 2 + \sqrt{\frac{y}{Y}}\right).$$

Att sprickornas motståndsökande effekt är mycket stor, framgår av beräkningarna för olika sannolika värden på Y och $Y : y$. Det ovan anförda exemplet visade ju, att, *vid en kontaktyta av 1 cm² storlek på varje dm² yta*, innebär *en enda spricka en motståndsökning motsvarande 80 cm jordpelare;* med *5 sådana sprickor* (på tillräckligt avstånd) *är man uppe i 4 m*, o. s. v. Det är härigenom

lätt förståeligt, att *riklig sprickbildning kan nedsätta ett jordlagers vattenuppledande förmåga till en ringa bråkdel av den normala.*

Inverkan av växellagring eller annan heterogen jordfördelning på vattenuppsugningsförmåga och tjällyftning.

Beräkningen av den kapillära uppsugningen i en jordpelare eller sedimentpacke bestående av *växlande lager med olika grovlek*, och därmed olika kapillaritet och genomsläpplighet, är principiellt synnerligen enkel, även om den i realiteten kan bli kvantitativt besvärlig.

Den fundamentala grundsatsen är givetvis, att det från grundvattennivån till tillströmningsytan (i vårt fall tjälytan) växande negativa *kapillärtrycket ingenstädes kan överskrida det ifrågavarande lagrets kapillaritet.* Ytterligare gäller, att strömningshastigheten på alla nivåer är lika stor, d. v. s. att gradienten för kapillärtryckfallet[1] i varje lager är omvänt proportionell mot dess genomsläpplighet. Om man då, med början underifrån, summerar de olika lagrens motstånd, får man för successivt högre nivåer den underliggande pelarens motstånd; när man känner kapillariteten i det uppsugande jordlagret, kan härur undan för undan uppsugningshastigheten beräknas. Men *det lager som härvid ger den minsta uppsugningshastigheten är det som begränsar det hela;* dess kapillaritet kan icke överskridas, emedan då luft skulle insugas och bryta förbindelsen.

Exakt uttryckt ställer sig beräkningen sålunda: Antag, att man har en lagerserie, vilken underifrån räknat består av lagren *a, b, c, d,* o. s. v. De respektive lagrens kapillaritet är K_a, K_b, K_c . . . . . deras specifika motstånd m_a, m_b, m_c . . . . . Gäller det en sedimentpacke med någorlunda lika sorteringsgrad gäller ju relationen

$$\frac{m_a}{K_a^2} = \frac{m_b}{K_b^2} = \frac{m_c}{K_c^2} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . = C = konstant,$$

ty vid lika sorteringsgrad är motståndet proportionellt mot kvadraten på kapillariteten ($m = c \cdot K^2$). Om lagertjockleken kallas l_a, l_b, l_c . . . . . blir absoluta motståndet i varje lager, M_a, M_b, M_c . . . . .:

$$M_a = l_a \cdot m_a;\ M_b = l_b \cdot m_b \ldots\ldots \text{ etc.}$$

Om man nu successivt räknar med varje lagers överyta som uppsugningsyta, får man följande formler för maximala uppsugningen till överytan på lager *a, b, c,* . . . . . etc.:

$$Q_a = \frac{K_a - l_a}{m_a \cdot l_a};$$

$$Q_b = \frac{K_b - (l_a + l_b)}{m_a \cdot l_a + m_b \cdot l_b};$$

$$Q_c = \frac{K_c - (l_a + l_b + l_c)}{m_a \cdot l_a + m_b \cdot l_b + m_c \cdot l_c} \qquad \text{etc.}$$

[1] Gäller noga räknat för den *aktiva* kapillärtrycksgradienten, d. v. s. kapillärtryckfallet i cm vatten minus höjden över grundvattenytan i cm. Om absoluta tryckfallet $\frac{d\,k}{d\,l}$ är n cm vatten pr cm pelarhöjd (l), gäller alltså: $n - 1 = c \cdot \frac{1}{P}$, där P = permeabiliteten och c = en konstant.

Om man på detta sätt låter den beräknade sedimentpacken växa lager för lager, gäller det, som ovan nämnt, att den i realiteten möjliga största uppsugningshastigheten Q aldrig kan bli större än någon av de föregående beräknade Q-värdena. Så gäller t. ex. för den i realiteten möjliga maximala uppsugningen till lagret e, vilken kan kallas Q_{Ae}:

$$Q_{Ae} \leqq Q_d,\ Q_c,\ Q_b,\ Q_a.$$

Det lager som ger den minsta beräknade uppsugningshastigheten begränsar den möjliga uppsugningshastigheten för alla överliggande lager; om $Q_c < Q_e,\ Q_f,\ Q_g$ . . . . ., blir $Q_{Ae},\ Q_{Af},\ Q_{Ag}$ . . . . . $= Q_c$. Orsaken härtill är, som nämnt, att i intet lager det verksamma negativa kapillärtrycket kan överskrida jordartens kapillaritet. Hithörande förhållanden klarläggas bäst genom grafisk framställning.

I fig. 75 är en sedimentserie a—f schematiskt framställd. Åt vänster är de olika lagrens kapillaritet K avsatt. Under antagande av uppsugningsytor på olika höjd i sedimentserien äro nu motsvarande kapillärtryckskurvor (1—4) konstruerade, enligt principen, att gradienten, d. v. s. tryckfallet pr längdenhet, $\frac{d\,k}{d\,l} = g$, är omvänt proportionellt mot specifika motståndet i ifrågavarande lager, vilket i sin tur är proportionellt mot kvadraten på kapillariteten.[1]

Man ser här, hur kapillärtryckkurvan icke kan överskrida något av de genomströmmade lagrens kapillaritet; vid uppsugning till lager c är lager b den begränsande faktorn, vid uppsugning till lager e eller f har lager d övertagit denna roll.

Inverkan på uppsugningshastigheten framgår även grafiskt av denna fig., då nämligen i ett och samma lager gradientens vinkelkoefficient är ett relativt mått på uppsugningshastigheten. Så blir i det givna fallet förhållandet mellan uppsugningshastigheterna Q_1, Q_2 etc., följande:

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{t_g v_1 - t_g \delta}{t_g v_2 - t_g \delta};\ \frac{Q_1}{Q_3} = \frac{t_g v_1 - t_g \delta}{t_g v_3 - t_g \delta};\ \ldots\ldots\ \text{o. s. v.},$$

där — med samma måttenhet för höjd och kapillärtryck — $t_g \delta = 1$.

Det relativt betydelsefulla specialfall som *regelbundet skiktade (»varviga») sediment* erbjuder, är schematiskt framställt i fig. 76. Här antages alltså jordartspacken uppbyggd av lika tjocka och lika sammansatta »varv», vart och ett bestående av ett lager av en finkornigare jordart, a, med kapillariteten K_a (här = 100) och av en grövre, b, med kapillariteten K_b (här = 30).

Man finner här, att ju större varvantalet blir, desto mer närmar sig det största möjliga aktiva kapillärtrycket k_a värdet K_b; när varvantalet är stort,

[1] Beräkningen ställer sig i det givna exemplet — till överytan av lager d — sålunda: Genomsnittsgradienten $G_d = K_d : L_d$. Totala motståndet, M_d, är

$M_d = l_a \cdot m_a + l_b \cdot m_b + l_c \cdot m_c + l_d \cdot m_d$, där $l_a + l_b + l_c + l_d = L_d$: *specifika genomsnittsmotståndet* blir då $= M_d : L_d$. Om gradienten $\frac{d\,k}{d\,l}$ i lagret a kallas g_a, i lagret b g_b o. s. v., erhålles

$$\frac{g_a - 1}{G_d - 1} = \frac{m_a}{M_d : L_d} = \frac{m_a \cdot L_d}{M_d};\ g_a = \frac{m_a \cdot L_d \cdot (G_d - 1)}{M_d} + 1;$$

$$\frac{g_b - 1}{G_d - 1} = \frac{m_b \cdot L_d}{M_d};\ g_b = \frac{m_b \cdot L_d\ (G_d - 1)}{M_d} + 1,\ \text{o. s. v.}$$

För varje lager kan alltså gradienten uträknas, och därmed — lämpligen med utgångspunkt från det understa lagrets underkant (från origo) — kapillärtryckkurvan konstrueras, så som i fig. 75 skett.

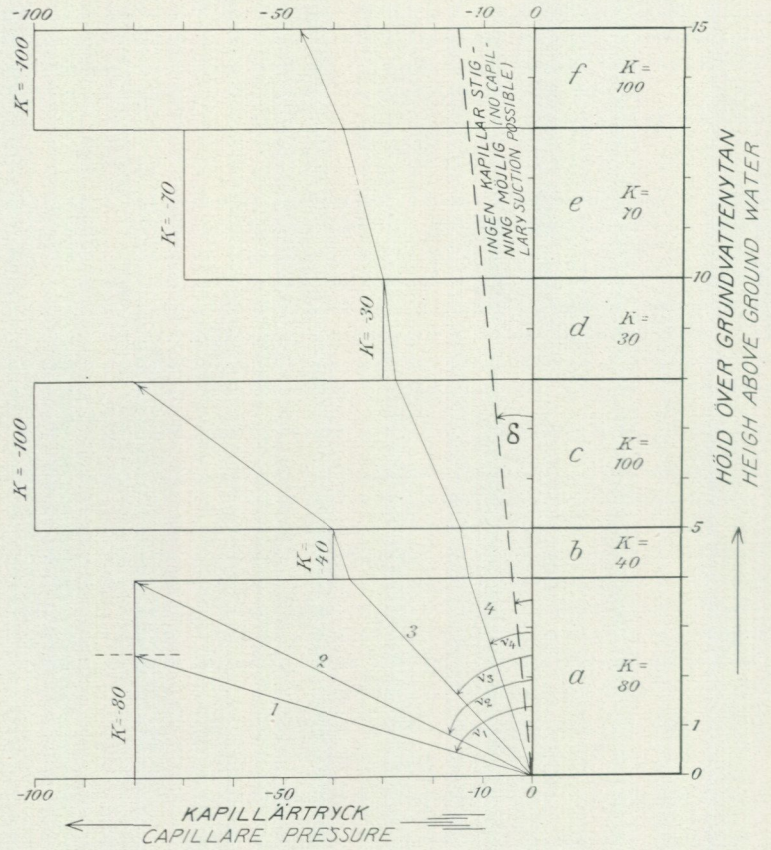


Fig. 75. Schematiskt diagram, visande inverkan på kapillära uppsugningsförmågan av växellagring mellan olika grova jordarter.

Till höger: jordpelaren, sammansatt av lagren a—f, med deras respektive kapillariteter (K) utsatta. Kapillariteten är även grafiskt utsatt, åt vänster, som högstmöjliga kapillärtryck inne i jordartsporerna (alltså negativt).

De snedgående, pilförsedda kurvorna 1, 2, 3 och 4 representera *porvattentrycket* på olika höjd (*tryckfallet*), vid största möjliga kapillära uppsugningshastighet, om uppsugningen tänkes äga rum till de nivåer i jordartsserien där motsvarande pilar sluta. Lutningen av dessa linjer inom ett och samma lager, t. ex. bottenlagret (lutningsvinkeln v_1, v_2 etc.), är därvid samtidigt ett mått på uppsugningshastigheten, om därifrån subtraheras lutningsvinkeln (den streckade linjen, med lutningsvinkel δ, markerar det tryckfall som statiskt motsvarar höjden över grundvattenytan).

Schematic diagram showing the effect of different layers (a—f) — with their respective capillarities (K) — coarser and finer soils on the greatest capillary pressures (k) obtainable in the soil-system (curves with arrows), and thus on the rapidity of capillary water-suction (measured by the angle v_1, v_2 etc., after subtraction of δ). »Heigh» in the text shall be »height».

är praktiskt taget $k_a = K_b$, d. v. s. *det största möjliga kapillärtrycket är = den grövsta i varven ingående jordartens kapillaritet.* Detta gäller även om varven äro sammansatta av flera olika komponenter.

Naturligtvis blir uppsugningshastigheten i detta fall mindre än den *maximala* uppsugningshastighet som skulle kunna åstadkommas, om jordpelaren helt igenom bestode av *a*, då yttrycket skulle kunna vara = kapillariteten K_a (vinkelkoefficienten för den streckade linjen från K_a är större än för linjen 5

inom lagren *a*). Men om det nu gäller *uppsugningen till tjälgränsen*, och vi anta, att ett islager håller på att bildas i eller vid överytan av ett av de finkorniga skikten *a* (i fig. 76 vid överytan av skiktet a_5), så är ju, som tidigare (sid. 153) framhållits, det möjliga aktiva kapillärtrycket vid tjälgränsen betydligt mycket mindre än jordartens kapillaritet, oftast blott en ringa bråkdel därav. Om det kapillärtryck som skulle råda vid tjälgränsen, ifall jordpelaren alltigenom bestode av den finkornigare jordarten (*a*), är mindre än den grövre jordartens kapillaritet, K_b, blir effekten av de grövre lagren i stället att *uppsugningshastigheten ökas*. Grafiskt framgår detta av fig. 76, där från punkten k_{a_5} är dragen en streckad linje till origo, = kapillärtrycklinjen för det fall att jordpelaren helt bestode av *a* (och yttrycket är oförändrat). Som synes är ju (inom jordarten *a*) vinkelkoefficienten för denna linje avsevärt mindre än för den heldragna linjen 5, d. v. s. uppsugningshastigheten är mindre.

Den exakta beräkningen blir följande: Jordpelarens totala motstånd, M_{ab}, blir

$$M_{ab} = n \cdot L \cdot m_a + (1 - n)\ L \cdot m_b,$$

där n är ett tal < 1, = den relativa andel av hela lagermäktigheten L som intages av jordarten *a*, och $m_a = c \cdot K_a^2$, $m_b = c \cdot K_b^2$. Det drivande kapillärtrycket är K_b; då blir uppsugningshastigheten Q

$$Q_{ab} = \frac{K_b - 1}{Lc\,[n \cdot m_a + (1 - n)\, m_b]}$$

Uppsugningshastigheten (vid samma kapillärtryck), för den händelse jordpelaren helt igenom bestode av *a*, bleve

$$Q_a = \frac{K_b - 1}{L \cdot c \cdot K_a^2}$$

Man får då

$$\frac{Q_{ab}}{Q_a} = \frac{(K_b - 1) \cdot L\,c \cdot K_a^2}{Lc\,[n \cdot K_a^2 + (1 - n) \cdot K_b^2] \cdot (K_b - 1)} = \frac{K_a^2}{n \cdot K_a^2 + (1 - n)\, K_b^2}$$

Man finner härav, att, eftersom förutsättningen är att K_b är mindre än K_a, $\frac{Q_{ab}}{Q_a} > 1$, d. v. s. Q_{ab} alltid är större än Q_a.

Vidare finner man, att skillnaden blir mer betydande, ju mindre n är, d. v. s. ju tunnare lagren *a* äro. När n närmar sig 1, närmar sig $Q_{ab} : Q_a$ värdet $K_a^2 : K_a^2 = 1$, d. v. s. skillnaden försvinner, men när n närmar sig noll, närmar sig $Q_{ab} : Q_a$ värdet $K_a^2 : K_b^2$, vilket är största möjliga skillnaden.

För att välja ett sifferexempel! Antag att $K_a = 10$ och $K_b = 2$ (t. ex. meter). Då erhålles, enligt formeln,

för $n = 1$ $\quad Q_{ab} : Q_a = 100 : (1 \cdot 100 + 0 \cdot 4) = 100 : 100 = 1$
för $n = {}^1/_2$ » $= 100 : ({}^1/_2 \cdot 100 + {}^1/_2 \cdot 4) = 100 : (50 + 2) = 1.922$
för $n = {}^1/_4$ » $= 100 : ({}^1/_4 \cdot 100 + {}^3/_4 \cdot 4) = 100 : (25 + 3) = 3.57$
för $n = {}^1/_{10}$ » $= 100 : ({}^1/_{10} \cdot 100 + {}^9/_{10} \cdot 4) = 100 : (10 + 3.6) = 7.35$
för $n = {}^1/_{100}$ » $= 100 : ({}^1/_{100} \cdot 100 + {}^{99}/_{100} \cdot 4) = 100 : (1 + 3.96) = 20.2$
för $n = 0$ » $= 100 : (0 \cdot 100 + 1 \cdot 4) = 100 : 4 = 25$

Om kapillariteten är uttryckt i meter, motsvarar exemplet en varvig lättlera, med finvarv av lerig mjäla ($K_a = 10$ m) och grovvarv av mo ($K_b = 2$ m). Är nu grundvattendjupet från tjälgränsen ej för stort (avsevärt mindre än K_b), t. ex. 1 meter, är det mycket sannolikt, att kapillärtrycket vid tjäl-

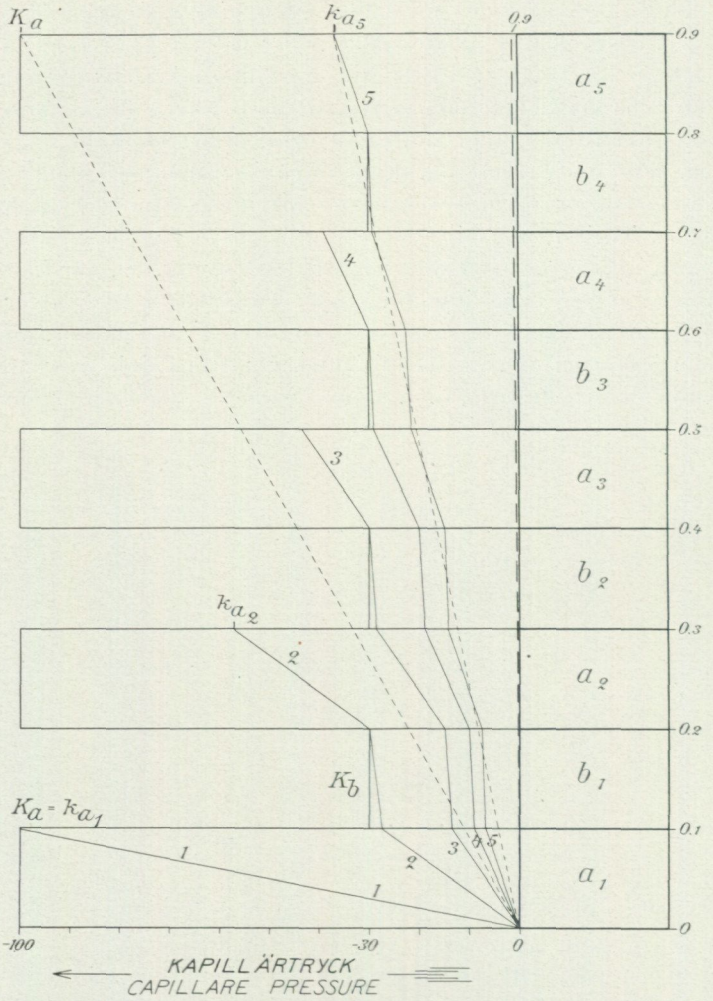


Fig. 76. Schematiskt diagram, analogt med fig. 75, visande förhållandena vid kapillär uppsugning i en regelbundet skiktad (»varvig») sedimentpacke, uppbyggd av växelvis grovkornigare och finkornigare lager.

Kurvorna 1, 2, 3 o. s. v. representera porvattentrycket på olika höjd (kapillärtryckfallet), om hastigast möjliga kapillära vattenuppsugning äger rum till ytan av 1) skikt a_1, 2) skikt a_2, 3) skikt a_3 o. s. v., varvid det i ytan rådande kapillärtrycket är = k_{a_1}, k_{a_2} . . . . . k_{a_5}. Se i övrigt texten, sid. 163.

Analogous to Fig. 75, the soil-column being built up of only two soil-components, a = a loam and b = a fine sand, in alternating layers (a schematized »sandwich-loam»).

The curves 1, 2, 3 etc. represent the internal water-pressure in a soil-column, in case of greatest possible water-suction to successively higher levels of the column. The capillary pressures in the corresponding surface are k_{a_1}, k_{a_2} . . . . . k_{a_5}.

As seen from the angles in the bottom layer, the rate of m a x i m a l *capillary suction to the uppermost layer is less than would be the case if the same column were built up of the soil a, the driving capillary pressure then being* = K_a. *But in case of suction to a freezing surface, the capillary pressure would not be so great as* K_a. *Suppose this capillary pressure (in case of solely soil »a» in the column) being* = k_{a_5}, *then the suction-rate in the stratified column of the same height is greater than in the former one, i. e. the »sandwich-stratification» increases the frost-heaving rate.*

gränsen, för den händelse jordlagret helt bestode av jordarten *a*, skulle vara omkring 2 m, kanske mindre. I så fall *orsakar varvigheten obetingat en starkt ökad uppsugningshastighet.*

Denna verkliga ökning bur dock icke proportionell mot den ökning som kan beräknas under förutsättning av att kapillärtrycket vid tillströmningsytan förblir oförändrat, utan avsevärt mindre. För att ett kontinuitetstillstånd skall vara rådande, erfordras, att den ökade kapillära uppsugningen motsvaras av en lika stor ökning av strömningshastigheten i adsorptionsvattenhöljena intill iskontakten (se sid. 72), men detta är endast möjligt om trycket minskas.

Den kvantitativa beräkningen ställer sig sålunda: Vid det tänkta utgångsfallet, homogen jordpelare och kapillärtrycket k_a i uppsugningsytan, är uppsugningshastigheten Q_a

$$Q_a = \frac{k_a - l}{M_a}$$

där totala motståndet är $M_a = l \cdot m_a = l \cdot (1 : C_{pk}) \cdot K_a^2$. Det kompressiva trycket p_a vid tjälgränsen är $p_a = k_a + a$, där a är belastningstrycket. Nu gäller för Q också likheten

$$Q_a = \frac{1}{(p : b + c)^2} \text{ (sid. 86).}$$

Jordarten a antages vara en lera, varvid c praktiskt taget blir = 0, och vidare $l : k_a$ blir så litet, att l kan försummas; då blir de båda formlerna approximativt

$$Q_a = \frac{k_a}{M_a};$$

$$Q_a = b^2 \cdot \frac{1}{p_a^2}, \text{ där } p_a = k_a.$$

I det verkliga fallet, med jordpelaren sammansatt av a och b, där totala motståndet = M_{ab}, och kapillärtrycket i tjälgränsen = k_{ab}, blir, med samma approximation som ovan, uppsugningshastigheten Q_{ab}:

$$Q_{ab} = \frac{k_{ab}}{M_{ab}};$$

$$Q_{ab} = b^2 \cdot \frac{1}{p_{ab}^2}, \text{ där } p_{ab} = k_{ab}$$

Härur erhållas

$$\frac{Q_a}{Q_{ab}} = \frac{p_a \cdot M_{ab}}{p_{ab} \cdot M_a} = \frac{b^2 \cdot p_{ab}^2}{b^2 \cdot p_a^2} = \left(\frac{p_{ab}}{p_a}\right)^2;$$

$$\left(\frac{p_{ab}}{p_a}\right)^3 = \frac{M_{ab}}{M_a}; \quad \frac{p_{ab}}{p_a} = \sqrt[3]{\frac{M_{ab}}{M_a}}$$

Då

$$\frac{Q_{ab}}{Q_a} = \left(\frac{p_a}{p_{ab}}\right)^2$$

erhålles sålunda det sökta förhållandet

$$\frac{Q_{ab}}{Q_a} = \sqrt[3]{\left(\frac{M_a}{M_{ab}}\right)^2};$$

Sätt förhållandet $M_{ab} : M_a = u!$

Enligt ovan given formel kan $M_{ab} : M_a = u$ lätt beräknas för de olika fallen. Under antagande av tre olika värden på u, respektive 0.5, 0.1 och 0.05, blir förhållandet $Q_{ab} : Q_a = 1.59$, 4.64 och 7.38. M. a. o.: *varvigheten orsakar här en ökning av tjällyftningshastigheten med respektive 59, 364 och 638 %.*

Det visar sig alltså, att tjällyftningsökningen genom varvighet kan bli synnerligen betydande, i det *tjällyftningen hos varviga sediment kan bli mångdubbelt större än hos motsvarande homogena. Särskilt är detta fallet, när det gäller relativt finkorniga sediment* (de finkornigaste lagren lera, de grovkornigaste mjäla eller mjälig finmo); *ökningen blir vidare större ju tunnare lervarven äro.* Samtidigt bör det dock framhållas, att *om de grövre varven — eller t. o. m. blott ett enstaka varv — äro förhållandevis grovkorniga* (grövre finmo, och än mer grovmo) *är jordarten mycket känslig för sänkning av grundvattenytan, och djupdränering får mycket stor effekt.*

Ett fall slutligen, som isynnerhet har ett visst teoretiskt intresse, och som ej så sällan också kan vara praktiskt realiserat, är det, när *i ett sedimenttäcke jordartens kornstorlek i genomsnitt förändras i vertikalled,* antingen så att den *upptill är finkornig och nedåt blir allt grövre, eller tvärt om.* Den förra eventualiteten är särskilt betydelsefull, emedan därvid uppsugningshastigheten kan bli mycket stor. Det negativa kapillärtrycket växer ju från noll vid grundvattenytan till k vid uppsugningsytan; om nu jordarten vid grundvattenytan är mycket grov, och uppåt successivt blir just så mycket finare som erfordras för att dess kapillaritet skall lagom »räcka till», får man ju, vid bibehållet kapillärtryck i ytan, en jordpelare med minsta möjliga motstånd, d. v. s. vattenuppsugningen blir den största möjliga.

Villkoren härför låta sig beräknas sålunda:

Om kapillärtrycket kallas x, och höjden över grundvattenytan y, samt uppsugningsytans kapillärtryck är $= K$, och dess höjd över grundvattenytan $= L$, skall den kurva som anger kapillärtrycket med avseende på höjden gå genom origo och punkten $x = K$, $y = L$. Det villkoret skall ju vidare vara uppfyllt, att denna kurva, som representerar kapillärtrycket, samtidigt motsvarar kurvan för kapillariteten med avseende på höjden. Både kapillärtrycket och kapillariteten äro alltså $= x$. Men motståndet är ju proportionellt mot kvadraten på kapillariteten, d. v. s. mot x^2, och vidare är vid samma strömningshastighet inom alla nivåer gradienten för tryckfallet, $\frac{d\,x}{d\,y}$, proportionell mot motståndet.

Den kurva som uppfyller dessa villkor har formeln

$$-x = \frac{1}{c} \cdot tg\,(c \cdot y)$$

där c är en konstant, som erhålles ur värdet för uppsugningsytans kapillaritet och grundvattenavstånd, d. v. s. genom att insätta $x = K$ och $y = L$. Man får ju

$$tg\,(c \cdot L) = -c \cdot K.$$

Denna likhet kan enklast lösas antingen på grafisk väg, eller så, att man i tabeller söker ett vinkelvärde $c\,L$ — givetvis i radianer, ej i grader — för vilket tangens är $= -c \cdot K$. Om t. ex. $K = 10\,L$, kan L lämpligen sättas som enhet, och man erhåller då

$$-tg\,c = 10 \cdot c;$$

Då de vanliga tabellerna innehålla de trigonometriska funktionerna för gradmått och ej bågmått, kan likheten förändras till

$$-tg\left(c \cdot \frac{180}{\pi}\right)^{\circ} = 10 \cdot c.$$

Lämpligen använder man både en tangenstabell och en tabell för vinkelgraders förvandling till bågmått, och söker den vinkel i grader, vars tangens är tio gånger vinkelns bågmått (i radianer); detta bågmått är $= c$.

För ovanstående $K : L$-värde erhålles $c\,L = 1.504$, eller $c = 1.504$ då $L = 1$. Ytterligare några värden framgå av nedanstående tabell:

$K = 2\,L;$	$c\,L = 1.166$		$= 66^{\circ}48'$
$K = 5\,L;$	$c\,L = 1.432$		$= 82^{\circ}3'$
$K = 10\,L;$	$c\,L = 1.504$		$= 86^{\circ}12'$
$K = 100\,L;$	$c\,L = 1.564$		$= 89^{\circ}21'$
$K = \infty \cdot L;$	$c\,L = 1.5708$	$(= \pi : 2)$	$= 90^{\circ}$

För höga värden på $K : L$ kan c erhållas ur den approximativa formeln

$$c = \frac{\pi}{2 \cdot L} - \frac{2}{K \cdot \pi};\quad c\,L = \frac{\pi}{2} - \frac{2}{(K : L) \cdot \pi};$$ om värdet på π insättes, blir den senare likheten:

$$c\,L = 1.5708 - 0.31831 \cdot \frac{L}{K}\ \text{(approx-)};$$

Denna formel kan emellertid lämpligen blott användas när $K : L$ närmar sig 100 eller därutöver, då den grafiska konstruktionen blir mindre noggrann; vid lägre värde på $K : L$ blir dessutom felet mycket stort.

Det gränsvärde vartill c närmar sig, när $K : L$ går mot oändligheten, är som synes $\frac{\pi}{2}$ (med siffervärdet 1.571), vilket motsvarar 90°.

I en och samma jordart är ju strömningshastigheten proportionell mot tryckfallet pr längdenhet, minus den av höjden orsakade hydrostatiska tryckförlusten, som är 1:1. Tryckfallet är ju här $\frac{dx}{dy} = -\frac{1}{\cos^2(c\,y)}$; om värdena för överytan insättas, erhålles tryckfallet i denna yta, och uppsugningshastigheten Q blir då

$$Q = c_1 \cdot \left(\frac{1}{\cos^2(c\,L)} - 1\right).$$

Men den uppsugningshastighet Q_a som skulle rått om jordpelaren alltigenom bestode av samma jordart som i uppsugningsytan, är ju

$$Q_a = c_1 \cdot (K : L + 1)$$

Förhållandet $Q : Q_a$ blir då

$$\frac{Q}{Q_a} = \frac{1 : [\cos^2(c\,L)] - 1}{K : L - 1};$$

Nedan är värdet på $Q : Q_a$ angivet för de fyra ovan antagna $K : L$-värdena:

$K : L = 2$	$Q : Q_a =$	5.64	: 1	=	5.64
$K : L = 5$	»	51.4	: 4	=	12.8
$K : L = 10$	»	227.7	: 9	=	25.3
$K : L = 100$	»	7770	: 99	=	78.5

Som synes blir ökningen i uppsugningshastighet synnerligen stor. *Uppsugningshastigheten kan, genom en sådan lämpligt graderad jordartssammansättning, ökas till flera tiotal gånger den som råder vid likformig jordartssammansättning.* Att märka är dock, att det här endast är fråga om den *maximala uppsugningshastigheten;* den relativa ökningen av den till tjälgränsen skeende uppsugningen blir avsevärt mycket mindre. Vidare är att märka, att detta ideala system är så avpassat, att *även den minsta sänkning av grundvattenytan helt förhindrar all vidare uppsugning,* emedan den oändligt grova basaljordartens kapillaritet överskrides.

Men, å andra sidan: om i stället grundvattenytan höjes, innebär detta en proportionsvis mycket ringa ökning av uppsugningshastigheten, om $K : L$ nämligen icke är mycket litet. Om $K : L$ är = 10, innebär en höjning av grundvattenytan till halva L — alltså en minskning av grundvattenavståndet till hälften — blott att motståndet minskas med motståndet hos den undre hälften av pelaren vilken i sig blott motsvarar en ringa bråkdel av totala motståndet, varjämte det maximala drivande nettotrycket $K - l$ ökas med en ringa bråkdel (från 0.9 till 0.95 K). Om man utgår från ett sådant högre grundvattenläge, med $l = {}^1/_2 L$, och därifrån *sänker grundvattenytan, minskar uppsugningshastigheten ytterst obetydligt ända tills grundvattendjupet nått det läge då det fördubblas och blivit = L, då uppsugningen med en gång sjunker till noll.* I naturen kan motsvarande förhållanden givetvis verka synnerligen förbryllande.

Ytterligare ett fall av regelmässig partikelgradation i vertikalled, vilket är synnerligen enkelt att beräkna, är, att jordartens kapillaritet nedåt avtager proportionellt mot djupet; — motståndet med avseende på djupet motsvarar då en kon med spetsen riktad nedåt. Står grundvattenytan i motståndskonens spets blir förhållandet $Q : Q_a = 3$ (= omvända förhållandet mellan volymen hos en kon och cylinder vid samma basisyta och höjd); står den högre, blir konen stympad, och för $Q : Q_a$ gäller formeln

$$\frac{Q}{Q_a} = \frac{(K - L) \cdot M_a}{(K - L) \cdot M_{ab}} = \frac{3 \cdot K_a^2}{K_a^2 + K_b^2 + \sqrt{K_a^2 \cdot K_b^2}}$$

Gränsvärdet för ökningen är, som synes, 3, vilket uppnås när $K_b = 0$. Är K_b relativt ringa i förhållande till K_a, blir ökningen mycket nära 3 gånger.

I praktiken förekomma givetvis aldrig sådana extremfall som de ovanstående ens tillnärmelsevis realiserade. Men en gradation i höjdled är icke ovanlig, och denna kan mer eller mindre närma sig det ideala gränsfallet. När detta så pass utförligt behandlats, har det varit för att visa i vilken riktning det hela pekar och för att draga gränsen för den möjliga kvantitativa effekten.

Sammanfattning av den heterogena jordfördelningens inverkan på vattenuppsugningsförmåga och tjällyftning.

I sammanfattning blir effekten av sprickighet, varvighet eller växling mellan olika grova lager för uppsugningen till tjälgränsen och därmed för tjälskjutningen följande:

a) Om jordarten mellan tjälyta och grundvattenyta genomdrages av övertvärande (tillnärmelsevis vågräta) sprickor, orsaka dessa vanligen en avsevärd minskning av vattenuppsugningshastighet och tjällyftning. Effekten beror på kontaktfläckarnas fördelning (och storlek); på ju mindre sammanlagd del av sprickarealen kontakt råder, och framförallt ju glesare kontaktfläckarna äro belägna, desto större är sprickans tjällyftningsminskande effekt.

Vertikala sprickor däremot verka icke uppsugningshindrande, och få ofta en utpräglat motsatt effekt, i det de t. ex. möjliggöra grundvattentillförsel i lera.

b) *Om ett grovt lager förekommer högt upp* (tämligen nära under tjälgränsen) i tjälskjutande mark, *kan det starkt minska eller t. o. m. helt förhindra tjällyftningen. Helt tjällyftningshindrande blir lagret, om dess kapillaritet är mindre än avståndet från grundvattennivån till lagrets överyta.* Härpå beror *den gynnsamma verkan av s a n d i s o l e r i n g*, d. v. s. anbringande av ett grovt »kapillaritetsbrytande» lager i vägkroppen. Men även om det grövre lagrets kapillaritet är större än grundvattendjupet, kan det verka, visserligen icke helt upphävande, men *minskande* på tjällyftningen. Så är i praktiken effekten av ett högt beläget tunt lager av t. ex. grov finmo i en tjälskjutande lera. Att märka är dock, att *denna tjällyftningsminskande effekt blir s t ö r r e, ju t u n n a r e molagret är!*

c) Regelbunden *varvighet*, d. v. s. upprepad växling av grövre och finare skikt, medför ofta nog en avsevärt *större tjällyftning* än om jordtäcket helt igenom bestode av den finare jordarten. Villkoret härför är, att bägge (eller alla) jordsorternas kapillaritet är stor i förhållande till grundvattenavståndet, d. v. s. att vid i praktiken ifrågakommande grundvattendjup jordarten är en *varvig lera eller varvig lättlera*, med de finare skikten bestående av lera, de grövre av t. ex. mjäla eller finmo. Orsaken till att tjälskjutningen här ökas, är, att det drivande kapillärtrycket vid tjälgränsen i leran under inga förhållanden skulle överskridit mjälans kapillaritet, och att alltså mjällagren icke minska det drivande kapillärtrycket. Men däremot ha mjällagren större genomsläpplighet, och minskas alltså jordpelarens totala motstånd. Denna motståndsminskning blir större ju större del av totala lagertjockleken som de grövre skikten upptaga, d. v. s. ju mindre lerskiktens relativa tjocklek är. Detta överensstämmer fullständigt med den praktiska erfarenheten, att *varviga leror*, isynnerhet de som bestå av *tunna lervarv i mjäla eller finmo, äro mycket svårt tjälskjutande.* — Isskikten utbildas härvid städse främst i lervarvens överytor.

d) Om lagringen är sådan, att i stort sett *kornstorleken förändras i höjdled*, får detta stor inverkan på vattenuppsugningsförmågan. Om därvid *kornstorleken avtar uppåt*, så att jordarten närmast över grundvattenytan är grov, och uppåt blir allt finkornigare, blir den möjliga vattenuppsugningsförmågan, och därmed under vissa förutsättningar också *uppsugningen till tjälytan, större.* Så är förhållandet, om, vid ett grundvattendjup av t. ex. mellan 1 och 2 meter, på grundvattennivån förekommer grovmo, uppåt övergående i, eller överlagrad av, finmo (och denna i sin tur av mjäla).

Om däremot kornstorleken varierar i motsatt riktning, så att *de finkornigaste*

jordarterna äro underst, blir förhållandet motsatt, och *vattenuppsugningen-tjällyftningen mindre.*

Därvid kunna synnerligen karakteristiska och skenbart oregelbundna förhållanden uppstå vid ändring av grundvattendjupet. I det förra fallet (jordarten finkornigast upptill) orsakar grundvattensänkning en blott obetydlig tjällyftningsminskning, ända till en viss nivå, då plötsligt tjällyftningen sjunker till nästan noll. I det senare fallet (jordarten allt finkornigare nedåt), får varje grundvattensänkning en ofantligt stor inverkan.

D. Grundvattenbegreppet.

Till de mest använda, praktiskt betydelsefullaste men teoretiskt minst klart fattade av alla hydrogeologiens fundamentalbegrepp hör utan tvivel grundvattenbegreppet. Grundvattenförhållandena äro i själva verket utslagsgivande för de naturliga vegetationstyperna och därmed även för markens utnyttjande i jordbruk och skogsbruk. Slutligen har grundvattnet befunnits spela enahanda betydelsefulla — eller ännu betydelsefullare — roll för markens beteende vid tjälningsprocessen, och därmed även för väg- och järnvägstekniken. Utan några som helst anspråk på fullständighet skall därför här i korthet en principiell analys av grundvattenbegreppet göras, med särskild hänsyn till dess betydelse för det sistnämnda tekniska gebitet.

Termen *grundvatten* torde av gammalt betyda sådant i marken befintligt vatten som kan därur (genom grävning, borrning, i naturliga källor etc.) i fritt tillstånd erhållas. Grundvattenbegreppet enligt denna definition omfattar alltså icke *allt* vatten i marken eller »i grunden», utan blott det som kan erhållas »fritt»; alltså icke det hygroskopiskt eller kapillärt bundna vattnet (att någon principiellt skarp gräns mellan det sistnämnda och det »fria» vattnet ej existerar bör redan här förutskickas). Det torde icke finnas någon anledning att söka vidtaga någon väsentlig förändring av denna termens vedertagna betydelse, endast att mer exakt definiera och beskriva dess fysikaliska innebörd.

I oupplösligt samband med grundvattenbegreppet står begreppet *grundvattenytan,* som är den yta dit grundvattnet når, eller, från markytan räknat, där grundvattnet begynner. De flesta teoretiska missförstånden i samband med grundvattenbegreppet hänför sig just till innebörden av denna yta.

1. Vattnets olika förekomstsätt i jord.

De olika benämningarna på det i jorden befintliga vattnet hänför sig till dess olika *frihetsgrad,* d. v. s. i vad mån — på vilket sätt och med vilken styrka — det är bundet vid själva jordsubstansen.

Generellt gäller, att bindningens styrka är större ju närmare intill mineralpartiklarna vattenmolekylerna befinner sig. Det starkast bundna vattnet är det *kemiskt bundna,* vilket ingår inne i själva mineralpartiklarna, som en del av den fasta substansen; det kan i regel endast avlägsnas genom upphettning till höga temperaturer. Därnäst kommer det vatten som är bundet vid mineralpartiklarnas ytor, genom därifrån utgående elektromolekylära krafter (adsorptionskrafter); alltefter vilken synpunkt man anlägger kan det benämnas *adsorptionsvatten* eller

hygroskopiskt vatten. Den sistnämnda beteckningen avser relationen till luft, och hänför sig till adsorptionskraftens verkan att nedsätta det adsorberade vattnets ångtryck, varigenom i luft av viss fuktighetsgrad vattnet i t. ex. en lera endast kan avdunsta till en viss gräns, eller, omvänt, en torrare lera ur luften upptar vatten tills samma fuktighetsgräns nåtts. Generellt gäller i enlighet med det ovan sagda, att bindningen är starkare ju närmare intill partikelytan molekylen befinner sig; vid minskad relativ fuktighetsgrad (ökad »torrhet») hos luften — antingen denna ernås genom upphettning eller genom torkning med svavelsyra, klorkalcium, fosforpentoxid el. dyl. — är det allt tunnare vattenskikt, allt färre molekyllager, som kunna hållas bundna kring partiklarna.

Om man utgår från en lufttorkad jord — alltså en jord med luftfyllda porer och tunna hygroskopiska vattenhöljen kring partiklarna — och tänker sig vattenhalten successivt ökad, kommer först de hygroskopiska vattenskikten att växa i tjocklek, tills adsorptionskraftens effekt på de yttersta molekylarskikten är helt ringa. Då börjar en helt ny kraft göra sig gällande, nämligen *ytspänningen i gränsytan vatten: luft*. Som bekant är den generella mekaniska effekten av ytspänningen i en vätskeyta en kraft, som strävar att uträta ytan, eller göra dess krökning så liten som möjligt (härpå bero de företeelser man brukar beteckna som kapillärfenomen). Vi ha i vår jordart oregelbundet formade porer där, vid denna fuktighetshalt, vattnet bekläder väggarna, och luften intar ett motsvarande oregelbundet, i vinklar och spetsar utskjutande rum. Ytspänningens strävan är nu att omforma detta luftrum till en sfär, vilket dock är omöjligt. Men när vattenhöljena nå den tjocklek att adsorptionskraftens effekt är ringa, kan vatten : luftytspänningen utöva avsevärt inflytande, och formar luft-vattengränsytan till bästa möjliga kompromiss mellan den föreliggande porformen och idealet, sfären, nämligen genom att utjämna de skarpaste krökningarna, d. v. s. utfylla vinklarna. Man uppnår på så sätt nästa stadium, då det (utom adsorptionsvattenhöljena eller det hygroskopiska vattnet) förekommer s. k. *porvinkelvatten* (funiculärt v.; »Porenwinkelwasser»; se Zunker 1930). *Särskilt i sandjordar har porvinkelvattnet mycket stor praktisk betydelse*, vid de fuktighetsstadier som ligga mellan lufttorrhet och full kapillär mättning. I dessa grova jordar har adsorptionsskikten synnerligen *ringa relativ tjocklek*, och det hygroskopiska vattnet därför nästan ingen betydelse; redan vid liten absolut vattenhalt uppträder porvinkelvatten, vilket här helt och hållet kan betraktas som av kapillärkraften i de enskilda porvinklarna fasthållet vatten (vilket noga är att skilja från förhållandena vid kapillär mättning, då kapillärkraften endast är verksam utmed det helt vattenfyllda porsystemets gränsyta).

Vad inträffar slutligen på det stadium då porerna äro helt vattenfyllda, d. v. s. då jordarten är *kapillärt mättad?* Man kan som brukligt kalla detta porerna utfyllande vatten för *kapillärvatten*, ehuru termen är långt ifrån idealisk. Men därvid är det att märka, att adsorptionskraften alltjämt utövar sin inverkan, och håller vattenmolekylerna bundna i adsorptionsvattenhöljen, med en styrka avtagande med avståndet från partikelväggen. Denna adsorptionskraftens effekt är märkbar bl. a. när jordarten fryses, i det den ju nedsätter vattnets fryspunkt (sid. 39; fig. 23); dessutom får den i finkornigare jordarter en synnerligen starkt märkbar mekanisk effekt, i det adsorptionsvattenhöljena verka ungefär som pneumoelastiska gummihöljen, vilket för jordartens svällning och krympning samt för dess förhållande vid frysning har den allra största betydelse; se härom närmare sid. 42 & 47. Adsorptionskraftfälten sträcka sig med hastigt avtagande styrka, men med teoretiskt obegränsad räckvidd, in i de vattenfyllda porerna; *mellan adsorptionsvatten och kapillärvatten finnes ingen skarp gräns*. Med kapillärvatten förstår man alltså det i porerna befintliga vattnet, alldeles särskilt det friaste (svagast adsorptionsbundna) vattnet i porernas mitt; med ökad närhet till partikelväggarna blir kapillärvattnet allt starkare adsorptivt bundet, i allt högre grad adsorptionsvatten. *Kapillärvattnet* i egentligaste mening är alltså det *friaste vattnet inne i jordarten*.

Den frågan uppställer sig då: var finnes i detta system plats för grundvattenbegreppet — det begrepp som ju enligt inledningsdefinitionen var liktydigt med det friaste — eller helt enkelt »fria» — vattnet?

2. Grundvattenytan.

Kapillärvattnet i en jordarts porer kan stå under olika hydrostatiskt tryck. Detta tryck kan vara positivt eller negativt, större eller mindre än det rådande yttre atmosfärstrycket. Om trycket i porerna är större än atmosfärstrycket innebär detta, att i kontakten mot en luftyta av atmosfärstryck — t. ex. i ett borrhål, en grop eller dike — vattnet måste strömma ut ur pormynningarna, »rinna till som fritt vatten». *Grundvattnet är alltså det i jordartens porer,* eller mer generellt *i markens hålrum, befintliga vatten, vars hydrostatiska tryck är större än atmosfärstrycket.* Och som konsekvens härav är *grundvattenytan den yta, där det hydrostatiska trycket i jordartens porer* (eller andra hålrum) *är lika med atmosfärstrycket. Grundvattenytan är sålunda en tryckyta;* det är dess fundamentala och ofrånkomliga egenskap — hur sedan de praktiskt mätbara eller praktiskt betydelsefulla yttringarna av denna tryckytas läge komma att gestalta sig är en senare sak, och en komplicerad sak, med ytterligt stora variationsmöjligheter alltefter jordartens beskaffenhet.

Den härför avgörande egenskapen hos jorden är kornstorleken, eller rättare sagt den huvudsakligen därav beroende porvidden, mot vilken kapillariteten eller den kapillära stighöjden är omvänt proportionell (se sid. 135). Om en torr sandpelare med nederändan nedsänkes i vatten, så att den börjar vattenfyllas underifrån, stiger ju vattnet icke endast till jämnhöjd med den fria vattenytan, utan till en viss höjd därutöver, som just är kapillära stighöjden. I en så extremt grov jordart som grovt grus är kapillariteten = noll, och systemet förmår icke lyfta vattnet över den fria vattennivån; gränsen för den kapillära mättnaden, eller *kapillärgränsen,* sammanfaller med grundvattenytan; men så snart jordarten äger märkbar kapillaritet, kommer kapillärgränsen att ligga över grundvattenytan.

Antag att det i vattenbehållaren till en del nedsänkta röret är fyllt med sand, och sanden hunnit suga upp vattnet till slutlig höjd, så att alltså stillestånd och hydrostatisk jämvikt råder (fig. 77 a). Den fria vattenytan i behållaren representerar givetvis grundvattenytan. Denna yta fortsätter genom sandpelaren som den yta där trycket i porerna är lika med atmosfärstrycket; över densamma råder ett mot höjden direkt proportionellt undertryck, vilket är störst omedelbart under kapillärgränsens menisker, där undertrycket (sugtrycket) är lika med höjden av den över grundvattenytan upplyfta vattenpelaren, d. v. s. = kapillärtrycket. *Kapillärgränsen är den stora vattenhaltsgränsen, gränsen för den kapillära mättningen; grundvattenytan däremot är här ingen vattenhaltsgräns, blott en viss tryckyta. I en homogen jordart, t. ex. en sand, existerar icke grundvattenytan som en vattenhaltsgräns,* utan blott som en *tryckyta;* först när en diskontinuitet tillkommer, en fördjupning bringas under denna tryckyta, blir den »märkbar», i det fördjupningen börjar fyllas med vatten. I sprickförande lera utgöra sprickorna naturliga dylika diskontinuiteter, vilka

äro vattenfyllda under grundvattenytan; *i sprickig lera markerar därför grundvattenytan en vattenhaltsgräns*, nämligen den gräns där sprickorna äro vattenfyllda. Om man borrar eller gräver ner igenom en i ytan torr sandavlagring når man sålunda först (efter en graduell zon av »fuktig», d. v. s. adsorptions- och porvinkelvattenhållande sand) den gräns där sanden är kapillärt vatten-

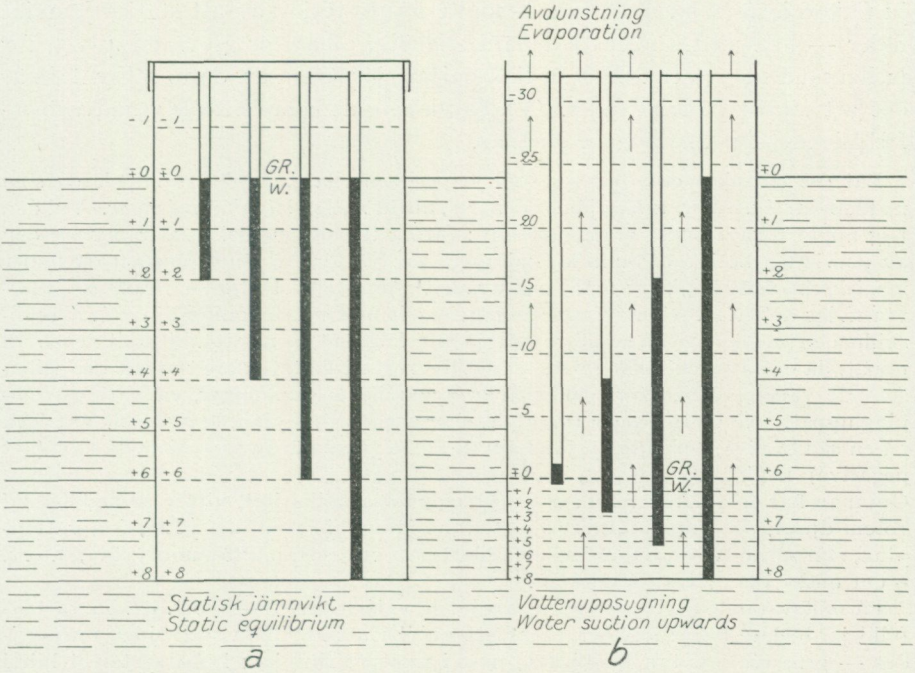


Fig. 77. Schematiskt diagram, illustrerande skillnaden mellan grundvattensförhållandena vid statisk jämvikt och vattenuppsugning i en jordpelare. Bilden visar två lika stora jordpelare, den vänstra, a, av vilken jordart som helst, den högra, b, av helt sprickfri mjäla, packade i cylindrar och nedsänkta i vatten. a = avdunstning förhindrad genom ett lock, varför statisk jämvikt uppnås i systemet; b = avdunstning från ytan (likformig), och därigenom (likformig) vattenuppsugning genom pelaren (dynamisk jämvikt).

De horisontella linjerna med utsatta siffror äro vattentryckytor (heldragna i vattnet, finstreckade inom jordpelarna). I jordpelarna tänkas insatta lodräta vattenståndsrör till olika djup; vattenfyllnad = helsvart.

I pelaren a fortsätta det fria vattnets tryckytor genom jordpelaren, varför alltså grundvattenytan (GR. W. = tryckytan ± o) går på samma höjd som den omgivande fria vattenytan; till denna höjd stiger också vattenståndet i samtliga grundvattenrör.

I pelaren b däremot medför avdunstningen och uppsugningen en hopklämning av tryckytsystemet (större tryckfall än som motsvarar statisk jämvikt). Grundvattenytan går här på stort djup; men dess läge kan praktiskt taget icke bestämmas direkt genom vattenståndsrör (eller vanliga borrhål). Ju djupare borrhålet (vattenståndsröret) når under grundvattenytan, desto högre blir slutliga vattenståndet i röret (observera att stigningen tar lång tid; bilden visar uppnått jämviktsläge). Grundvattenytan är i sådan jord en tryckyta utan egentlig praktisk betydelse; det avgörande är avståndet till väl genomsläppliga vattenförande lager.

Schematic diagram showing different ground-water conditions; a = in case of static equilibrium, b = in case of constant upward water suction (dynamic equilibrium). In both cases, columns of soil packed in open glass cylinders, standing in free water; a = evaporation prevented by means of a cover, b = constant evaporation, causing upward water suction, a may consist of every soil, b is a fine silt or loam, quite free from fissures and with very slight permeability.

The horizontal lines are curves for equal water pressure (pressure plotted on each curve). The vertical thin columns are tubes for measuring water pressure at different levels. Gr. W. = ground-water level, = level with pressure ± o.

fylld, och först på något djup därunder (i sand c:a 1—5 dm) den nivå där fritt vatten börjar framkomma, = grundvattenytan.

Zonen mellan grundvattenytan och kapillärgränsen kan lämpligen kallas *kapillärvattenzonen* (blott man städse håller i minne att under densamma vattnet förekommer på alldeles samma sätt, lika kapillärt). Den är mäktigare ju finkornigare sanden är, och — under förutsättning av att statisk jämvikt råder — lika med sandens kapillära stighöjd, alltså för grovsand 4—15, för mellansand 12—50 cm. Men ju finkornigare jordarten är, desto sällsyntare är det att statisk jämvikt råder. Och härpå bero de komplicerade grundvattensförhållandena i finkornigare jordslag.

Låt oss betrakta det ovan anförda experimentella exemplet, sandpelaren som neddoppats i vatten, *innan* jämvikt nåtts, alltså *medan stigningen fortgår*. Vid den (sig uppåt förflyttande) gränsytan luft : vatten tränger meniskerna fram med den av porvidden betingade fulla krökningsgraden, varför i vattnet omedelbart under meniskerna fullt kapillärt undertryck råder.[1] Omedelbart utanför pelarens underyta råder det fria vattentrycket (proportionellt mot neddoppningsdjupet). Tryckskillnaden mellan de båda ytorna är jämnt fördelad, som ett konstant tryckfall uppåt; då detta tryckfall är större än det hydrostatiska tryckfallet uppåt i en stillastående vätskepelare, sker, enligt hydrodynamikens grundlagar, en vattenströmning uppåt. Nollytan i detta tryckfält, eller grundvattenytan, kommer nu att ligga på en sådan nivå, att dess avstånd till de båda ytorna äro proportionella mot (det negativa) kapillärtrycket och (det positiva) vattentrycket vid pelarens botten. Om man har en pelare av fin sand med 1 meters kapillaritet, vilken är neddoppad 10 cm djupt, och kapillärgränsen just står i jämnhöjd med den yttre, fria vattenytan, står »grundvattenytan» i sanden blott på 1 cm avstånd från underytan, d. v. s. 9 cm under den yttre vattenytan.

På motsvarande sätt blir vid nedåtgående vattenrörelse — om t. ex. en vattenfylld jordpelare lyftes så högt över vattennivån att kapillära stighöjden överskrides — grundvattenytan förskjuten, men i motsatt riktning; isobarsystemet blir i detta fall uttänjt, medan det i det förra var komprimerat.

Viktigast är det förra fallet. I finkornigare jordar — från finmo till leror — förekomma under större delen av året en uppåtriktad vattenrörelse, nämligen under sommartorkan samt under vinterns tjälning.

Låt oss antaga att vi ha en homogen mjälavlagring, vilande på grundvattenförande grus. Mjälans mäktighet antages vara 3 meter, och vattentrycket vid gruslagrets överyta vid ett visst tillfälle = + 2 m. Detta innebär, att om man borrar ett hål som når ner till gruslagret, stiger vattnet 2 m högt i hålet, d. v. s. till 1 m under markytan; man är då benägen att säga att grundvattendjupet är 1 m, eller att grundvattenytan ligger 1 m djupt. Detta är också riktigt, under en förutsättning, nämligen att hydrostatisk jämvikt råder inom mjälan. Tillnärmelsevis kan detta inträffa t. ex. vid den övergångstid då höstregnen upphört och markytan nätt och jämt börjat frysa. Nolltryckytan eller grundvattenytan i mjälan befinner sig i så fall på 1 m djup under markplanet. Om man borrade ett hål som blott nådde aldrig så litet under denna yta borde

[1] Förutsättningen är, att antingen partikelytorna förut äro överklädda med tillräckligt mäktiga adsorptionsvattenhöljen [att sanden är fuktig] eller att fullständig befuktning sker tillräckligt hastigt. Vid hastig stigning i torr jordart brukar detta icke vara fallet, varför ett kapillärtryck mindre än fulla kapillariteten är rådande, och stighastigheten blir mindre än den härur beräknade.

hålet sålunda börja fyllas med vatten, vilket skulle stiga just till denna nivå. Så gör det också om man blott väntar tillräckligt länge — eller skulle rättare sagt göra det, om blott förhållandena kunde förbli konstanta under så lång tid som erfordras. Ty vattentillrinningen kan blott ske i form av strömning genom mjälan från vattenöverskottet vid dess botten, och på grund av mjälans stora täthet samt tryckskillnadens litenhet erfordras härför en ej blott teoretiskt men också praktiskt taget nära nog oändlig tid. Men låt oss bortse från svårigheterna att empiriskt bestämma den: grundvattenytan står faktiskt under de givna förutsättningarna på sagda nivå, 1 meters djup.

Vad sker nu när tjälningen, och därmed vattentillströmningen till tjälgränsen, kommer i gång? Vid tjälgränsen uppkommer en negativ tryckökning, ett kapillärt undertryck, som hastigt sprider sig nedåt (givetvis successivt försvagat) och orsakar den nämnda vattentillströmningen. Ett *hydrodynamiskt jämviktstillstånd*, ett kontinuitetstillstånd, uppkommer, vars innebörd är, att vattentransporten per tvärytenhet och tidsenhet är lika stor på alla nivåer, vilket (i enhetlig jord) samtidigt betyder att tryckfallet är lika, d. v. s. tryckskillnaden mellan tjälgränsen och underytan är jämnt fördelad på mjällagret.

Grundvattenytans (nolltryckytans) läge kan då bestämmas enligt formeln

$$\frac{l}{a-l} = \frac{k}{h};\ l = \frac{ka}{h+k}$$

där l = grundvattenytans djup under tjälytan, i vilken den negativa kapillärspänningen är = k, samt a totala avståndet från tjälytan till bottnen av det vattenförande gruslagret, där (det positiva) vattentrycket är = h.

Om vi återgå till det anförda sifferexemplet, och för enkelhets skull låter tjälytan sammanfalla med markytan — vilket exakt motsvarar pipkrakebildning, approximativt den egentliga tjälningens allra första stadium — samt anta kapillärspänningen $k = 5$ m, så erhålles

$$\frac{l}{3-l} = \frac{5}{2};\ l = \frac{15}{7} = 2.14 \text{ m},$$

d. v. s. grundvattendjupet har ökats från 1 till 2.14 m, med en hastighet vilken — när det som här gäller en nästan lerfri mjäla, med ringa krympningsgrad och (i jämförelse med leror) relativt stor genomsläpplighet — i praktiken kan betecknas som nära nog momentan.

Generellt kan ju strömningen genom en homogen jordart uttryckas genom formeln

$$Q = P \cdot \frac{\delta_1 - \delta_2 - l}{a}$$

där a = avståndet, l = höjdskillnaden mellan två tryckytor med trycken δ_1 och δ_2 (uttryckt i pelarhöjd vatten); P är specifika genomsläppligheten. Av denna allmänna formel är den förut givna formeln för den kapillära uppsugningen ett specialfall, vid vilken den ena ytan är den med spänningen = atmosfärstrycket, alltså nollytan; tryckskillnaden blir då = den vid uppsugnings-

ytan härskande kapillärspänningen, k. I det ovan behandlade fallet är det emellertid mest praktiskt att beräkna uppsugningshastigheten ur *skillnaden mellan kapillärspänningen vid tjälgränsen* (k) *och trycket vid mjälalagrets botten* (h), *samt avståndet dem emellan* (a). Resultatet blir alldeles detsamma som om man använder grundvattenytan; men i det här antagna fallet är grundvattenytan omöjlig att praktiskt bestämma, utan kan blott beräknas ur k, h och a, varför uträkningen via grundvattenytan är en fullständigt onödig omväg. I ifrågavarande fall blir alltså *formeln för den kapillära uppsugningen*

$$Q = P \cdot \frac{-(-k) + h - a}{a} = P \cdot \frac{k + h - a}{a}$$

(praktiskt villkor: att h är $\geqq$ det grövre (botten)-lagrets kapillaritet; d. v. s. här, när bottenlagret är grus, (med kapillariteten noll) $h \geqq 0$).

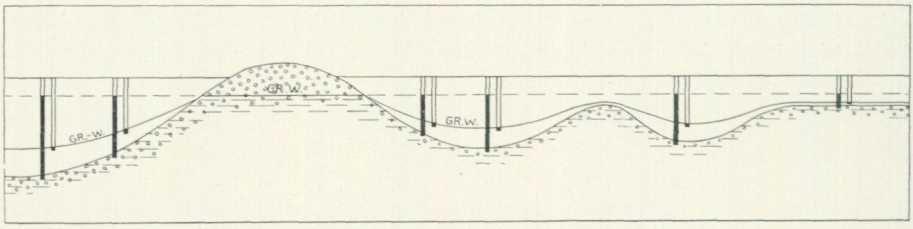


Fig. 78. Schematiskt diagram visande motsvarigheten till 77 b i naturen. Jordtäcke av mjäla vilande på underlag av grus (ringar), vattenfyllt så högt som streckningen når. Om borrhål drivas ned till gruset, stiger vattnet i hålen upp till den streckade linjen; men grundvattenytan (GR. W.) i mjälan löper betydligt längre ned. Det praktiskt viktiga, vilket bestämmer vattenuppsugningsförmågan, är djupet till den vattenförande grusbottnen (vattentrycket därstädes, mätt genom den höjd, vartill vattnet stiger i hålen, är av mindre betydelse). Observera att förutsättningen är, att jordarten är sprickfri och svårgenomsläpplig (mjäla eller mjälig finmo); i sprickförande lera bli förhållandena helt annorlunda, i det den streckade linjen här skulle markera grundvattenytan, varunder lerans sprickor (och givetvis alla borrhål) stå vattenfyllda.

Schematic diagram illustrating the analogy to Fig. 77 b in nature: a cover of fine silt without fissures, resting on a highly permeable, water-conducting gravel ground. The ground-water level (Gr. W.) in such soils is only a pressure level without any practical importance. Decisive here is the distance to the coarse, water-supplying bottom layer; but also the water pressure at this bottom layer is of some importance, the greater the more permeable the sediment is (coarser, or, on the contrary, loamier and thus a little fissured).

If the soil were a real clay or loam, with a well developed fissure system, the conditions would be quite changed: then the broken line would represent the ground water level, below which the fissures, and certainly all the bores, would be water-filled.]

Av formeln framgår det praktiskt väsentligaste, nämligen *uppsugningshastighetens beroende av a, d. v. s. av mjälalagrets tjocklek, av avståndet till det vattenförande grova bottenlagret.* Om k är konstant (som fallet är vid full avdunstning vid torka, då $k = K$) samt vidare $h - a$ är konstant, vilket innebär att den vattenyta, som erhålles i borrhål ner till det vattenförande gruslagret, står på konstant avstånd från markytan (tjälytan) oberoende av mjälalagrets tjocklek, blir ju helt enkelt maximala *uppsugningshastigheten omvänt proportionell mot a.*[1]

[1] När det gäller tjälning torde detta vara giltigt, d. v. s. Q vara omvänt proportionell mot a, åtminstone för lera, men vid tjälning av grövre jordarter, t. ex. mjäla, som här antages, blir variationen med a något dämpad. Likväl sker den i samma riktning, och är säkerligen högst betydande.

Man kan nu anta en de naturliga förhållandena motsvarande komplicering av det ovan givna enkla fallet, nämligen att *gruslagrets yta är undulerad*, så att mjälalagrets djup härigenom varierar i enlighet med fig. 78. Även om hydrostatisk jämvikt råder inom det vattenförande gruset, så att i borrhål drivna ner till gruslagret vattnet stiger till en överallt lika nivå under markytan — eller m. a. o. denna *skenbara grundvattenyta har konstant djup* — blir nolltryckytan (= teoretiska grundvattenytan) i mjälalagret i högsta grad undulerad: djupare belägen där mjälalagret är mäktigare, och vice versa, som bilden visar. Om man nu på sådan terräng genom borrning söker bestämma det för tjälskjutningen så viktiga grundvattendjupet, kan man i praktiken icke erhålla den i mjälan befintliga nolltryckytan, emedan vattentillrinningshastigheten blir så försvinnande liten. Först när borrhålen nå ned till grusbotten börjar vatten framkomma, och stiger hastigt till en slutnivå på konstant djup under markytan. Man är nu benägen att tänka: här är grundvattendjupet genom borrning bestämt, det är lika på samtliga punkter av profilen, följaktligen äro alla punkter ur tjälavseende lika farliga. Detta är ju dock, som nämnt, ett uppenbart felslut. Om man endast förstår att tolka resultaten rätt, får likväl en sådan borrprofil det största praktiska värde, främst emedan den *fastställer jäsleretäckets tjocklek, eller djupet till det vattenförande bottenlagret.*

Hur överensstämmer detta resultat med den i det föregående städse tillämpade premissen, att grundvattendjupet är avgörande för vattenuppsugningsförmågan? Av resonemanget torde framgå, att det härvid inte är fråga om någon motsägelse, utan att giltigheten av sagda sats kvarstår orubbad: *uppsugningshastigheten är beroende av grundvattenytans djup*, enligt de förut givna formlerna, *men detta djup är i vissa fall väsentligen en funktion av det tjälskjutande jordlagrets tjocklek*, eller av *djupet till grövre, genomsläppliga och vattenförande lager.*

I sammanfattning gäller, att så snart en vattenrörelse (t. ex. uppsugning till tjälgränsen) äger rum, rubbas de för statisk jämvikt (stillestånd) eller likformig sidoströmning gällande grundvattenlagarna, enligt vilka grundvattenytan kan erhållas som den yta till vilken vattnet i ett borrhål stiger, oberoende av borrhålets djup under densamma. Så snart uppåtströmning i jorden begynner, sjunker grundvattenytan; och vidare blir den slutliga vattennivån i ett borrhål (den skenbara grundvattenytan) *högre* ju *djupare* borrhålet når. Emellertid äro vissa jordarter så genomsläppliga, att de uppströmningshastigheter som ifrågakomma vid tjälskjutning eller normal avdunstning bli praktiskt taget betydelselösa och icke märkbart förskjuta isobassystemet, utan grundvattenytan kan bestämmas *som om* statisk jämvikt rådde, oberoende av borrhålsdjupet. Praktiskt ej minst viktigt är, att tillrinningshastigheten i dessa jordarter blir så stor att hålens vattenfyllning hinner ske inom rimlig tid.

3. Praktisk gruppering av de olika jordartstyperna med hänsyn till grundvattenbegreppet.

Den i naturen förekommande kontinuerliga variationsserien kan ur praktisk synpunkt lämpligen uppdelas i tre huvudgrupper, eller rättare hänföras till

tre huvudtyper, av vilka de förekommande fallen kan utgöra enkla exempel eller blandformer. Dessa huvudtyper äro följande.

1. *Grus—sandjord.* Väl genomsläpplig på grund av grova porer. Grundvattenytan kan praktiskt lätt bestämmas genom borrning och mätning av vattenytan i borrhålet. Grundvattendjupet primärväsentligt för tjälegenskaperna, notabene hos de till denna grupp hörande tjälskjutande jordarterna: de finaste grovmo- och grövsta finmojordarna.

2. *Lerfri mjäla.* Mycket ringa genomsläpplig, på grund av liten porstorlek och avsaknad av sprickor. Grundvattenytan kan icke praktiskt bestämmas, och saknar primärbetydelse för tjälegenskaperna.

3. *Lera* (i den s. k. torrskorpan). Väl genomsläpplig på grund av sprickor. Grundvattenytan kan praktiskt lätt bestämmas genom borrning, och grundvattendjupet är primärväsentligt för tjälegenskaperna.

Till *typ 1* hör, som nämnt, bland de tjälskjutande jordarna endast de allra grövsta, de nära gränsområdet mellan grovmo och finmo belägna. Men därjämte kan hit räknas samtliga fall med skiktade sediment, så snart de grövre skikten[1] bestå av sand eller grovmo, även om de finare skiktens[1] jordart skulle vara mjäla.

På sådan terräng kan man alltså med fördel förskaffa sig uppgift om tjälfarligheten på olika platser genom motsvarande grundvattensbestämningar. Vattnets tillrinning i ett borrhål i t. ex. fin grovmo sker emellertid inte synnerligen snabbt; att grundvattenytan nåtts förmärkes vanligen därpå att mon i borrhålets botten blir så våt att den smetar fast vid borrkolven, ev. att något fritt vatten samlats i hålets botten. Om man endast avser att göra en engångsundersökning, samt har ont om tid, bör därför icke borrhålet drivas djupare, på det att den hålvolym som skall vattenfyllas icke måtte bli onödigt stor.

Det fall som *typ 3* representerar — i spricksystemet grundvattenförande lera — är i praktiken synnerligen vanligt, är det fall där grundvattenytan dels är allra lättast att empiriskt bestämma, dels får den mest avgörande betydelsen. Ur hydrodynamisk synpunkt förhåller sig grundvattenytan i sprickig lera alldeles som i grovt grus — vattnet rör sig här helt fritt, oberoende av kapillariteten, och endast bestämt av lutningsförhållandena, emedan hålrumssystemet är så grovt att dess kapillaritet är praktiskt taget noll. I bägge fallen är grundvattenytan samtidigt en *vattenhaltsgräns*, en i högsta grad reellt existerande, ej blott en »teoretisk», yta.

De kvantitativa skillnaderna äro dock mycket stora: medan hålrumsprocenten i grus är omkring 30—35, upp till 40 volym%, utgör den vattenförande sprickvolymen i lera några få, upp till c:a fem, procent. De största olikheterna åstadkommes emellertid därav, att medan i gruset partiklarna utgöras av massiv sten, bestå de stora, sekundära »partiklarna» i leran, eller de av sprickorna åtskilda lerklumparna, av en finporös jordmassa, vilken icke blott håller en mycket hög, orörlig vattenhalt, utan vars vattenhalt kan avsevärt förändras, och kan (åtminstone över grundvattenytan) med hjälp av de oerhörda kapillärtryckdifferenser som äro möjliga i lera, röra sig med avsevärd hastighet inom själva lermassan.

[1] Har avseende på kornstorleken, ej skikttjockleken.

När man borrar i sprickvattenförande lera, vattenfylles hålet vanligen med en mycket stor hastighet; i någorlunda styv, sprickrik lera sker fyllningen praktiskt taget momentant.[1] Av det så mätbara grundvattendjupet är vattenuppsugningsförmågan en funktion; och än mer, approximativt en synnerligen enkel funktion, i det *tjällyftningshastigheten* (givetvis vid tillräcklig köldtillförsel) *är praktiskt taget omvänt proportionell mot grundvattendjupet.*

Spricksystemet i en lera omfattar emellertid endast det övre lagret, den s. k. torrskorpan. I allmänhet avtar sprickmängden rätt hastigt mot djupet, för att upphöra på en nivå, som i vårt land vanligen ligger på ett par tre meters djup (och som rätt nära sammanfaller med den s. k. såplere- och blålerehorisonten). Det rörliga grundvattnet i en lera förefinnes alltså blott i denna förhållandevis tunna sprickzon; ju mer grundvattenytan sjunker mot djupet, desto mindre blir rörligheten och tillrinningshastigheten i ett eventuellt borrhål; när så grundvattenytan nått sprickzonens underkant »försvinner» den helt enkelt. Naturligtvis existerar nolltryckytan alltjämt, men den har sänkt sig ned i den sprickfria såplerans region, och har där en helt annan praktiskfysikalisk innebörd: en teoretisk tryckyta utan större hydrologisk betydelse.

Motsvarande fenomen uppträda vid jordartsvariation i sidled, vid kontinuerlig övergång i ett och samma sedimentfält från lera till lerfri mjäla, och kan i ty fall vid grundvattenprofilering orsaka de största svårigheter.

I *fall n:r* 2 — sprickfri mjäla — kan det som nämnt inom rimlig tid på intet som helst sätt märkas när borrhålet nått under grundvattenytan, och grundvattenytan saknar primär betydelse. Detta innebär icke att borrning på sådan terräng är onödig; tvärtom är den här ännu viktigare än eljest, endast att den icke avser bestämning av grundvattendjupet utan av *djupet till genomsläppliga, vattenförande lager.*

Om detta vattenförande lager är mycket genomsläppligt — t. ex. består av grus — och vattentrycket är avsevärt, bryter vattnet plötsligt fram och stiger med stor hastighet till sin slutliga höjd i hålet. Denna *stighöjd* — ett direkt mått på övertrycket vid jäslerelagrets botten — saknar visst icke betydelse. Dess betydelse för tjälskjutningsförmågan är större ju grövre jordart det gäller — för t. ex. en medelgrov finmo, med dess relativt låga kapillaritet, blir vattentrycket vid undersidan en mycket viktig sak. För finmjäla, med mycket hög kapillaritet, får det däremot mindre inverkan.

Framhållas bör ånyo, att detta vattentryck alltid får mycket stor, ja helt avgörande, betydelse så snart det är fråga om, huruvida detsamma är tillräckligt högt för att möjliggöra vattenförbindelse mellan de båda lagren — där det grövre består av grus alltså huruvida trycket är större än noll, så att vattnet når upp till kontaktytan. Balanserar trycket kring detta gränsvärde kan även helt små absoluta vattentryckskillnader göra att uppsugningen och tjälskjutningen plötsligt sjunker till praktiskt taget noll — antingen det gäller variationer i rummet eller i tiden.

[1] Ju mindre sprickvolymen och -vidden är, desto långsammare sker tillrinningen. I de övergångsformer till lerfri mjäla som lättlerorna utgöra, får man vanligen vänta ett par timmar innan vattnets stigning i hålet är praktiskt taget avslutad.

Vad som skall observeras är alltså på vilket djup den grövre jordarten nås, samt till vilken höjd det eventuellt därvid framkommande vattnet stiger; därvid är dock den förstnämnda iakttagelsen den ojämförligt viktigaste. Visserligen är det för tjällyftningen nödvändigt att det grövre lagret verkligen är vattenförande, att vatten framkommer i borrhålet. Men i praktiken förhåller det sig så, att man mycket ofta kan utgå från att de grövre lagren (åtminstone från och med någon meters djup) städse äro grundvattenförande under och närmast efter regnrika perioder, särskilt då efter höstregnen. Med någon erfarenhet kan man lätt nog med mycket stor säkerhet avgöra detta i de olika specialfallen. Vid borrning under andra förhållanden än de som råda under tjälningen, t. ex. på sommaren, ger sålunda enbart jordprofileringen och bestämningen av djupet till lättgenomsläppliga lager upplysning om tjälfarligheten, då man nämligen kan förutsätta: detta gruslager är med visshet vattenförande under alla normala höstar och förvintrar, detta blir troligen vattenförande efter mycket regniga höstar o. s. v.

Vid de i synnerhet i Norrlands kusttrakter mycket allmänna terrängförhållanden, där dalgångarna mellan de skogklädda höjderna ha ett relativt tunt sedimenttäcke av mjäla-lättlera, vilande på den i ytan grusiga moränen — eller på den av ett tunt gruslager täckta berggrunden — är det sålunda regel, att detta grusiga bottenlager under jäsleretäcket är rikligt vattenförande under höst och förvinter, ända tills de genom höstnederbörden åstadkomna grundvattenförråden i skogslandet börja utsina. Är sedimenttäcket en sprickfri eller nästan sprickfri mjäla, så är på sådan terräng avståndet till den grusiga morän- eller bergbotten ensamt avgörande, i det den svåraste tjälskjutningen uppkommer där jäsleretäcket är tunt, t. ex. där en sådan vattenledande moränrygg eller bergås går på ringa djup under markytan.

I sammanfattning kan man alltså fastslå följande: För varje noggrannare bedömning av de för tjälfarligheten avgörande markegenskaperna är *borrning* erforderlig, varvid såväl jordartsfördelningen (marksammansättningen på olika djup) samt grundvattenförhållandena iakttagas. Med avseende på vattenförhållandena är det praktiskt att skilja på två huvudfall.

I. Under pågående borrning (eventuellt efter några minuters uppehåll då och då på det kritiska djupet) framkommer fritt vatten i borrhålet utan samband med någon väsentlig förändring i jordartssammansättningen. De jordslag där detta kan ske är sand till och med grov finmo, vidare lera (från styvaste lera t. o. m. lättlera, blott den är sprickförande), samt alla sådana varviga sediment där de grovkorniga varven äro tillräckligt genomsläppliga (bestå av grovmo eller grövre material).

På sådan terräng mäter man den nivå vilken vattenytan i borrhålen intar; denna nivå motsvarar *grundvattenytan*, vilken här är primärväsentlig för tjälskjutningen.

Framhållas bör, att det ju är grundvattendjupet *under tjälningstiden* som är avgörande; om borrningen sker vid annan årstid måste hänsyn till grundvattenvariationerna tagas, och helst mätning utföras även vid tiden för tjälningens början (vilken för tjälskottbildningen är väsentligast).

II. Sedimenttäcket består av typisk s. k. jäslera, d. v. s. *nästan lerfri mjäla* (eller finmo). Fritt vatten framkommer då först när borrhålet genombryter gränsen till en annan grövre jordart (grus- eller sandlager, grusig morän- eller bergbotten etc.) och stiger till avsevärd höjd i hålet. Viktigast är därvid det djup varpå vattnet frambröt, därnäst den höjd vartill det stiger; *men denna nivå representerar icke grundvattenytan.*

Den egentliga grundvattenytan är här omöjlig att praktiskt fastställa, och saknar primär betydelse för tjälskjutningen.

Finmon intar egentligen en *mellanställning* mellan dessa båda fall. Om man har att göra med finmo — särskilt grövre finmo — och vatten frambryter vid uppnåendet av ett sandigt—grusigt lag och stiger avsevärt högt i hålet, är det tillrådligt att på någon meters avstånd från det förra borra ett nytt hål, vilket *icke* får nå ned till det genomsläppliga lagret, utan bör sluta mellan bottenlagret och vattennivån i det närbelägna hålet. Det är lämpligt att först driva ner det till t. ex. $^1/_3$ av avståndet från den sagda vattennivån och bottenlagret, och vänta någon halvtimme för att se om vatten framkommer, i annat fall fortsätta till $^1/_2$, och eventuellt slutligen till $^3/_4$. Om vatten börjar framsippra med den hastighet att åtminstone något fritt vatten börjat samlas i hålet på en tid av bortåt en halvtimme, kan man lämpligen räkna med grundvattenytan. Om så småningom vattnet i det grundare hålet stiger till nästan samma höjd som i det andra (om nivåskillnaden efter högst ett par dygn icke uppgår till mer än någon decimeter) kan man med tillåtlig approximation betrakta vattenhöjden i de till bottenlagret neddrivna hålen som mått på grundvattenytans läge. Vill man bestämma grundvattenytan mycket exakt bör dock särskilda borrhål härför utföras, vilka icke få nå ned alltför djupt under grundvattenytan — *emedan felet blir större ju djupare hålen äro.*

Givetvis erfordras en så lång observationstid — ofta flera dygn — att antingen tillrinningen är tillnärmelsevis avslutad eller slutnivån (asymptoten) kan ur stighastighetskurvan beräknas. En användbar metod är att taga två lika djupa hål på c:a en meters avstånd, och i det ena påfylla vatten till en nivå över den förmodade grundvattenhöjden; den gemensamma sluthöjd till vilken de båda vattenytorna från motsatta håll närmar sig är i så fall betydligt lättare att bestämma. — Vikten av att i dessa fall icke använda för grov jordborr bör här betonas.

V. Temperaturförhållandena i frysande mark.

Över temperaturförhållandena med avseende på djupet i olika sorters mark under olika årstider föreligga talrika undersökningar, över vilka utförliga litteraturuppgifter finnas i de flesta handböcker [t. ex. Blanck, Bd 6, 1930 (Schubert 1930); Einführung in die Geophysik, Bd II (Keränen 1929)]. Detta intressanta kapitel skall här icke bli föremål för någon ens tillnärmelsevis fullständig framställning, utan blott en del data givas, som belysa de viktigaste temperaturförhållandena i marken (temperaturgradientens storlek, eller temperaturändringen med avseende på djupet, värmeledningsförmågan, temperaturen vid tjälgränsen etc.) under de vanligen förekommande betingelserna vid naturlig tjälning.

Som bekant är ju temperaturgradienten $\frac{d\,t}{d\,x}$, (temperaturändringen pr längdenhet) ett mått dels på värmeströmningens hastighet, dels på mediets värme-

ledningsförmåga. Om värmegenomströmningshastigheten, d. v. s. pr tidsenhet genom ytenheten strömmad värmemängd, kallas Q_v, gäller formeln

$$Q_v = \lambda \cdot \frac{dt}{dx} \text{ cal}$$

där λ är ämnets värmeledningskoefficient. Vid en och samma värmeledningskoefficient är alltså värmeströmningshastigheten proportionell mot temperaturgradienten, vid konstant gradient proportionell mot värmeledningskoefficienten.

Vid grafisk konstruktion, av diagram för temperaturen med avseende på djupet, är ju temperaturkurvans lutning ett mått på gradienten, vilken är = vinkelkoefficienten för tangenten i ifrågavarande punkt. Om nu värmeledningskoefficienten förutsättes konstant,[1] gäller följande regler. Där *temperaturkurvan är en rät linje* (d. v. s. gradienten konstant) sker ingen *temperaturförändring*, endast en *värmeströmning*, vid vilken lika mycket värme tillföres som bortledes. Där *temperaturkurvan är krökt*, sker en *temperaturförändring*, och på så sätt, att när gradienten i temperaturfallriktningen ökar, sker en avkylning, när den avtager sker en uppvärmning i ifrågavarande lager. Eller, om man ser kurvorna från den positiva temperatursidan: när kurvans krökning är konvex sker en avkylning, när den är konkav en uppvärmning.

I jordskorpan sker ju i genomsnitt en värmeströmning underifrån och uppåt, beroende på de i jordens inre rådande höga temperaturerna. *Gradienten* för denna värmeströmning (»*geotermiska måttet*») är, för vanliga bergarter, i genomsnitt c:a 1° C pr 33 m, eller 0.03° C/m. Som medeltal för värmeledningskoefficienten i övre delen av fasta jordskorpan kan värdet $\lambda = 0.006—0.008$ cal/cm · sek · grad användas (se tabell 20).

För kapillärmättad mineraljord är värdet omkring $\lambda = 0.003—0.004$; geotermiska måttet i sådan jord blir alltså c:a 0.06° C/m. M. a. o.: den konstanta värmeströmningen från jordens inre motsvarar i det lösa mineraljordtäcket, under de förhållanden som råda i tjälskjutande mark, en temperaturgradient av c:a + 0.06° C/m, från ytan nedåt räknat. Detta anger det jämviktsläge med vilket alla av varierande yttemperatur (samt temperaturpåverkande vattenströmningar etc.) orsakade växlingar äro att jämföras.

Den exakta härledningen av de viktigaste värmekoefficienterna är nedan i korthet återgiven, jämte ett antal på moderna bestämningar grundade värden på värmeledningskoefficienten för olika ämnen.

A. Värme- och temperaturledningskoefficienterna.

Värmeströmningen i ett medium beror som bekant alltid på existensen av temperaturskillnader, ett *temperaturfall* i en viss riktning. Den genom en viss

[1] Vilket är approximativt riktigt för samma enhetliga medium, isynnerhet vid måttliga temperaturskillnader, då temperaturens inverkan på värmeledningskoefficienten är praktiskt taget omärklig.

yta U cm² under tiden S sekunder genomströmmade värmemängden Q_v kalorier är

$$Q_v = \lambda \cdot \frac{d\,t}{d\,x} \cdot U \cdot S$$

där $\frac{dt}{dx}$ är temperaturgradienten, d. v. s. temperaturskillnaden pr längdenhet x vinkelrätt mot genomströmningsytan, när x är oändligt litet, samt λ = värmeledningskoefficienten.

Härur erhålles

$$\lambda = \frac{Q_v}{U \cdot \frac{d\,t}{d\,x} \cdot S} \text{ cal/cm}^2 \cdot \frac{\text{grad}}{\text{cm}} \cdot \text{sek} = \text{cal/cm grad sek}$$

Om $U, \frac{d\,t}{d\,x}$ och S sättes = 1, erhålles alltså $\lambda = Q_v$ cal/cm · grad · sek, d. v. s. värmeledningskoefficienten är *den värmemängd i kalorier som pr sekund genomströmmar en yta av 1 cm² när temperaturfallet i denna yta,* vinkelrätt mot densamma, *är 1° C/cm.*

Temperaturförändring på någon punkt av en värmeledare kan endast åstadkommas därigenom, att den genomströmmade värmemängden är olika i olika tvärsnitt, d. v. s. att i en viss sektion den tillförda och bortförda värmemängden är olika. Annorlunda uttryckt innebär ju detta, att ledaren själv avger, resp. binder, en del värme.

För den genom värmeledning åstadkomna temperaturförändringen i ett medium är en annan, ur värmeledningskoefficienten härledd, fysikalisk storhet av betydelse, nämligen *temperaturledningskoefficienten.* För denna, vilken vanligen har beteckningen a^2, gäller

$$a^2 = \frac{\lambda}{s \cdot c} = \frac{\lambda}{C} \text{ cm}^2/\text{sec}$$

där s = specifik vikt (gr/cm³) och c = specifik värme (cal/gr · grad); $s \cdot c = C$ är den till volymenheten hänförda *värmekapaciteten* (cal/cm³ · grad). Temperaturledningskoefficientens innebörd är, att vid viss värmeledningskoefficient temperaturledningsförmågan — alltså den hastighet varmed en kropp uppvärmes — är omvänt proportionell mot värmekapaciteten.

Temperaturledningskoefficienten kan även uttryckas i kategorierna $\text{grad} \Big/ \frac{\text{grad}}{\text{cm} \cdot \text{cm}} \cdot \text{sek}$, och är alltså *den temperaturhöjning i grader som sker på en sekund,* när *temperaturgradientens ändring är en grad/cm pr cm avstånd.* Detta kan (och måste i regel) givetvis hänföras till oändligt tunna skikt; ty i regel är temperaturgradientens förändring icke konstant på olika djup, utan uppvärmningen är olikformig. För att uppvärmningen skall vara likformig (d. v. s. temperaturstegringen lika stor) fordras, att temperaturgradienten $\frac{d\,t}{d\,x}$ är proportionell mot avståndet från uppvärmningsytan varvid givetvis förutsättes att $a^2 = \frac{\lambda}{C}$ är konstant.

I vidstående tabell 20 är slutligen en sammanställning gjord av värmeledningskoefficienten för ett antal olika substanser. Ifråga om värmeledningskoefficienten figurera stundom en del äldre, felaktiga eller mycket osäkra, värden; nedanstående tabell är huvudsakligen grundad på ett antal nyare, under betryggande och noggrannare försöksbetingelser utförda bestämningar, samt de äldre data som genom jämförelse eller på grund av experimentatorns kvalifikationer kunna anses tillförlitliga. Samtliga primäruppgifter äro hämtade ur Landolt-Börnstein, Bd II, sid. 1925 ff. Ergänzungsbd I, s. 711 ff, och II b, s. 1295 ff.

För *jordarternas* värmeledningskoefficient gäller, att vattenhalten har den allra största betydelse. En sand med vattenfyllda porer leder värme mycket bättre än en sand med luftfyllda porer, emedan vattnets värmeledningskoefficient är mycket större än luftens. Och även om porerna äro luftfyllda är sandens fuktighetshalt betydelsefull: förekomsten av »porvinkelvatten» i fuktig sand åstadkommer en bättre värmeledning mellan sandkornen än i den alldeles torra sanden.

För *grovkorniga jordar*, grus och sand, ned till de grövsta jäslerorna, gäller alltså, att *värmeledningsförmågan är minst i absolut torrt tillstånd, och växer med ökad vattenhalt, för att bli störst vid full kapillär mättning.*

För de *finkornigare jordarna*, nämligen de i vilka adsorptionsvattenskiktens tjocklek kunna bli betydande i förhållande till partikeldiametern, bli förhållandena något mer komplicerade. Av de tre möjliga komponenterna i en mineraljord: mineralpartiklar, vatten och luft, är ju mineralpartiklarnas värmeledningskoefficient avsevärt större än vattnets, och vattnets, som ovan framhållits, större än luftens. Hos de grövre jordarterna är det (vid viss packningsgrad) endast volymförhållandet luft:vatten som kan variera; största värmeledning uppnås därför vid största vattenhalt. Motsvarande gäller för finkorniga jordarter vid vattenhalter under lägsta kapillära mättning (under den s. k. omslagspunkten). Men på grund av adsorptionskraftens stora räckvidd i förhållande till partikeldiametern kan ju hos en lera vattenhalten stegras mycket utöver den rena kapillära mättningen, i det partiklarna omgivas av expansivt elastiska adsorptionsvattenhöljen. En vattenrik, plastisk lera, där partiklarna ligga på avstånd från varandra, mellanlagrade av vatten, får alltså mindre värmeledningskoefficient än en lera just över omslagspunkten, där partiklarna ligga så nära som möjligt intill varandra.

I lera når alltså värmeledningskoefficienten ett maximum vid omslagspunkten; härifrån blir vid såväl avtagande som växande vattenhalt värmeledningsförmågan mindre. Under omslagspunkten blir även den med avtagande vattenhalt uppkommande minskningen av värmeledningskoefficienten betydligt mindre än i sandjord, emedan i torkad lera de oftast fjälliga mineralpartiklarna ligga bättre an mot varandra.[1]

---

[1] Framhållas bör, att detta gäller orörd, torkad lera eller mjäljord, i vilken porvolymen, på grund av det framemot omslagspunkten våldsamt stegrade kapillärtrycket, är måttlig. Om sönder-smulning eller pulvrisering sker efter torkningen, blir ju jorden lucker och därigenom mycket mindre värmeledande.

Tabell 20.

Heat conduction coefficient λ (cal/cm · sec · °C) *of different materials.*

	Värmeledn.-koefficient λ cal/cm · sek · grad		
	Variationsområde		Koncentrationspunkt (ungefärligt medelvärde)
	Yttergränser	Koncentrationsområde	
Eruptivbergarter			
Granit (9 st.)	0.003—0.009	0.004—0.007	0.0055
Gnejs (6 st.)	0.0035—0.009	—	0.006
Porfyr (1 st.)	0.008	—	0.008
Basalt (4 st.)	0.003—0.007	—	0.005
Serpentin (1 st.)	0.007	—	0.007
Genomsnitt eruptivbergarter (21 st.)	0.003—0.009	—	0.006—7
Sedimentära bergarter			
Kalksten & dolomit (10 st.)	0.002—0.006	—	0.0045
Marmor (12 st.)	0.0055—0.009	0.006—0.008	0.007
Sandsten (2 st.)	0.0037—0.0072	—	0.005
Kvartsit (2 medeltal; av 3 + 5 st.)	0.0069—0.0116	—	0.009
Lerskiffer (2 st.)	0.0022—0.0036	—	0.003
Stensalt (2 st.)	0.009—0.0167	—	0.012
Lösa jordarter			
Klapper (3—8 cm); $s_1 = 1.85$	0.000889	—	0.0009
Sand, torr (5 st.)	0.0006—0.0010	—	0.0009
» , fuktig (6.9 vikts % H_2O)	0.0027	—	0.0027
Lera, torr (5 st.)	0.0015—0.0029	0.0021—0.0026	0.0024
Mineral:			
Kvarts, ∥ axeln	0.025	—	0.025
» , ⊥ »	0.015	—	0.015
» amorf (glas) (2 st.)	0.00330—0.00332	—	0.0033
Kalkspat, ∥ axeln (2 st.) 0°	0.0129—0.0132	—	0.013
» , ⊥ » (2 st.) 0°	0.0108—0.0111	—	0.011
Is — 50°	0.00665	—	—
— 25°	0.00595	—	—
— 10°	0.0055	—	0.0054
± 0°	0.00535		
Vatten (0° — rumstemp.)	0.0013—0.0015	—	0.0014
Tegel (4 st.)	0.00097—0.00175	—	0.0013
Granvirke (⊥ fiber) (3 st.)	0.00025—0.0029	—	0.00027
» (∥ ») (1 st.)	0.00053	—	0.00053
Sågspån ($s_1 = 0.19$)	0.00014	—	0.00014
Korkplattor (3 st.)	0.000093—0.00012	—	0.0001
Torv, hårt pressad ($s_1 = 0.320$) 37°	0.00018	—	0.00018
Luft 0°	0.000057	—	0.000057

Nedan äro (tabell 21) ett antal bestämningar av värmeledningskoefficienten (samt värmekapacitet och temperaturledningskoefficient) för olika jordarter sammanförda. Siffrorna äro dels hämtade ur Landolt-Börnstein (de 4 översta), dels ur Schubert (1930), sid. 371.[1]

Tabell 21.

Coefficients of temperature conduction (a^2), heat capacity (C) and heat-conduction (λ) in different soils.

Jordart	Temperaturledn.-koeff. $a^2 = \frac{\lambda}{C}$	Värmekapacitet C	Värmeledningskoefficient $\lambda = C \cdot a^2$
Klapper, 3—8 cm, $s_1 = 1.85$. Torr	—	—	*0.0009*
Sand, torr (5 st.)	—	—	*0.0006—0.0010*
» , fuktig (6.9 vikts % H_2O)	—	—	*0.0027*
Lera, torr (5 st.)	0.00343—0.0072	—	*0.0015—0.0029*
Fuktig sand (i ren sandmark) på 60—90 cm djup. *Kurwien*	a 0.00616	0.274	0.00168
	b 0.00627	0.258	*0.00162*
Sandig—lätt lerig jord; måttl. fuktig (15—60 cm markdjup). *Eberswalde*	a 0.0052–535	0.346	0.00180—0.00185
	b 0.0058–685	0.373	*0.00218—0.00256*
D:o starkt fuktig—kapillärmättad (?) 60—90 cm markdjup	a 0.00600	0.449	0.00268
	b 0.0105	0.378	*0.00397*
»Lerig sandjord», mkt fuktig—kapillärmättad. 60—90 cm markdjup. *Fritzen*	a 0.00774	0.342	0.00265
	b 0.00795	0.549	*0.00435*

De Schubert'ska värdena äro erhållna som årsmedeltal ur temperaturavläsningar på olika djup i naturlig mark. Därav äro de med *a* betecknade från skogsmark, de med *b* betecknade (kursiverade siffror) från öppen mark (fält). Givetvis äro dessa senare för oss av den största betydelsen.

Av tabellen framgår alltså, att värmeledningskoefficienten för grövre jordar (sand etc.) i torrt tillstånd kan sättas till omkring 0.001; för finkorniga jordar (lera) växer den upp till 0.0025 à 0.003. Även måttlig fuktighetshalt höjer sandens värmeledningsförmåga avsevärt, till 0.002 à 0.003. För kapillärmättad, ej alltför lerig mineraljord — alltså sand, mo och mjäla — synes värmeledningskoefficienten ligga närmare 0.004 än 0.003, vilket även torde motsvara lerans värmeledningskoefficient nära omslagspunkten. I mjukare plastiskt tillstånd är säkerligen lerans värmeledningskoefficient lägre, omkring 0.003—0.0025. (Det gränsvärde till vilket den vid ökad vattenhalt hos lera närmar sig är ju det rena vattnets, d. v. s. c:a 0.0014.)

Humusinblandning, samt uppluckring genom rotsystem etc., minskar givetvis värmeledningskoefficienten. De genomgående lägre värdena å densamma i skogsmark torde till avsevärd del bero på sådana faktorer.

I *frusen mark*, d. v. s. inom själva tjälskorpan, är värmeledningskoefficienten säkerligen ofta märkbart högre än i motsvarande ofrusna jord, bero-

[1] Efter reduktion från minuter till sekunder.

ende på att vattnets värmeledningsförmåga vid övergången till is ökas från 0.0014 till 0.0054, alltså till mellan det 3- och 4-dubbla. Denna förändring blir givetvis olika, beroende på tjälens art (ursprungliga vattenhalt, frysgrad etc.). Viktigt är, att den ökning som vatten:is-omvandlingen i sig medför, åtminstone i vissa fall delvis motverkas av den luckring av förbandet (försämrad kontakt) som frysningen medför. Av dessa orsaker blir för endast fuktiga (ej kapillärmättade) jordar förändringen obetydlig. I kapillärmättade, icke leriga jordar torde, vid i det närmaste fullständig frysning, ökningen av värmeledningsförmågan bli av storleksordningen en enhet i tredje decimalen, alltså från t. ex. 0.004 till 0.005. I israndig tjäle ha ju isränderna värmeledningskoefficienten 0.0054; är jordarten en lera, bli ju jordpartierna mellan isränderna mer komprimerade, och därför i sig något bättre värmeledande än förut, oaktat de (vid måttliga köldgrader) äro ofrusna. Emellertid blir just i lera ofta islagren avsevärt porösa, med åtföljande stark minskning av värmeledningsförmågan. Jag tror man därför i genomsnitt kan räkna med, att värmeledningskoefficienten i tjälad lera icke är större än i otjälad, men att i grövre tjälskjutande jordar värmeledningskoefficienten vid tjälning ökas med 0.0005, högst 0.001 (alltså från t. ex. 0.004 till 0.0045, högst till 0.005). Procentuellt motsvarar detta en ökning av ungefär 10—15, högst 20—30 %.

Om alltså *förändringen av värmeledningsförmågan är ingen eller relativt obetydlig*, blir inverkan på *temperaturledningskoefficienten* större, främst beroende på den stora *minskningen i värmekapacitet* vid övergången från vatten till is (från 1.00 till 0.45 cal/cm³). Värmekapacitetsminskningen samverkar med den eventuella ökningen av värmeledningskoefficienten; ty för temperaturledningskoefficienten (a^2) gäller ju

$$a^2 = \lambda : C$$

där C = mediets värmekapacitet.

Effekten härav är lätt att beräkna.

I en jordart sammansatt av a vol.-% jordsubstans och b vol.-% vatten (där $a + b = 100$) blir

$$C = \frac{a}{100} \cdot C_a + \frac{b}{100} \cdot C_b$$

där C_a = jordens och C_b = vattnets värmekapacitet. Nu anta vi, att jordarten tjälar, och att en del av vattenhalten övergår till is (ev. att därvid en tillförsel äger rum). Om volymprocenten jord, vatten och is i tjälen äro resp. α, β och γ, blir värmekapaciteten

$$C = \frac{\alpha}{100} \cdot C_a + \frac{\beta}{100} \cdot C_b + \frac{\gamma}{100} \cdot C_c\,;\ (\alpha+\beta+\gamma = 100\,;\ \beta+0.9\cdot\gamma = b)\,;$$

där C_a, C_b och C_c äro mineralsubstansens, vattnets och isens värmekapacitet. Som genomsnittsvärde på mineralsubstansens värmekapacitet kan $C_a = 0.55$ användas; vattnets värmekapacitet är $C_b = 1.00$ och isens $C_c = 0.45$.

En jordart med 30 vol.-% vatten har före tjälningen värmekapaciteten $C = 0.7 \cdot 0.55 + 0.3 \cdot 1 = 0.685$; om allt vattnet (utan vattentillförsel) fryser, blir värmekapaciteten $C = 0.678 \cdot 0.55 + 0.322 \cdot 0.45 = 0.373 + 0.145 = 0.518$.

Förhållandet *C* ofruset: *C* fruset blir alltså = 0.685 : 0.518 = 1.32.

För volymvattenhalterna a) = 35 % och b) = 40 % blir på motsvarande sätt förhållandet *C* ofruset: *C* fruset a) = 0.7075 : 0.508 = 1.39, b) = 0.730 : 0.507 = 1.44.

Om man räknar med en vattenhalt av 30 vol.-% före tjälbildningen, och efter densamma 20 vol.-% is och 20 vol.-% ofruset vatten, blir *C*

C ofruset = 0.7 · 0.55 + 0.3 · 1 = 0.685

C fruset = 0.6 · 0.55 + 0.2 · 1 + 0.2 · 0.45 = 0.62

C ofruset: *C* fruset = 1.103.

Om för tjälen siffrorna för ishalten ändras till a) 40 och *b*) 60 vol.-%, medan förhållandet jord : ofruset vatten blir konstant, blir värdena

a) *C* ofruset = 0.45 · 0.55 + 0.15 · 1 + 0.4 · 0.45 = 0.5775

b) *C* fruset = 0.3 · 0.55 + 0.1 · 1 + 0.6 · 0.45 = 0.535

C ofruset : *C* fruset = a) 0.685 : 0.5775 = 1.185; b) = 0.685 : 0.535 = 1.280.

Det teoretiska gränsvärdet för temperaturkapacitetnedsättningen motsvarar ju det fall, när isökningen i en frysande jord (med maximal porvolym) blir oändlig, d. v. s. tjälen består av ett enda islager, och detta antages kompakt. Man får då

C ofruset = 0.6 · 0.55 + 0.4 · 1 = 0.73

C fruset = 1 · 0.45;

C ofruset: *C* fruset = 0.73 · 0.45 = 1.62.

I sammanfattning finner man alltså, att värmekapaciteten vid tjälning undergår en minskning, vilken orsakar en däremot omvänt proportionell ökning av *temperaturledningsförmågan*. Den härav beroende ökningen i temperaturledningsförmågan blir på tjälskjutande mark av storleksordningen c:a 10—30 %, och kan undantagsvis (vid oerhört riklig massiv isbildning) närma sig 50 %.

Totala ökningen av *temperaturledningskoefficienten* i tjäle blir alltså (för kapillärmättad jord), av storleksordningen motsvarande ungefär

$a^2_{\text{fruset}} : a^2_{\text{ofruset}} = 1.0 \cdot 1.1 \rightarrow 1.3 \cdot 1.4 = 1.1 \rightarrow 1.8$,

alltså en ökning av 10 till 80 %. De vanliga värdena torde ligga mellan 20 upp till 50 %, eller mellan $^1/_5$ och $^1/_2$.

Ökningen av temperaturledningskoefficienten i tjälad jord är i vissa fall av vikt att känna, isynnerhet vid beräkning av temperaturförändringars nedträngningshastighet ur temperaturmätningar på olika djup vid olika tid. Likväl är temperaturledningskoefficienten i allmänhet av avsevärt mindre betydelse än värmeledningskoefficienten, i det den senare är den fundamentala konstanten vid all beräkning av *värmehushållningen* i marken, alltså även tjälbildningen och tjälsmältningen. Så beräknas ju värmeströmningen ur temperaturgradient och värmeledningsförmåga, värmeinnehållet ur temperatur (=temperaturskillnad från jämförelsetemperaturen) och värmekapacitet, varvid beträffande tjälen isens smältvärde häri inräknas.

B. Temperaturvariationerna vid markytan och deras fortplantning nedåt.

Om man har en ledare, vilken ur värmesynpunkt befinner sig i jämvikt — antingen det gäller ett kontinuitetstillstånd, med en likformig värmeströmning utan temperaturförändringar, eller det specialfall där värmeströmningshastigheten är noll, d. v. s. kroppen överallt har samma temperatur

— och denna ledare någonstädes utsättes för en temperaturförändring, sker en jämviktsrubbning, i det systemets temperatur förändras i riktning mot anpassning efter de nya jämviktsbetingelserna. Om det gäller en *bestående* höjning av temperaturen, fortledes temperaturförändringen så småningom genom hela ledaren — ehuru i de flesta fall med avtagande styrka, som t. ex. om uppvärmningen sker vid ena ändan av en stav eller ena sidan av en vägg,

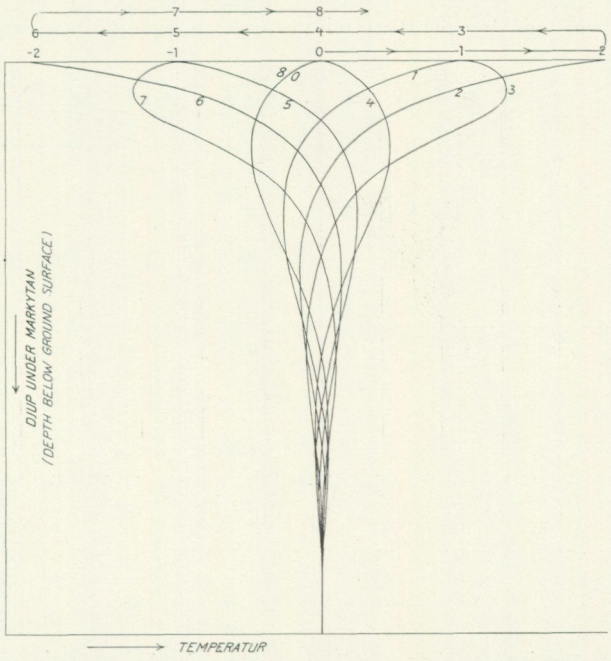


Fig. 79. Schematisk framställning av djup-temperaturkurvorna vid olika tidpunkter under antagande av att yttemperaturen rytmiskt och likformigt svänger mellan ett maximi- och ett minimivärde (motsvarande växlingen mellan dag- och natt- eller sommar- och vintertemperatur). I bilden äro kurvorna för 8 olika stadier av temperaturcykeln utritade (8 = 0, 9 = 1 0. s. v.) Jfr fig. 80!

Schematic diagram of the equitemperature depth curves at different moments, presuming surface temperature to be rhythmically varying between a maximum and a minimum value, corresponding to the succession of day and night or summer and winter temperature (idealized). Compare with Fig. 80!

och den andra ändans (sidans) temperatur hålles oförändrad, i vilket fall ju den slutliga jämviktstemperaturen motsvarar en lineärt avtagande fördelning av temperaturskillnaden. Om kroppen utsättes för en allsidig temperaturhöjning, t. ex. genom nedsänkning i en varm vätska, motsvarar ju jämviktsläget en likformig höjning av hela kroppens temperatur.

Om nu jordytan — markytan — utsättes för en temperaturförändring, och denna antages bestående, skulle den på motsvarande sätt oavbrutet fortplantas nedåt, till ständigt växande djup.

De temperaturvariationer för vilka markytan utsättes, äro emellertid ej konstanta utan synnerligen varierande, och kunna i stor utsträckning återföras till regelbundna perioder (variationscykler) av olika längd, varav de

mest utpräglade äro *dygnet* och *året*. För en sådan temperaturförändring, som består i en rytmisk oscillation av yttemperaturen kring ett visst medelvärde gäller följande schematiska framställning.

Antag, att temperaturen vid markytan befinner sig i stigande. Genom värmeledning nedåt höjes successivt temperaturen i underliggande lager, temperaturökningen ledes nedåt, med en av temperaturledningskoefficienten beroende hastighet. Så når temperaturen vid ytan kulmen, och börjar sjunka tillbaka. Härvid blir temperaturen i ytan lägre än något under densamma,

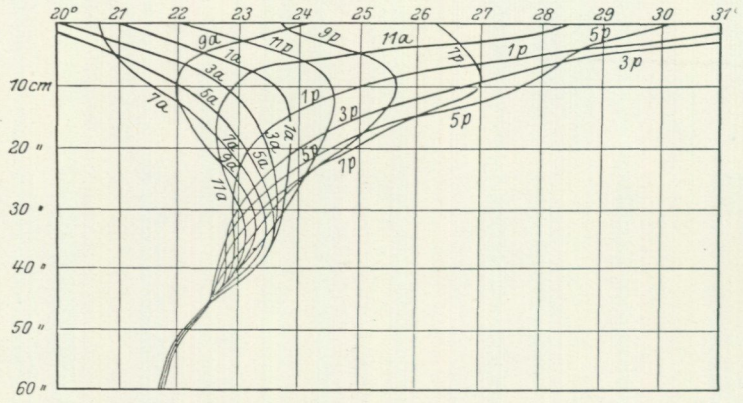


Fig. 80. Djup-temperaturkurvor vid olika tidpunkter av dygnet. Medeltal för juni månad i Belgrad. (Efter Vujević i Keränen 1929, fig. 6.) Obs! Temperaturaxeln lutande, beroende på den pågående sommaruppvärmningen.

Equitemperature depth curves for different hours of day and night. Mean for July, at Belgrad. (From Vujević in Keränen 1929, Fig. 6.) Obs. the inclination of temperature axis, corresponding to the total temperature rise going on in summer.

d. v. s. gradienten i ytan får motsatt tecken, och värme börjar strömma mot ytan underifrån. Om man ser till temperaturkurvan, så har uppvärmningen orsakat en utbuktning på densamma, vilken hastigt utjämnas under utbuktningens vandring nedåt. Yttemperaturen sjunker alltmer och avkylningen fortplantas nedåt på motsvarande sätt, ända tills temperaturminimum passerats och temperaturen i ytan åter börjar stiga; man får då på motsvarande sätt ett köldmaximum (på kurvan en »köldbuckla») som under hastig utjämning vandrar nedåt. I fig. 79 äro dessa temperaturkurvor för 8 faser i den fullständiga cykeln schematiskt konstruerade. I fig. 80 återges (efter Vujević i Keränen 1929) ett motsvarande på empirisk väg erhållet kurvsystem för dygnsvariationerna.[1]

För den exakta matematiska behandlingen av temperaturvariationerna med avseende på djupet vid regelbundet cykliskt varierande yttemperatur kan hänvisas till sammanfattande framställningar, som Schuberts (1930, sid. 364 ff) och Keränens (1929, s. 169 f), vari primärlitteraturuppgifter återfinnas.

[1] Axeln är här lutande, motsvarande gradientriktningen i denna punkt av årsvariationen (sommaruppvärmningen pågående).

Enligt Schubert gäller för de temperaturförändringar, som uppstå under förutsättning av att temperaturväxlingen i ytan är en sinusfunktion av tiden, följande:

Om variationsamplituden i ytan är 2ϱ, så är variationsamplituden på djupet x under ytan

$$2\varrho_x = 2\varrho \cdot e^{-vx}$$

eller, om relationstalet $2\varrho_x : 2\varrho$ sättes $= s$

$$s = e^{-vx}$$

Fasfördröjningen φ blir

$$\varphi = vx$$

$$\text{Häri är } v = \sqrt{\frac{\pi}{a^2 \cdot T}}$$

där T = svängningsperiodens längd.

Värdet av temperaturledningskoefficienten $a^2 = \lambda : C$ är, som ovan angivits (sid. 189 och tabell 21), ytterst varierande. Det är högst för tämligen torra jordar med liten porvolym, och lägst för mycket vattenrika jordar, emedan vattnet har en mycket låg temperaturledningskoefficient (0.0014). De maximala värdena på a^2 synas uppgå till 0.01 (för granit är $a^2 = 0.01$ à 0.015); minimivärdena, som besittas av vattenrika, plastiska styva leror, närma sig sannolikt ungefär 0.0025. Som medelvärde från 16 tyska fältstationer anger Schubert (1930, sid. 368) $a^2 = 0.0065$ ($= 0.39 : 60$).

I ett visst ögonblick bildar temperaturkurvan en mot djupet snabbt dämpad våg. Det djup (l), vartill en enkel svängning når, är

$$l = 2\sqrt{\pi \cdot a^2 \cdot T}$$

där T är svängningsperiodens längd. Detta djup har intresse, emedan det kan sättas som *den gräns, till vilken den märkbara temperaturvariationen* tränger; variationsamplituden är där knappt 0.2 % av den vid ytan rådande.

Av formeln framgår vidare, att djupet är proportionellt mot kvadratroten ur tiden (svängningsperiodens längd). *Årsvariationerna* tränga alltså till *ett djup av* 19.1 ($= \sqrt{365}$) *gånger djupet för dygnsvariationerna.*

I tabell 22 är för ett antal olika temperaturledningskoefficienter nedträngningsdjupet för dygns- och årsvariationerna angivet.

Man ser av tabellen, att i lerjord nedträngningsdjupet är av storleksordningen drygt $^1/_2$ m pr dygn och 10 m pr år, för lättare och torrare mark resp. 0.7 à 0.8 m och 15 m; maximalt kan djupet i lösa jordarter stiga till 1 m/dygn och 20 m/år. I fast berg blir djupet i genomsnitt betydligt större än i lösa jordlager. För ometamorfoserade sedimentära bergarter (sandsten, skiffer etc.) motsvarar djupet de högre värdena för lösa jordarter; för kristallint berg (granit, marmor, kvartsit etc.) är djupet omkring 1—$1^1/_2$ m pr dygn, resp. 20—25 m pr år.

Inblandningen av organiskt material i jordlagren minskar avsevärt nedträngningsdjupet. I rena torvjordar når det sina lägsta värden, c:a 30—40 cm pr dygn, 6—8 m pr år. Att märka är, att detta gäller relativt oberoende av vattenhalten; ty vattnets egen temperaturledningskoefficient ($a^2 = 0.0014$) ligger just i motsvarande storleksområde. Effekten av humusinblandningen i mineraljord torde vara ungefär proportionell mot dess volymandel. I hu-

Tabell 22.

		Temperaturledningskoefficient *Coefficient of temperature conduction*	Nedträngningsdjup för temperaturvariationer med perioden *Depth for transmitting of rhythmical temperature variations, the period of which is*	
		a^2	Dygn *24 hours*	År *year*
Lösa jordlager *Soils*	Torvjord . . . . . *Peat*	0.001	32.9 cm	6.3 m
		0.002	46.5 »	8.9 »
	Plastisk lera . . . . . *Plastic clay*	0.003	57.0 »	10.9 »
		0.004	65.9 »	12.6 »
		0.005	73.7 »	14.1 »
	Genomsnittsmark . . . . . *Mean of soil ground*	*0.0065*	*84.0* »	*16.0* »
		0.008	93.1 »	17.7 »
		0.010	104 »	19.9 »
Fast berg . . *Stone*	Is (*ice*)	0.0115	112 »	21.4 »
		0.013	119 »	22.8 »
		0.015	137 »	26.2 »
		0.020	148 »	28.2 »

musrika, luckra skogsmarker, såväl som i humus- eller gyttjerika leror, torde för dygnsvariationerna värdet omkring $^1/_2$ m kunna gälla som ett gott medeltal. I fig. 80 är djupet (= där virveln slutar) 45 cm, vilket väl motsvarar det i en lucker vittringsjord väntade värdet.

C. Temperaturen vid tjälgränsen.

Ofta antages vid beräkningar av tjälgränsens läge ur temperaturmätningar, att tjälgränsen överensstämmer med nollisotermen, d. v. s. att temperaturen vid tjälgränsen är = 0° C. Att detta uppenbart är felaktigt, åtminstone när det gäller pågående tjälning, är av det föregående självfallet: i all jord är ju vattnets frystemperatur mer eller mindre nedsatt.

Ur de givna data för frystemperaturnedsättningen i olika jordar (sid. 38, fig. 23) kunna ju maximivärden på tjälgränstemperaturen vid frysning (eller minimivärden på fryspunktnedsättningen vid tjälgränsen) erhållas. Detta minimivärde motsvarar givetvis *temperaturen för begynnande frysning* vid den ifrågavarande jordens vattenhalt (för tjälskjutande jord alltid full kapillär mättning). Men i verkligheten visar det sig, att temperaturen vid tjälgränsen i tjälskjutande jord (vid pågående frysning) städse är lägre än denna, d. v. s. fryspunktnedsättningen större. Orsaken härtill är givetvis, att i tjälskjutande jord en verklig (labil) *underkylning* kommer till stånd, som adderas till jordartens stabila fryspunktnedsättning. Men det är ju tydligt, att detta endast gäller vid *pågående tjälning*, och att vidare i en och samma jordart

temperaturnedsättningen är större, d. v. s. temperaturen vid tjälgränsen lägre, ju hastigare frysningen försiggår (samt naturligtvis att nedsättningen är större ju finkornigare jordarten är).

Vid *smältande tjäle* är däremot, åtminstone för israndig tjäle, förhållandet helt annorlunda. När en sådan tjäle uppvärmes, följer givetvis det *inne i jordmassan stelnade vattnet* det för jordarten rådande jämviktsförhållandet is:vatten, och smälter successivt, d. v. s. följer (åtminstone i det allra närmaste) den för frysning gällande stabilitetskurvan, fastän i omvänd riktning. *De rena*

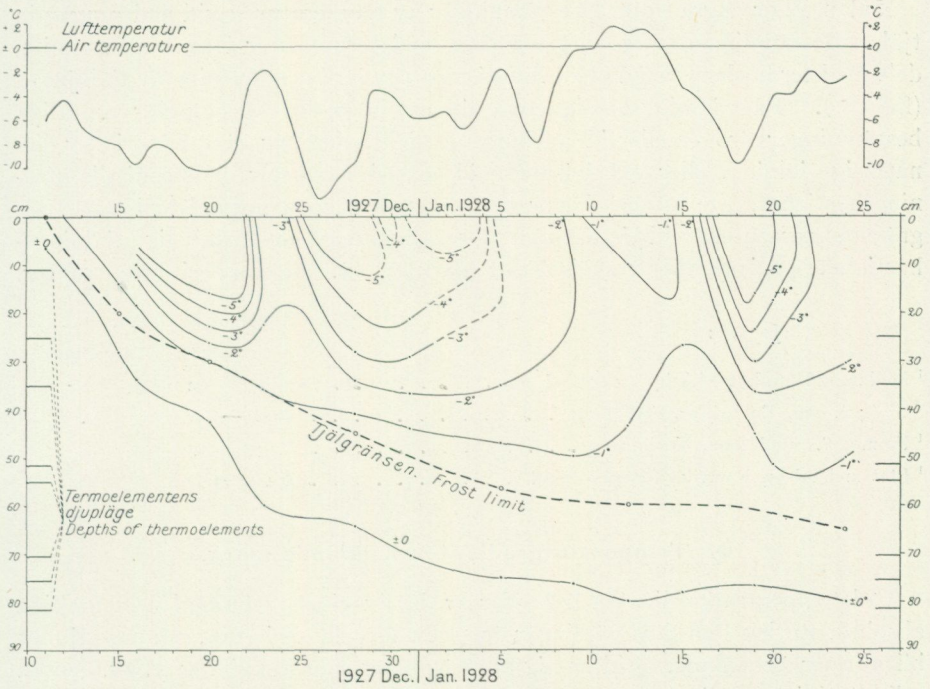


Fig. 81. Diagram visande temperaturvariationerna samt tjälens nedträngning i en cylinder av vattenmättad lera (lätt mellanlera från Ramvik), helt sidoisolerad, frusen i det fria (på Statens provningsanstalts gård, Stockholm).

Diagram showing temperature variations (isotherms) and the downward movement of frost limit (broken line), determined in a cylinder of loamy clay (magnitude 45 × 90 cm), frozen on open ground in Stockholm.

isskikten däremot äro ju — med undantag för själva kontaktytorna — undandragna jordartens frys-smältpunktsreglerande inflytande. Om smältningen sker långsamt hinner visserligen till en början en tämligen fullständig jämviktsanpassning ske i dessa kontaktytor, genom expansion av angränsande jord och uppsugning av det successivt frigjorda vattnet; men det under tjälningen uppsugna *vattenöverskottet,* vilket icke kan av jordarten upptagas, bildar ett isöverskott i form av isskikt i den tinade vattenmättade jorden, vilka icke äro underkastade någon smältpunktsnedsättning, utan smälta först vid exakt + o°C. Då gränsen för tjälen är den gräns där dessa islager upphöra, blir alltså i sådan jord temperaturen vid den *tillbakaryckande tjälgränsen* (eller tjälgränserna) *o° C.*

I sammanfattning gäller alltså följande: För grova, icke tjälskjutande, jordar är temperaturen vid den framåtryckande och tillbakaryckande tjälen i det närmaste densamma, och blott obetydligt under o° C. För tjälskjutande jordar råder en avsevärd skillnad mellan tjälgränstemperaturen vid frysning och smältning: den tillbakaryckande (smältande) tjälens gränstemperatur är o°C eller endast ytterst obetydligt därunder, medan vid pågående tjälning temperaturen vid tjälgränsen är avsevärt nedsatt, mer ju finkornigare jordarten är eller ju hastigare tjälningen sker.

Nedan följer några exakta bestämningar av temperaturen vid nedträngande tjäle. Bestämningarna äro utförda dels med termometer i nyss utfört snitt, dels med termoelement på olika djup i frysande jord och mätning av tjäldjupet (fig. 81). På tjälningshastigheten finnes ingen exakt uppgift; samtliga bestämningar äro emellertid antingen medelvärden för längre perioder av naturlig tjälning, eller enkelvärden vid måttlig, ungefär genomsnittlig tjälningshastighet. De kunna därför betraktas som goda normalvärden på tjälgränstemperaturen vid i naturen förekommande genomsnittlig tjälningshastighet, på icke alltför snöisolerad mark (t. ex. vägkropp) i våra trakter.

Jordart:	Tjälgränstemperatur — °C	
	Gränser	Genomsnitt
[1] Mellansand (endast »fuktig», = 6 % H_2O)	0.015—0.02	—
[2] Moig morän, Enebyberg, Stockholm	0.02 —0.08	0.05
[1] Finmo, S. Sunderbyn, Norrbotten	0.15 —0.2	—
[1] Lätt mellanlera, Ramvik, Västernorrland	0.4 —1.0	0.5

D. Temperaturgradienten i tjälande mark.

Vad temperaturgradienten beträffar är det ju givet, att såväl dess möjliga absoluta storlek som dess växlingar äro mest betydande i ytan, och mot djupet bli alltmer avtagande. Vid hastig uppvärmning eller avkylning (t. ex. genom solbestrålningsväxling) kan temperaturgradienten i själva ytskiktet t. o. m. stegras till ett par grader/cm; men i regel är gradienten även i ytan betydligt mer dämpad, och på något större djup — någon dm eller ett par — överskrider den sällan mycket måttliga gränsvärden.

I frysande mark är städse temperaturgradienten särskilt dämpad, isynnerhet vid och under tjälgränsen. Orsaken härtill är givetvis vattnets aggregationsändringar, den stora värmemängd som frigöres, resp. bindes, vid vattnets frysning och isens smältning, och som starkt fördröjer alla temperaturförändringar från ena till andra sidan om fryspunkten. I redan totalfrusen mark — alltså, i grov jord, med praktiskt taget enhetlig frystemperatur, hela tjälskorpan — kan visserligen en stor temperaturgradient åstadkommas genom avkylning; men så snart det gäller lera, med successivt sjunkande frystemperatur, innebär ju *även inom tjälen* en temperaturändring i gebitet

[1] Med termoelement under längre tid. Försöken utförda vid Statens Provningsanstalt, Stockholm (se fig. 81!).

[2] Termometerbestämning. Tjälningshastighet ringa.

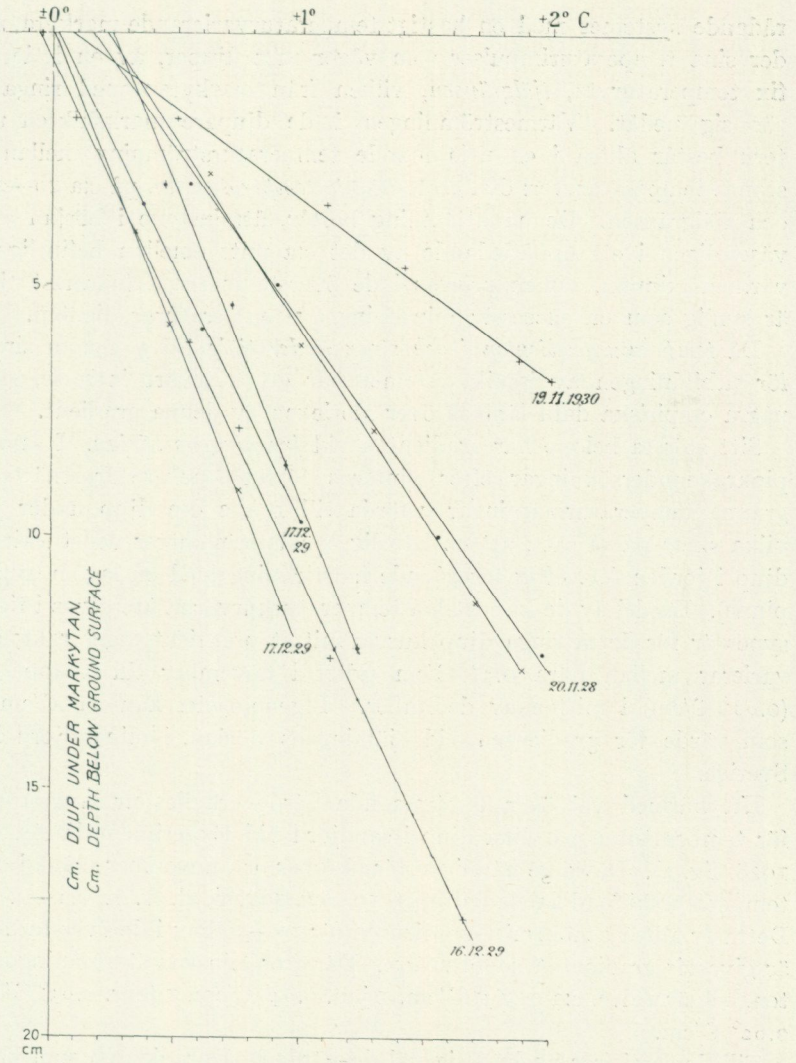


Fig. 82. Temperaturgradienten i översta delen av mineraljord (lera, finmo samt moig morän) i Stockholmstrakten vid tjälningens början under senhösten—förvintern. Uppmätt medelst smal termometer under nybildad pipkrake.

Temperature gradient in the upper part of mineral soil grounds at the beginning of freezing, in the neighbourhood of Stockholm. Measured by means of slender thermometers under fresh surface ice (»pipkrake», Figs. 1—4).

under noll grader en energiomsättande vatten:is-omvandling, vilken avsevärt dämpar temperaturvariationerna.

Men oberoende av jordartens beskaffenhet gäller, att i alla jordar *under tjälgränsen temperaturvariationerna äro synnerligen dämpade*, gradientens absoluta belopp mycket måttligt och dess förändring ytterst långsam, beroende på, att *tjälgränsen representerar en isotermyta som reser största möjliga motstånd mot förflyttning*. Så snart tjälningen börjat, ersättes alltså det förut

rådande systemet med en hastigt temperaturvarierande markyta, vilken sänder sina temperaturimpulser som vågor mot djupet, av en i det närmaste fix temperaturyta, *tjälgränsen*, vilken från markytan med ringa hastighet rör sig nedåt. Värmeströmningen i de djupare markskikten under vintern består alltså i en utjämnande temperaturströmning mellan två konstanta temperaturytor: den *årskonstanta temperaturytan* på c:a 10—20 m djup, och tjälgränsen. Denna utjämning består, åtminstone i början av vintern, väsentligen i ett uppåtledande av det c:a mitt emellan befintliga sommarvärmemaximum, vilken process i de översta meterna (närmast tjälgränsen) är synlig som en successiv minskning av temperaturgradienten.

Då *temperaturgradienten i och strax under tjälgränsen* genom sin betydelse för utbildningen av isskiktsystemet har ett avsevärt intresse, skall nedan några empiriska data lämnas över storleken av denna gradient.

Sitt största belopp har gradienten vid *frysningens början*. I samband med pipkrakeundersökningar efter vinterns första starkare frostnätter äro noggranna temperaturmätningar utförda till 1 à 2 dm djup under pipkraken, vilka skett på så sätt, att en känslig, smal termometer nedstuckits till olika djup i jorden (ev. efter föregående hålstickning med en lagom avpassad träpinne). En del av de så erhållna temperaturkurvorna återgivas i fig. 82. Som synes är för detta ringa djup kurvavsnittet praktiskt taget rakt; gradienten varierar mellan nära 0.3° C/cm tidigt i november till knappa 0.1° C/cm (0.08° C/cm) i mitten av december. I genomsnitt kan 0.1° C/cm användas som värde för gradienten vid tjälningens början, i mineraljord i mellersta Sverige.

Ett härmed väl överensstämmande värde erhålles ur Ångströms kurvor för temperaturen på olika djup i sandjord vid Experimentalfältet (Ångström 1928, fig. 4). Dessa ge nämligen för oktober och november månad c:a 4—3° C temperaturskillnad mellan djupet 10 och 50 cm, d. v. s. 0.1—0.075° C/cm. Detta är alltså genomsnittsgradienten för 10—50 cm; i de översta decimeterna är givetvis gradienten något större. Därefter minskas så småningom gradienten, och är 1 dec. c:a 0.065° C/cm, 1 jan. 0.04° C/cm, 1 febr. 0.03° C/cm, 1 mars 0.02° C/cm.

Till dessa siffror ansluta sig väl de värden på gradienten som kan erhållas ur temperaturmätningar från andra trakter med ungefär samma klimat. I nedanstående tabell 23 äro några sådana värden på temperaturgradienten sammanställda.

Som synes kan man sammanfatta resultaten ungefär sålunda: Vid tjälningens början är gradienten vid tjälgränsen c:a 0.1° C/cm, men avtager med under vinterns lopp retarderad hastighet, och är vid årsskiftet c:a 0.05° C/cm, vid vinterns slut c:a 0.02—0.03° C/cm.

I kallare trakter, närmare definierat trakter där genomsnittliga temperaturen i markytan är lägre, blir gradienten, isynnerhet mot slutet av vintern och under våren, avsevärt mindre (se sid. 208 ff). På motsvarande sätt blir i trakter med högre genomsnittlig markyttemperatur gradienten särskilt under senvintern och våren i motsvarande grad större.

Tabell 23.

Temperature gradients (°C/cm) in the uppermost meter of natural ground (mineral soils).

	Nov.	Dec.	Jan.	Febr.	Mars	
Stockholmstrakten (BESKOW) . . .	(0.3)—0.1	0.08	—	—	—	° C/cm
» (ÅNGSTRÖM) . .	0.08	0.065	0.04	0.03	0.02	»
Pawlowsk [1] (LEYST)	0.075	0.088	0.042	0.039	0.028.	»
Petersburg [2] (LUBOSLAWSKY)	0.13	0.054	0.04	0.04	0.035	»
Königsberg [1] (SCHMIDT)	—	0.05	0.035	0.02	—	»

E. Största möjliga tjäldjup. Tjälsmältningen underifrån.

Av särskild vikt är temperaturgradienten under tjälgränsen genom den betydelse den har för det *möjliga tjäldjupet* och *tjälavsmältningen underifrån.* Under hela vintern sker ju en oavbruten värmeströmning uppåt, som ovan angivits visserligen avtagande allt eftersom det i djupet befintliga »sommarvärmemagasinet» hinner uttömmas, d. v. s. den först skarpt krökta temperaturkurvan hinner utjämnas. Värmeinströmningen vid undre tjälgränsen är ju direkt proportionell mot temperaturgradienten därstädes. De värmemängder som inströmma äro rätt betydande (se tabell 27, kolumn d), av storleksordningen 4—10 kalorier pr cm² och dygn. För att någon frysning skall komma till stånd fordras ju, att den bortledda värmemängden är större än den tillströmmade; skillnaden mellan dessa båda kvanta utgör den vid frysning frigjorda värmemängden. Men för att värmeavledningen från tjälgränsen skall bli ≧ värmetillförseln till densamma fordras ju *en viss minimal temperaturgradient i tjälskorpan.* Temperaturen vid tjälgränsen är ju i det närmaste konstant och något under noll° C; *vid en viss tjältjocklek* och *viss temperaturgradient* under tjälgränsen *fordras alltså en viss minustemperatur i ytan för att tjälningen skall kunna fortsätta.* Eller omvänt: *Om vid markytan råder en viss köldtemperatur,* och under tjälytan en viss temperaturgradient, *så kan ju tjälen endast växa till en viss begränsad tjocklek,* vid vilken totala temperaturskillnaden mellan markyta och tjälgräns, fördelad på tjältjockleken, motsvarar det därunder rådande temperaturfallet pr längdenhet.

Om man endast räknar med den av den inre jordvärmen orsakade temperaturgradienten (geotermiska måttet) vilken i lösa jordlager är c:a 0.06°/m, i fast berg c:a 0.03°/m (sid. 184), blir maximala tjäldjupet c:a 15—35 m för varje grad C varmed genomsnittliga yttemperaturen understiger tjälgränstemperaturen (vilken ju är i det närmaste noll grader). På detta sätt beräknas största djupet av den s. k. eviga tjälen i arktiska trakter.

Avgörande är alltså i själva verket temperaturen vid markytan, i det denna bestämmer det största möjliga tjäldjupet.

[1] Månadsmedia; uträknade ur data i SCHUBERT 1930.
[2] D:o ; » » » » KERÄNEN.

Om tjälgränstemperaturen är t_o, yttemperaturen t_y, gradienten under tjälgränsen $\frac{d\,t}{d\,x} = a$ (grader pr längdenhet) samt värmeledningskoefficienten i ofrusen mark är λ_1 och i frusen λ_2, blir maximala tjäldjupet L_M

$$L_M = \frac{t_o - t_y}{a} \cdot \frac{\lambda_2}{\lambda_1}$$

Med mycket liten approximation kan $\lambda_2 : \lambda_1$ sättas = 1 (se sid. 189), och formeln blir

$$L_M = \frac{t_o - t_y}{a} \text{ (approx.)}$$

I de trakter där evig tjäle ej förefinnes, utan där det endast gäller *årlig vintertjälning*, vilken har att strida mot ett på måttligt djup magasinerat sommarvärmeöverskott[1], bli ju förhållandena helt annorlunda. Gradienten är ju här, ännu mot slutet av vintern, mångdubbelt större än det geotermiska måttet. För gradienten 2, 3 och 4° C pr meter (0.02, 0.03 och 0.04°/cm) blir tjäldjupet L, för varje grad av $t_o - t_y$, L = 0.5, 0.33 och 0.25 meter.

Så länge barmark råder, överensstämmer ju markens genomsnittliga yttemperatur rätt väl med lufttemperaturen, åtminstone vid mulen väderlek. Vid klart väder åstadkommas lätt betydande avvikelser genom direkt strålning. Under vinterhalvåret är värmeupptagandet genom solinstrålning obetydlig, men utstrålningen avsevärd, varför markyttemperaturen kan betydligt underskrida genomsnittliga lufttemperaturen. I våra trakter, närmare definierat i mellersta och norra Skandinavien, på måttlig höjd över havet, råder ju under förvintern en luftmedeltemperatur från ett par till bortåt tio minusgrader. I de kallare trakterna, isynnerhet Norrlands inland (vari innefattas Värmland och Dalarna) är ju molnigheten samtidigt den minsta, varför en betydande temperatursänkning genom utstrålning kan addera sig till dessa i sig låga temperaturer.

Det är därför givet, att i sagda trakter *tjälens nedträngningshastighet under förvintern kan bliva mycket stor*, om nämligen vid denna tid, som ofta fallet är, *barmark råder*, eller snötäcket är mycket tunt.

Längre fram täckes ju i de flesta fall marken av ett relativt *mäktigt, luckert snötäcke*. Avkylnings- och utstrålningsytan är ju på snötäckt mark snötäckets överyta; mellan denna och tjälgränsen är det den temperaturutjämnande värmeströmningen sker. Då snö, isynnerhet i luckert tillstånd, är dåligt värmeledande, följer härav, att *även vid stark kyla köldgraden i själva markytan blir mycket måttlig*.

Snötäckets värmeledningsförmåga beror huvudsakligen på luckerheten, porositeten (även om det sätt varpå snökristallerna gränsa mot varandra, alltså strukturtypen, har viss betydelse). Approximativt kan alltså snöns

[1] Härtill kommer, att utanför områdena för evig tjäle temperaturen i utjämningsytan på 10—20 m djup (vilken är något över markytans årsmedium) oftast ligger betydligt över noll grader — mycket mer än som motsvarar geotermiska värmeökningen på denna distans.

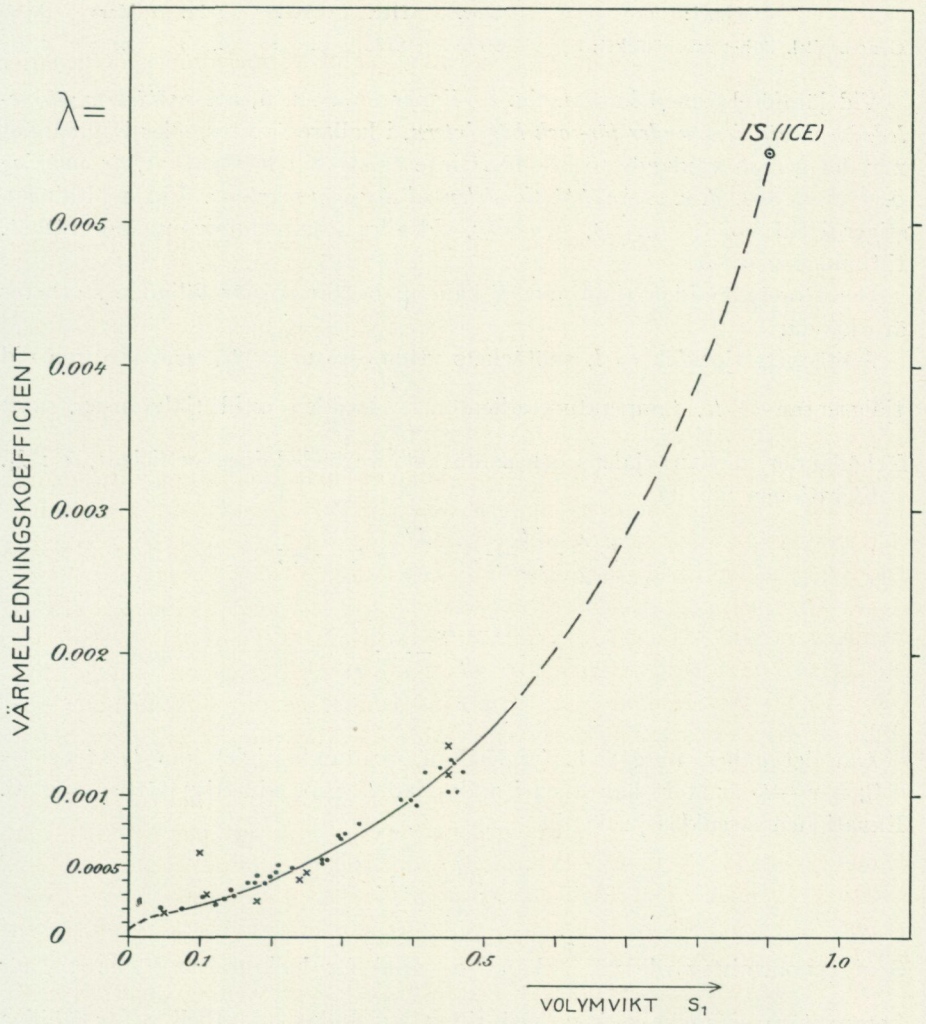


Fig. 83. Diagram visande värmeledningskoefficienten hos snö som funktion av volymvikten (främst olika packningsgrad). Grafisk sammanställning av uppgifter ur Landolt-Börnstein, och särskilt Jansson 1901.

Diagram showing heat-conducting coefficient λ in snow as a function of its density (volume weight). Graphic representation of data in Landolt-Börnstein, and especially Jansson 1901.

värmeledningsförmåga sättas som en funktion av volymvikten. I fig. 83 är ett antal bestämningar grafiskt återgivna, och den ungefärliga kurvan dragen.

Över snötäckets täthet (volymvikt s_1) under olika förhållanden föreligga talrika bestämningar (se Keränen 1929, sid. 282—83). Den *nyfallna* snön håller sig i regel (utom vid tö) vid $s_1 < 0.1$. Snö*täckets* genomsnittliga täthet håller sig i kallare klimat i regel under 0.2; vid upprepad tö- och frostväxling, eller vid vårsmältningen, stiger tätheten till mellan 0.2—0.3. Härom ger följande månadsmedia efter H. Abels (i Keränen 1929, sid. 283) uppfattning:

Månad:	Nov.	Dec.	Jan.	Febr.	Mars	April
Genomsnittl. täthet av snötäcket: S_1 =	0.139	0.182	0.193	0.189	0.233	0.279

Vid jämförelse med kurvan fig. 83 finner man alltså, att *snötäckets värmeledningskoefficient under för- och högvintern*, i kallare trakter, eller i allmänhet när det genom växlande tö och frost inte är särskilt hårdpackat, *är omkring 0.00025—0.0004, d. v. s. knappt tiondelen så stor som markens.* Vid smältningen stiger λ till 0.0004—0.0008, och når, vid allra största förekommande täthet, till omkring 0.001.

Det största möjliga tjäldjupet X kan nu beräknas, när följande storheter äro kända:

Snötäckets tjocklek = l, snötäckets yttemperatur = t_y, temperaturen vid tjälgränsen = t_o, temperaturgradienten $\frac{dt}{dx}$ i tjälen intill tjälgränsen, samt förhållandet mellan tjälens och snötäckets värmeledningskoefficient, $\lambda : \lambda_1$.

Ekvationen blir då

$$l \cdot \frac{\lambda}{\lambda_1} \cdot \frac{dt}{dx} + X \cdot \frac{dt}{dx} = t_o - t_y;$$

$$X = \frac{t_o - t_y}{\frac{dt}{dx}} - l \cdot \frac{\lambda}{\lambda_1}$$

Om det gäller återgående (underifrån smältande tjäle) kan t_o sättas = 0°C; när $-t_y$ är stort kan även i andra fall t_o approximativt sättas = 0° C. Ekvationen förenklas ju då till

$$X = -t_y : \frac{dt}{dx} - l \cdot \frac{\lambda}{\lambda_1}$$

Som genomsnittsvärde på $\frac{\lambda}{\lambda_1}$ kan (se ovan) för luckrare snötäcke 10, för kompaktare snötäcke 9 à 7, ned till 5, användas. I tabell 24 är möjliga tjäldjupet X uträknat för ett antal olika värden på snötäckets tjocklek, temperaturgradienten, samt förhållandet $\lambda : \lambda_1$.

I tabellen är även värdet för t_y vid $X = 0$ angivet (kolumn d), d. v. s. den snöyttemperatur, vid vilken temperaturen vid markytan är = 0° C. Först *under* denna temperaturgräns kan stabil tjäle förekomma.

Tabellen illustrerar vad som av formeln framgår: *att särskilt vid måttligt kallt klimat*, då medeltemperaturen i snöytan endast är ett par minusgrader, *snötäcket får mycket stor betydelse.* Vid —2° C snöyttemperatur förmår redan ett 1 dm mäktigt luckert snötäcke hindra all tjälbildning, resp. bringa tidigare bildad tjäle att börja smälta underifrån. Förutsättningen är här att temperaturgradienten är $\geq$ 2°/m; och i relativt varma trakter, där vinterkölden är måttlig, t. ex. motsvarande Sydsverige, underskrider gradienten vid tjälgränsen ej ens mot slutet av vintern detta värde. I mellersta och norra

Tabell 24.

Störstmöjliga tjäldjup vid olika snötäcke och temperatur.
Greatest possible frost-depth in different circumstances.

a	b	c	d	e					
				Störstmöjliga stabila tjäldjup X m *Greatest frost-depth X m*					
$\lambda : \lambda_1$	$\frac{dt}{dx}$	l	ty för $X = 0$	$ty = -2°$	$ty = -5°$	$ty = -10°$	$ty = -15°$	$ty = -20°$	$ty = -30°$
	° C/m	m	° C	m	m	m	m	m	m
10	4	0.5	− 20°	—	—	—	—	0	2.5
		0.3	− 12	—	—	—	0.75	2	4.5
		0.2	− 8	—	—	0.5	1.75	3	5.5
		0.1	− 4	—	0.25	1.5	2.75	4	6.5
		0	0	0.5	1.25	2.5	3.75	5	7.5
	3	0.5	− 15	—	—	—	0	1.67	5
		0.3	− 9	—	—	0.33	2	3.67	7
		0.2	− 6	—	—	1.33	3	4.67	8
		0.1	− 3	—	0.67	2.33	4	5.67	9
		0	0	0.67	1.67	3.33	5	6.67	10
	2	0.5	− 10	—	—	0	2.5	5	10
		0.3	− 6	—	—	2	4.5	7	12
		0.2	− 4	—	0.5	3	5.5	8	13
		0.1	− 2	0	1.5	4	6.5	9	14
		0	0	1	2.5	5	7.5	10	15
7	3	0.5	− 10.5	—	—	—	1.5	3.17	6.5
		0.3	− 6.3	—	—	1.23	2.9	4.57	7.9
		0.2	− 4.2	—	0.27	1.93	3.6	5.27	8.6
		0.1	− 2.1	—	0.97	2.63	4.3	5.97	9.3
		0	0	0.67	1.67	3.33	5	6.67	10
	2	0.5	− 7	—	—	1.5	4.0	6.5	11.5
		0.3	− 4.2	—	0.4	2.9	5.4	7.9	12.9
		0.2	− 2.8	—	1.1	3.6	6.1	8.6	13.6
		0.1	− 1.4	0.3	1.8	4.3	6 8	9.3	14.3
		0	0	1	2.5	5	7.5	10	15
	1	0.5	− 3.5	—	1.5	6.5	11.5	16.5	26.5
		0.3	− 2.1	—	2.9	7.9	12.9	17.9	27.9
		0.2	− 1.4	0.3	3.6	8.6	13.6	18.6	28.6
		0.1	− 1.7	1.3	4.3	9.3	14.3	19.3	29.3
		0	0	2	5	10	15	20	30

a: Quotient $\lambda : \lambda_1$, where λ = heat-conduction coefficient for the »tjäle», and λ_1 = for snow.

b: Temperature-gradient $\frac{dt}{dx}$ in the »tjäle» at its bottom.

c: Thickness of snow-layer = l.

d: Upper limit of the temperature ty at which the soil can freeze under the snow-layer.

e: Greatest possible frost-depth in meter, at different values of the temperature ty at the surface of snow-layer = no freezing possible.

Sverige, där snötäcket under högvintern, ofta t. o. m. förvintern, i regel uppgår till ett par dm, i Norrland $^1/_2$ m eller mer, blir effekten av snötäcket enahanda.

Om man räknar med en gradient av blott 3°/m, finner man (kolumn d), att gränstemperaturen för 2 dm snötäcke är —6°, för 3 dm —9° och för 5 dm —15° C. Om alltså tidigare under vintern tjäle av mäktigheten X m bildats, och snöfall inträffar, som åstadkommer en total snömäktighet av de givna måtten, måste genomsnittstemperaturen vid snötäckets yta ha en temperatur motsvarande de ovanstående temperaturvärdena med ett tillägg av $-3 \cdot X$ °C.

Tabell 25.

	Månadsmedia för dygnstemperaturen för ett antal svenska orter °C					
	Nov.	Dec.	Jan.	Febr.	Mars	April
Haparanda	— 4.8	— 9.5	— 10.9	— 11.6	— 8.0	— 1.6
Stensele	— 6.1	— 11.5	— 12.1	— 11.5	— 7.6	— 0.7
Umeå	— 2.9	— 7.0	— 8.0	— 8.3	— 5.5	+ 0.2
Östersund	— 2.4	— 7.4	— 8.4	— 7.6	— 4.7	+ 0.8
Härnösand	— 0.9	— 5.2	— 6.2	— 6.1	— 3.4	+ 1.3
Falun	— 0.8	— 5.0	— 6.0	— 5.5	— 2.7	+ 2.7
Karlstad	+ 1.2	— 2.4	— 3.4	— 3.4	— 1.2	+ 3.8
Stockholm	+ 1.5	— 1.7	— 2.9	— 3.1	— 1.3	+ 3.4
Linköping	+ 1.7	— 1.5	— 2.4	— 2.4	— 0.5	+ 4.3
Göteborg	+ 3.6	+ 0.7	— 0.5	— 0.6	+ 1.1	+ 5.6
Växjö	+ 1.8	— 1.2	— 2.3	— 2.3	— 0.4	+ 4.4
Lund	+ 3.4	+ 0.5	— 0.7	— 0.7	+ 1.2	+ 5.3

I tabell 25 äro temperaturmånadsmedia för ett antal svenska orter givna. Man finner härav, att för övre Norrland medeltemperaturen under högvintern ligger kring —10°C, för mellersta och nedre Norrland mellan —5—8°C, och för »Mellansverige» c:a —2—3 à 4°C.

Temperaturen vid snöytan är något lägre än dessa till luften hänförda värden. Skillnaden beror på molnighetsgraden, och är större ju lägre denna är (och ju mindre värmeinstrålningen under dagstimmarna är). I Norrland, särskilt inre och övre Norrland är därför skillnaden störst. Från Sodankylä i norra Finland, vilket ur denna klimatsynpunkt motsvarar övre Norrland, föreligga empiriska mätningar av dessa skillnader. Enligt Keränen (1929, s. 289) var månadsmedeltalet av skillnaden (lufttemperatur minus snöyttemperatur) under 1917—16 för Nov. = 1.2°, Dec. = 0.9°, Jan. = 1.7°, Febr. = 1.2°, Mars = 1.2°, April = 2.2°.

Som synes äro dessa värden förhållandevis små, varför temperaturskillnaden mellan snöyta och luft vid de här gällande approximativa beräknin-

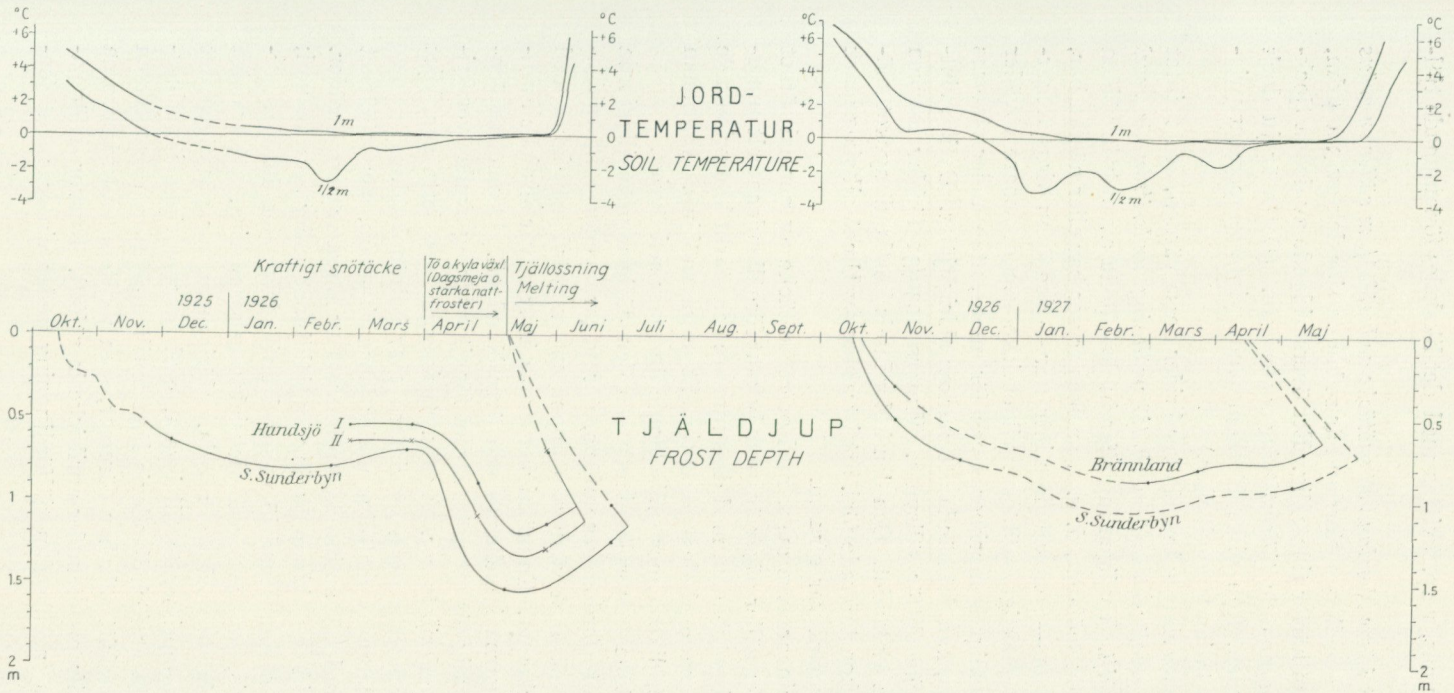


Fig. 84. Underst: tjälens nedträngning samt avsmältning på olika norrländska lokaler. Efter mätningar i *vägkroppar* (obs! endast *hästplogad vägbana*, ej motortrafikerad under ifrågavarande vintrar). Överst jordtemperaturkurvor för 1 och $^1/_2$ m djup, *i åkermark*, S. Sunderbyn.

År 1926 inträffade i april månad kraftiga töväder, åtföljda av stark kyla. På vägarna ersattes härigenom det isolerande snötäcket av en dåligt värmeisolerande isgata, varför tjälen visar en våldsam nedträngning, icke avspeglad i jordtemperaturkurvorna, beroende på att på åkermark snötäcket förblivit luckert.

Lower part: advance and retrogression of frost limit in the subground of roads, at different localities in Northern Sweden. Notice that in past years the roads in Northern Sweden were only but slightly cleared of snow and not (as nowadays) used by motor cars in winter, and then they were covered with a thick, porous snow layer.

In April 1926 warm days were followed by severe cold, resulting in the forming of a compact ice layer on the roads, and a very marked downward movement of the frost limit.

The soil temperature diagram above is from a cultivated ground, where a porous snow cover still remained, and thus shows no such freezing in April.

Notice the considerable melting from below!

garna kan helt försummas, resp. kvittas med det likaledes försummade tjäldjupet.

Man finner alltså, att *i övre Norrland ett snötäcke av bortåt* $^1/_2$ *m sätter en gräns för vidare tjälbildning*. I mellersta Norrland är redan en tjocklek av 3 à 4 dm, i Mellansverige 2 à 3 dm härför tillräcklig. Ett överskridande av denna tjocklek resulterar i en begynnande *tjälsmältning underifrån*. (Detta är ju dock endast genomsnittsvärden, från vilka förekommande vintertemperaturvariationer kunna orsaka betydande avvikelser.)

Då snödjupet under högvintern i regel överskrider dessa värden, är det intet förvånande om på *normalt snötäckt mark tjälsmältning underifrån är regel under vinterns senare hälft*. Vanligen inträffar ju den första avsevärda kölden före det första avsevärda snöfallet, d. v. s. marken fryser bar eller nästan bar, vilket här förutsatts. Om — som stundom inträffar — den ännu ofrusna marken betäckes med ett mäktigt snötäcke, vilket icke genom senare töväder bortsmälter eller tillräckligt komprimeras och förtunnas, utan under vinterns lopp blott alltjämt ökas, kan det hända att marken aldrig tjälas. Dylika vintrar äro som bekant icke alltför sällsynta. Vintern 1930/31 förblev marken ofrusen i större delarna av landet. Och den i Norrlands kustland mycket snörika eftervintern 1928 konstaterade förf. att i trakten av Umeå all skogsmark och mestadels all åkermark var ofrusen.

Ovanstående beräkningar avse mark med orört snötäcke av normal täthet och mäktighet. När det gäller *vägar* äro som bekant förhållandena helt annorlunda: man har här dels vägbanan, med dess tunnare och starkt komprimerade snötäcke, dels vägdikena med dess exceptionellt stora snödjup. Vägbanan blir härigenom mindre, dikena mer snöisolerade än marken i övrigt.

Innan den nu allmänna motorplogningen och den därigenom möjliggjorda vintertrafiken med motorfordon genomförts, när vägarna endast hästplogades, kunde snötäcket också på vägbanan uppnå en avsevärd mäktighet med bibehållen rätt stor luckerhet. En mäktighet av 0.4 à 0.5 m var alls icke ovanligt även på huvudvägarna i mellersta och övre Norrland. Denna snötäckning var nu ofta tillräcklig för att gränsvärdet för tjälbildning skulle överskridas, och *avsmältning underifrån ske*. Av fig. 84 framgår, att detta var fallet senvintern 1926 i S. Sunderbyn och senvintern 1927 i Brännland.

I bägge fallen skedde en avsmältning under februari—mars, när snötäcket var som mäktigast, och det ännu inte komprimerats av några svårare töväder. År 1926 visar emellertid en våldsam ökning av tjäldjupet under april månad; såväl vid S. Sunderbyn som Hundsjö växer det till drygt det dubbla. Orsaken härtill är givetvis, som även väderleksiakttagelserna visa, att kraftiga töväder inträffat, växlande med stark kyla. Härigenom har på vägen det isolerande snötäcket komprimerats till isgata, med mycket ringa isoleringsförmåga, och den detta år förhållandevis låga apriltemperaturen orsakat en kraftig tjälbildning (på fritt fält har däremot, som jordtemperaturkurvorna visa, någon sådan tjälframstöt under april icke inträffat). Kurvorna för påföljande år, 1927, visa ingen sådan tjälfördjupning under vinterns slut (en-

dast en fördröjd avsmältning), beroende på att motsvarande väderleksförhållanden ej inträffade.

På nutida maskinplogade, hårt trafikerade vägar är snötäckets tjocklek ringa, mestadels högst någon dm, och dessutom dess täthet mycket stor, beroende på att tillpackningen genom trafiken även vid kyla är betydande, men framför allt på att vid första kraftigare töväder det tunna snötäcket förvandlas till en isgata. Något avstannande av tjälens nedträngande och ännu mindre någon tillbakagång *på grund av snöisolering* förekommer därför ej,

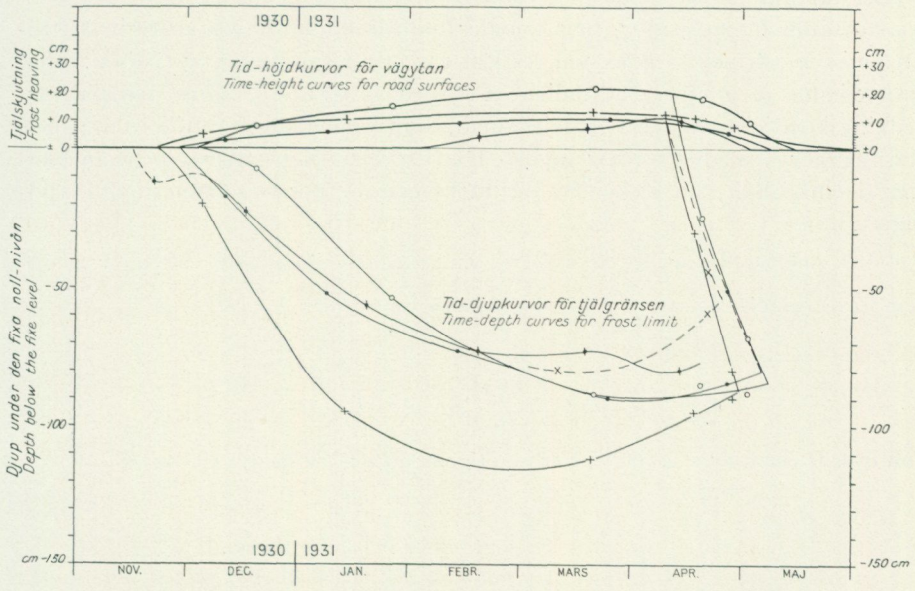


Fig. 85. Kurvor för tjälens nedträngning samt avsmältning på olika norska lokaler (i Trondheimstrakten), jämte kurvor för tjällyftningen. Obs! Motorplogade vägar, öppenhållna för biltrafik under vintern.
Efter siffror godhetsfullt ställda till förfogande av överingenjör A. Rode, Trondheim.

Analogous to Fig. 84, with the addition of frost-heaving curves, from different localities in the Trondheim district of Norway. The roads in winter snow-cleaned and open to motor traffic. Remark the melting from below at the end of winter.
The observations most kindly placed at authors' disposal by A. Rode, Chief Engineer, Trondheim.

utan tjälens nedträngande sker — vid normala norrländska temperaturförhållanden — oavbrutet, med en huvudsakligen på grund av det allt större djupet så småningom avtagande hastighet. Att det slutliga tjäldjupet härigenom blir mycket stort är ju givet.

Vägdikena få däremot, på grund av den effektiva snöplogningen, numera i regel ett mycket tjockt snötäcke, vilket är så väl isolerande, att värmebortförseln uppåt betydligt understiger värmetillströmningen underifrån. Endast vid mycket snöfattiga vintrar, eller när en särskilt långvarig kall barmarkperiod under förvintern orsakat mycket djup tjälning, äro dikesbottnarna vid vinterns slut alltjämt frusna. I övriga fall, d. v. s. i regel, äro numera *dikesbottnarna ofrusna*, åtminstone vid vinterns slut, vilket är av *stor praktisk*

nytta, emedan smältvattnet under våren kan tränga ned i marken genom dikesbottnen, varigenom faran för smältvattenskador på vägarna minskas. — Sådana dikessträckningar, där på grund av lokala förhållanden snömängden i diket även vid normal snömängd och motorplogning blir ringa, utgöra givetvis undantag härifrån.

Av stor betydelse är *tjälsmältningen underifrån under den egentliga tjällossningstiden*, d. v. s. den tid då vägbanans snötäcke försvunnit, och smältningen uppifrån börjar nedtränga i vägen. Den kvantitativa beräkningen ställer sig här mycket enkel, emedan hela tjälskorpan nu antagit i det närmaste samma temperatur, något under noll grader, och den underifrån tillströmmade värmen så gott som restlöst går åt för smältning av tjälisen. Med kännedom om temperaturgradienten under tjälgränsen, samt temperaturledningskoefficienten, kan den ismängd, som den underifrån tillströmmande värmen per tidsenhet förmår smälta, lätt beräknas, och vidare, om man känner tjälens ishalt, tjockleken av det motsvarande, per tidsenhet smälta, tjällagret.

Isens smältvärde är = 80 cal./gr; om värmeledningskoefficienten är λ och temperaturgradienten är $\frac{dt}{dx}$, blir den smälta ismängden Q

$$Q = \frac{\lambda \cdot \frac{dt}{dx}}{80} \; gr/cm^2 \cdot sek.$$

Om tjälens ishalt är α vikts-%, blir mäktigheten l av det smälta tjällagret

$$l = \frac{100 \cdot Q}{\alpha \; (1 - 0.001 \; \alpha)} = \frac{\lambda \cdot \frac{dt}{dx}}{0.8 \; \alpha \cdot (1 - 0.001 \; \alpha)} \; cm.$$

Denna formel (vilken räknar med det tinade lagrets tjocklek *som tjäle*) förutsätter att omvandlingen is→vatten medför en volymminskning av $^1/_{10}$. Gäller det en porös tjäle, t. ex. en sandjord, med isen ej, eller på sin höjd nätt och jämnt, utfyllande porerna, får formeln det enklare utseendet.

$$l = \frac{100 \cdot Q}{\alpha} = \frac{\lambda \cdot \frac{dt}{dx}}{0.8 \cdot \alpha}$$

Även i övriga fall kan — när det inte gäller synnerligen noggranna beräkningar — denna enklare formel användas, emedan approximationen i regel blir ytterst obetydlig.

Förutsättningen för beräkningen är, som nämnts, att man känner temperaturgradienten under tjälgränsen. Direkta temperaturmätningar indicera att för mellersta Skandinavien gradienten vid vinterns slut är av storleksordningen 0.02—0.03 °/cm. De tillgängliga data äro dock alltför fåtaliga, och begränsade till ungefär samma »klimathöjd», motsvarande Stockholmstrakten, varför tillräckligt säkra slutsatser för t. ex. Norrlands del ej kan dragas. Emellertid låter sig gradienten för sagda årstid rätt väl beräknas på annat sätt, nämligen ur markytans medeltemperatur.

Såväl de empiriska observationerna som den matematiska beräkningen av temperaturvariationernas fortplantning nedåt ge vid handen, att mot vinterns slut det magasinerade sommarvärmeöverskottet försvunnit, och temperaturkurvan med avseende på djupet har formen av en tillnärmelsevis hyperbolisk båge, förlöpande från tjälgränsen till utjämningsytan på 10—20 m djup. Temperaturen vid tjälgränsen är (sedan tjälavsmältningen begynt) på alla lokaler lika och = 0°C; och den avgörande variabeln är sålunda temperaturen vid utjämningsytan. Temperaturen vid denna yta är på varje lokal praktiskt taget fullständigt konstant, och lika med medeltemperaturen i markytan (eller ännu bättre på t. ex. en meters djup) plus geotermiska tillägget.

Markens medeltemperatur är i stort avhängig av lufttemperaturen. Likväl är den ingalunda identisk med denna, utan kan starkt avvika härifrån, beroende på olika faktorer, av vilka den viktigaste är *snötäcket*. I trakter med låg vintertemperatur och riklig snöbetäckning kan skillnaden bli mycket stor, markmedeltemperaturen nämligen avsevärt mycket högre än luftmedeltemperaturen, beroende på snötäckets värmeisolerande effekt, i det markytan under hela den kalla vintern hålles nära noll grader, d. v. s. vid mycket högre temperatur än luften, och denna värmevinst betydligt överväger över den värmeförlust som snösmältningen under våren förorsakar, då under en kortare tid markytan hålles vid noll grader medan lufttemperaturen är betydligt högre. I trakter med obetydlig vinterköld blir snötäckets markvärmestegrande effekt mindre, eller kan t. o. m. bytas i sin motsats, om nämligen vintertemperaturen är nära noll, så att värmevinsten blir mycket liten, medan däremot fördröjningen av markytans uppvärmning under våren är betydande.

Vegetationstäckets effekt är i regel temperaturnedsättande, generellt emedan det är bättre värmeisolerande under den varma årstiden än under den kalla. För moss- och torvtäcke kan effekten bli mycket stor, därigenom, att på sommaren ytlagret är torrt och dåligt värmeledande, på hösten och vintern däremot vattendränkt och väl värmeledande. På mossmark i Norrland kan man särskilt observera, hur under soliga och torra somrar tjälen ligger kvar på häpnadsväckande ringa djup ännu mot sommarens slut.

I tabell 26 är för ett antal svenska orter genomsnittsvärdena återgivna för luft- och jordtemperatur samt skillnaden dem emellan, beräknade som media av ett större eller mindre antal årsmedeltal av Statens Met.-Hydrografiska Anstalts temperaturobservationer. De allra flesta siffrorna ha benäget ställts till förfogande av statsmeteorologen doc. A. Ångström; ett par lufttemperaturmedia ha uträknats ur Statens Met.-Hydrografiska Anstalts årsböcker.

Tabellen visar tydligt hur markens värmeöverskott över lufttemperaturen i stort sett avtar från norr till söder, motsvarande skillnaden i vinterklimat; medan det i övre Norrland är omkring 2—3°C, i Kiruna t. o. m. närmare 4, har det i Sydsverige sjunkit till under 1°C. Genomsnittliga jordtemperaturen är därför — även i landets kallaste delar — förhållandevis hög i: Norrbottens kust- och skogsland omkring +3°C, i mellersta Norrlands kustland 4—5, i

Tabell 26.

Årsmedia för jordtemperatur ($^1/_2$ m djup) och lufttemperatur samt differensen däremellan, för ett antal svenska orter.

Annual medias of air-temperature (t_1) and soil-temperature at $^1/_2$ m depth (t_2), and the difference $t_2 - t_1$.

Ort / *Local*	Län	Höjd över havet m / *Height above see-level m*	Latitud / *Latitude*	Period för vilken medeltalen uträknats år / *Period of years*	Lufttemp. °C / *Air temp. t_1 °C*	Jordtemp. på $^1/_2$ m °C / *Soil temperature (at $^1/_2$ m) t_2 °C*	Diff. jordtemp. lufttemp. $t_2 - t_1$ °C. / *Difference $t_2 - t_1$ °C*
Abisko	Norrbottens . .	388	68° 21′	1926—28	−1.17	+0.92	+2.09
Kiruna	» . .	504	67° 51′	20—28	−1.62	+2.34	+3.96
Brännberg . . .	» . .	88	65° 48′	25—28	+0.13	+2.84	+2.71
S. Sunderbyn .	» . .	20	65° 42′	25—28	+0.73	+3.05	+2.32
Luleå	» . .	5	65° 37′	27—28	+1.15	+3.97	+2.82
Gissleås	Jämtlands . . .	320	63° 42′	22—28	+0.40	+2.65	+2.21
Björkå bruk . .	Västernorrlands .	30	63° 11′	24—28	+2.28	+4.75	+2.47
Uppsala	Uppsala	24	56° 51′	19—28	+5.16	+6.72	+1.56
Varpnäs	Värmlands . . .	68	59° 24′	21—28	+5.14	+6.17	+1.03
Ex-fältet . . .	Stockholms stad	14	59° 22′	20—28	+5.96	+7.23	+1.97
Skara	Skaraborgs . . .	115	58° 24′	22—28	+5.30	+6.01	+0.71
Flahult	Jönköpings . . .	224	57° 42′	19—28	+4.66	+6.10	+1.44
Svalöv	Malmöhus . . .	72	55° 55′	22—28	+6.54	+7.28	+0.74
Alnarp	» . . .	10	55° 39′	23—28	+7.55	+8.35	+0.80

Svea- och Götaland 6—8 (Sydskåne över 8°C); då temperaturen vid utjämningsytan med mycket ringa fel kan sättas lika med dessa marktemperaturmedia + djuptillägget för geotermiska måttet (omkring $^2/_3$°C) får man alltså även i Norrland en avsevärd positiv temperaturgradient alltjämt under senvintern och våren, vilken orsakar en betydande tjälsmältning underifrån.

Ovanstående framställning av tjälsmältningen underifrån under senvintern och våren står i motsatsförhållande till KERÄNEN (1929, s. 260—263). Keränen behandlar här tjälsmältningen genom värmetillförsel underifrån, men anser att denna har märkbar betydelse endast under vinterns tidigare skeden, medan en avsevärd del av det magasinerade sommarvärmeöverskottet är i behåll; vid vårens inträde har detta helt förbrukats och smältningen underifrån genom värmeledning blir därför betydelselös. Då avsevärd smältning underifrån under våren likväl iakttagits, skulle detta bero på uppvärmning genom tillrinnande smältvatten. Som illustration till sin sats anför han bestämningar från Sodankylä, som visa en mycket obetydlig värmetillförsel och tjälavsmältning underifrån under våren.

Det felaktiga i Keränens resonemang är givetvis, att han endast räknar med sommarvärmeöverskottet (vilket, som nämnt, vid vårens inträde helt förbrukats), och försummar att ta hänsyn till temperaturen vid den årskonstanta utjämnings-

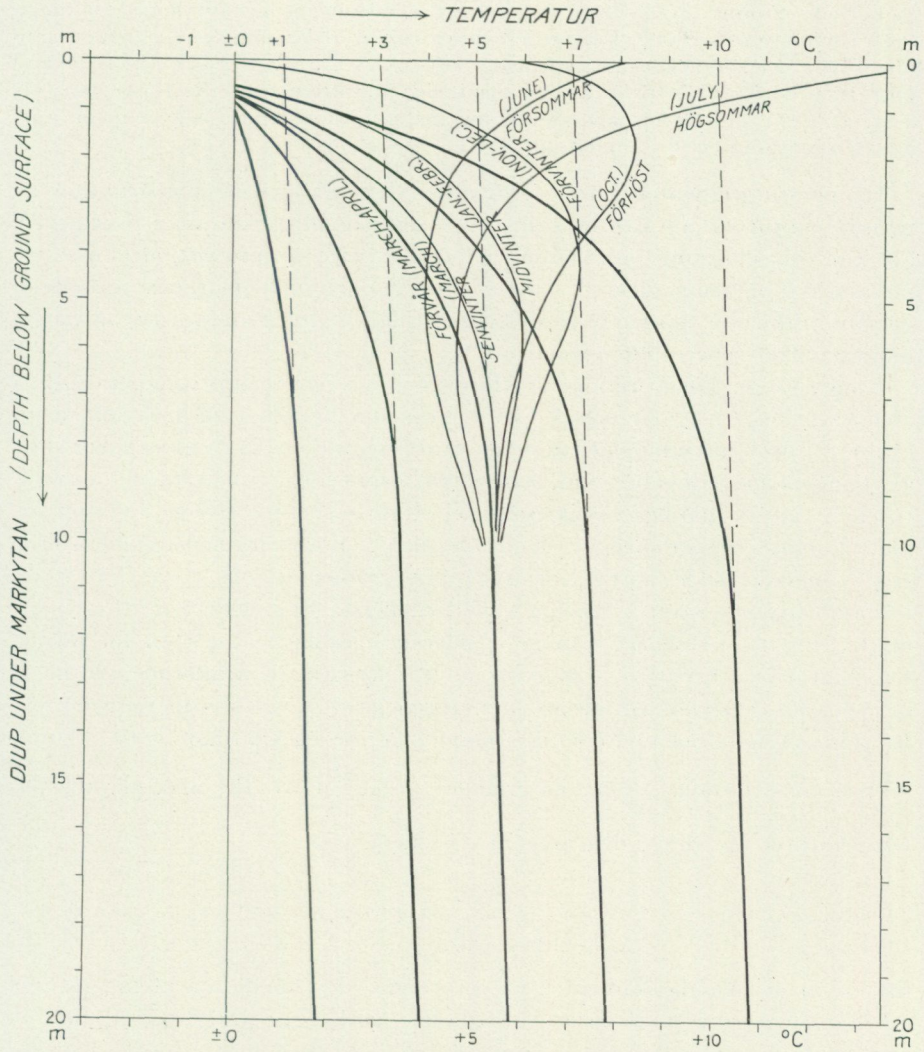


Fig. 86. Schematiska marktemperaturkurvor under antagande av följande olika värden på årsmedeltemperaturen i markytan: + 1, + 3, + 5, + 7 och + 10° C.

De tjocka, heldragna kurvorna ange temperaturkurvan under tiden för tjälens normala avsmältande (förvåren). För markmedeltemperaturen + 5° C äro därjämte kurvorna för andra årstider utritade — finare heldragna linjer; jfr fig. 79.

Obs! De raka avsnittens lutning motsvarar geotermiska måttet.

Schematic curves for ground temperature, presuming the following different values of year mean temperature at ground surface: + 1, + 3, + 5, + 7 and + 10° C.

The thicker, continuous curves show the temperature at the normal time for frost melting (early spring). For the mean ground temperature + 5° C also curves from other seasons are drawn (continuous, thin curves); compare Fig. 79.

The inclination of the straight lines expresses the geotermical gradient.

nivån, mot vilken, som ovan visats, gradienten och därmed avsmältningshastigheten är proportionell. När temperaturen vid utjämningsnivån är mycket låg blir ju kurvans lutning (gradienten) och därmed smältningen mycket ringa. Så är givetvis fallet i Sodankylä. Luftmedeltemperaturen är där mycket låg (någon grad under noll) och snötäcket måttligt (nederbörden avsevärt lägre än i svenska västanbottniska Norrland), varför årsgenomsnittliga marktemperaturen torde hålla sig kring c:a + 1° C. På förhållandevis ringa avstånd norrut mot ishavskusten uppnås ju även gränsen för tundraområdet.

Temperaturgradienten låter sig beräknas genom grafisk konstruktion av temperaturkurvorna. Med mycket ringa approximation kan man räkna med, att kurvornas lutning (gradienten vid) tjälgränsen är proportionell mot utjämningsytans temperatur — alltså proportionell mot markens medeltemperatur, räknad i grader över 0°C, plus tillägget för geotermiska värmeökningen, vilket senare blir ungefär 0.6°C.

I fig. 86 är konstruktionen utförd för markgenomsnittstemperaturerna resp. +1, +3, +5, +7 och +10°C. Även om figuren icke är kvantitativt exakt — dess huvuduppgift är endast att utgöra en kvalitativ illustration av temperaturgradientens vid tjälgränsen beroende av markmedeltemperaturen — äro de möjliga avvikelserna ej stora, och kurvorna ge ett approximativt mått på storleken av denna gradient. För markmedeltemperaturen +3°C (motsvarande norra Norrland) blir gradienten c:a 1°/m, för +5°C (södra Norrland) c:a 1.7°/m, för +7°C (mellersta Sverige) c:a 2.5°C/m. Att märka är, att det senare värdet — eller intervallet 2.1—2.5°/m för medeltemperaturerna 6—7°C — motsvarar de empiriskt konstaterade gradientvärdena för Stockholmstraktens klimatbreddgrad, med dess markmedeltemperatur av sagda belopp. Ur dessa empiriska värden kan man eljest — utan grafisk konstruktion — beräkna gradientvärdet $\frac{dt}{dx} = G$ för olika markmedeltemperaturer (t), enligt den allmänna formeln:

$$\frac{G}{G_a} = \frac{t + 0.6}{t_a + 0.6} \text{ (approx.);}$$

där G_a är den kända gradienten på en ort med den kända marktemperaturen t_a. För Stockholmstrakten kan värdena $t_a = 7 \pm 1$°C och $G_a = 2.5 \pm 1$°C/m användas.

I tabell 27 är den smälta ismängden Q beräknad för ett antal värden på gradient $\left(\frac{dt}{dx}\right)$ och värmeledningskoefficient λ, vilka ungefär innesluta det skandinaviska variationsområdet för sagda koefficienter.

Som av tabellens slutkolumn framgår, kan man alltså räkna med, att, sedan tjällossningen börjat och tjälskorpans temperatur blivit nära nog noll grader (alltså gradienten ovanför undre tjälgränsen i det närmaste är noll och följaktligen praktiskt taget all till tjälgränsen underifrån tillförd värme användes för att smälta tjälens is), den pr dygn underifrån tillförda värmemängden förmår smälta mellan 0.03 och 0.12 gr is/cm², motsvarande ett vatten-

Tabell 27.

$\frac{d\,t}{d\,x}$	λ		$q = \lambda \cdot \frac{d\,t}{d\,x}$	$Q = \lambda \cdot \frac{d\,t}{d\,x} : 80$
a	b	c	d	e
Temperaturgradient $\frac{d\,t}{d\,x}$ ° C/cm	Värmeledningskoefficient		Tillförd värmemängd q	Smält ismängd Q cm H_2O
	cal / cm · grad · *sek.*	cal / cm · grad · *dygn*	cal/dygn · cm^2	(gram H_2O/cm^2) per dygn
0.01	0.002	173	1.73	0.0217
	0.003	259	2.59	0.0324
	0.004	346	3.46	0.0433
0.02	0.002	173	3.46	0.0433
	0.003	259	5.18	0.0648
	0.004	346	6.92	0.0865
0.03	0,002	173	5.19	0.0648
	0.003	259	7.77	0.0972
	0.004	346	10.38	0.130
0.04	0.002	173	6.93	0.0866
	0.003	259	10.36	0.1295
	0.004	346	13.84	0.173

skikt av 0.3—1.2 mm tjocklek. Hur tjockt tjällager detta motsvarar, beror ju på den frusna vattenmängden i ifrågavarande tjäle. Totala vattenhalten i kapillärmättad, tjälande jord före frysningen varierar mellan c:a 15—40 vol.-%; om man undantar moränjordarna ligger värdet mellan 30—40 vol.-%. Härtill adderas så den under tjälskjutningen uppsugna vattenmängden. Denna senare vattenmängd, ingående i isränderna, är den som förblir längst frusen. Om man räknar med att vid den ringa köldgrad som tjälens undre del vid tjällossningen besitter — denna tjäle har ju aldrig varit avkyld mycket under noll! — i genomsnitt mellan $^1/_2$ och $^1/_4$ av den ursprungliga vattenhalten är frusen, får man som undre gränsvärden för ishalten (varvid den uppsugna vattenmängden sättes = noll):

$^1/_4 \cdot 15$ till $^1/_2 \cdot 40 = 3.5 — 10$ vol.-%.

Som gott genomsnittsvärde för minimi-ishalten (för sediment) kan

$^1/_3 \cdot 30 = 10$ vol.-% användas.

Härtill kommer den genom vattenuppsugning tillförda ismängden, vilken kan variera från noll upp till närmare 100 %.

Man finner alltså, att *tjockleken av det tjällager som pr dygn kan smälta underifrån,* för endast obetydligt isanrikad tjäle är c:a $(0.03 \rightarrow 0.1 \rightarrow 0.12) : 0.1 = 0.3 \rightarrow 1 \rightarrow 1.2$ cm pr dygn. För mycket isrik — praktiskt taget av ren is bestående — tjäle är avsmältningshastigheten blott tiondelen så stor. *För mått-*

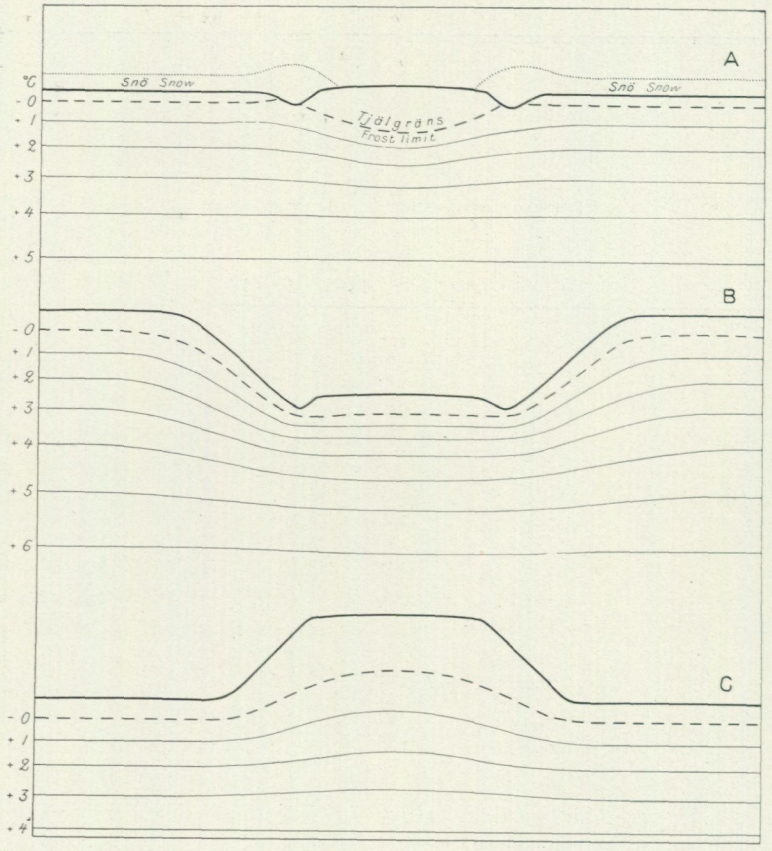


Fig. 87. Schematiska tvärsektioner visande isotermernas och tjälgränsens (streckad linje) förlopp under och intill väg mot vinterns slut under olika betingelser.

A: Inverkan av avsevärt snötäcke på sidan om vägen; tjälgränsen blir under vägen rännformigt nedbuktad, vilket medför en hopträngning av isotermerna, d. v. s. hög temperaturgradient och kraftig tjälavsmältning underifrån. B: inverkan av skärning (isotermerna tätt liggande, d. v. s. hög temperaturgradient och kraftig avsmältning underifrån). C: inverkan av bank (isotermerna glest liggande, d. v. s. låg temperaturgradient och ringa avsmältning underifrån).

Schematic road sections, showing the position of isotherms and frost limit (broken line) below and beside different roads at the end of winter.

A: Influence of a thick, heat-insulating snow cover beside the road, which causes frost limit to become depressed to a furrow, and the isotherms closed together under the road, i. e. a high temperature gradient and rapid melting from below at the end of winter.

B: Influence of road cuts: isotherms also pressed together, i. e. a high temperature gradient and rapid melting from below.

C: Influence of bank. Opposite to B, i. e. isotherms spread, or temperature gradient low, and thus melting from below only slight.

ligt isrik tjäle, ungefär av den beskaffenhet som den brukar ha i till normalt djup tjälad vägkropp i Norrland, på måttligt tjälskjutande mark, kan avsmältningshastigheten underifrån sättas till lägst $^1/_4$*, högst* 1 *cm/dygn.* Vid stort tjäldjup (i synnerhet om detta nåtts genom hastig tjälning under senvintern) kan det högsta värdet, bortåt 1 cm, väntas, emedan då tjälen dels är proportionsvis isfattigare, dels gradienten under tjälgränsen blir något högre. Vid måttligt

tjäldjup, och ingen djupare eftervintertjälning, är avsmältningen ungefär $^1/_2$ cm/dygn, i isrik tjäle ned till $^1/_4$ cm/dygn.

Betonas bör, att samtliga ovanstående beräkningar avse vanlig, någorlunda flack mark. När det gäller vägar kan faktorer tillkomma, vilka i högsta grad förändra gradientens storlek, i ena eller andra riktningen. När det gäller maskinplogad väg över mark med avsevärt snötäcke, blir tjäldjupet under vägen större än eljest och alltså — när det inte är fråga om hög bank — tjälytan under vägen rännformigt fördjupad (fig. 87 A). Härigenom blir, något populärt uttryckt, isotermerna hoppressade, d. v. s. temperaturgradienten högre än under marken i övrigt. Samma effekt får även *skärning* — om skärningen är djup (som ju fallet ofta är just på tjälskottsplatser!) kan denna effekt bli synnerligen stor (fig. 87 B). Den motsatta verkan kommer *bank* att utöva. Är bankhöjden obetydlig kompenseras dess effekt vanligen mångfaldigt av det normala snötäckets, men hög bank orsakar en betydande nedsättning av gradienten (fig. 87 C); liknande är förhållandet om vägen går i eller intill en brant sluttning.

Hur motsvaras nu de beräknade avsmältningsbeloppen av de i naturen direkt iakttagna värdena? Bland det föreliggande materialet av successiva tjäldjupmätningar är det åtskilliga som tillåta relativt exakt konstruktion av såväl övre som undre tjälgränsens förflyttning under tjällossningsperioden. Dessa serier äro grafiskt återgivna i fig. 84 och 85, samt i tabell 28, som sammanfattar de ur kurvorna beräknade värdena för avsmältningshastigheten vid undre tjälgränsen.

Tabell 28.

Seriens benämning	Max. tjälavsmältning underifrån
S. Sunderbyn	1.0 cm/dygn
Sör Tröndelag n:r 1	0.4 »
» » » 2	1.2 »
» » » 3	0.7 »
» » » 4	0.15 »

Som av tabellen synes, sammanfaller dessa empiriskt funna värden fullkomligt med de beräknade. De individuella variationerna skulle säkerligen vid närmare kännedom om förhållandena kunna härledas ur ovan berörda faktorer. I fallet S. Sunderbyn låter sig detta lätt göras: den mycket hastiga tjälningen på senvintern 1926 berodde på töväder med isgatebildning på vägarna, efterföljd av kyla, och berörde *endast* vägarna, ej marken i övrigt, — som de förefintliga temperaturobservationerna från åkermark på samma ort visa. Man erhöll sålunda här en utpräglad rännformig nedbuktning av tjälgränsen, i enlighet med fig. 87 A, samt därjämte rätt ringa isanrikning i tjälen, vilka båda faktorer samverka till att åstadkomma en hastig avsmältning underifrån.

Sammanställning av mekaniska analyser av i detta arbete berörda jordarter. *Mechanical analyses.*

Jordart *Soil number*	Se sid.: *See page(s):*	Viktprocent *Percentage by wheight*									
		>20 mm	20—6 mm	6—2 mm	2—0.6 mm	0.6—0.2 mm	0.2—0.06 mm	0.06—0.02 mm	0.02—0.006 mm	0.006—0.002 mm	< 0.002 mm
Slamningsanalyser enl. Atterberg. *Atterberg sedimentation method.*											
Sediment. *Sediments.*											
1	146	—	0.7	1.2	1.5	2.6	13.0	31.8	27.3	8.5	13.4
5	141	—	0.2	1.4	3.5	20.2	54.3	11.2	3.3	1.0	4.7
7	141 146	—	—	—	—	1.9	15.4	35.1	24.0	10.1	13.5
8	141 146	—	—	—	0.2	15.2	54.2	16.4	6.9	2.3	4.8
10	146	—	—	—	0.5	0.5	4.1	11.4	14.7	21.0	48.0
12	146	—	—	—	0.9	4.0	21.8	52.3	11.9	2.3	6.8
45990 . .	141	—	—	—	0.1	0.2	14.0	19.0	13.4	15.6	37.7
VI: 7 . .	141	—	—	—	0.2	2.3	66.3	18.8	4.3	1.3	7.0
A 84 . .	141 146	—	—	—	0.7	1.0	5.9	38.6	31.1	7.4	15.3
Bw 1 . .	141 146	—	—	—	0.1	0.2	53.9	28.0	8.0	2.4	7.4
Bw 2 . .	141	—	2.3	5.3	10.6	21.1	30.1	16.4	5.0	1.8	7.3
Bw 7 . .	141	1.6	1.0	1.4	4.3	6.5	6.1	11.0	35.6	16.1	16.2
Bw 10 . .	141	—	0.5	10.7	25.0	27.8	13.4	6.2	3.1	1.2	12.1
Bw 13 . .	141	1.1	2.5	5.4	7.4	13.6	27.5	16.9	9.7	4.5	11.2
Bw 14 . .	141	—	—	—	0.3	0.7	6.9	63.0	18.6	3.0	7.5
Bw 19 . .	141	—	—	—	0.5	2.4	14.6	20.7	37.2	15.0	9.6
Bw 21 . .	141	—	—	—	—	0.5	2.2	19.4	54.2	16.4	7.3
Bw 22 . .	141	—	—	—	0.3	0.4	8.4	25.4	40.5	17.1	7.9
Bw 23 . .	141	—	—	—	1.2	13.8	53.2	14.8	9.3	2.9	4.8
Bw 24 . .	141	—	—	—	0.6	0.3	1.4	9.2	34.7	23.0	30.8
Bw 25 . .	141	—	—	—	0.1	0.2	53.8	38.5	3.7	0.8	2.9
Bw 26 . .	141	—	—	—	0.2	0.3	5.0	31.5	32.8	14.0	16.2
GB 2 . .	141	—	—	—	0.3	1.0	6.7	9.4	13.5	29.9	39.2
GB 5 . .	141	—	—	—	2.3	11.9	20.7	19.2	12.4	9.6	23.9
GB 9 . .	141	—	—	—	0.6	5.1	30.7	27.8	16.5	6.5	12.8
GB 15 . .	141	—	—	—	0.2	0.2	6.1	46.8	29.5	5.4	11.8
GB 16 . .	141	—	—	—	0.2	0.4	1.7	16.5	43.3	15.2	22.3
GB 17 . .	141	—	—	—	0.1	0.2	3.0	9.9	18.4	24.2	44.0
GB 18 . .	141	—	—	—	0.7	1.4	5.4	26.8	37.6	11.4	16.7
GB 20 . .	141 146	—	—	—	0.1	2.4	25.9	40.9	16.2	2.7	11.8
GB 21 . .	141	—	—	—	2.9	2.2	2.5	21.4	27.5	13.6	29.9
M 102 . .	141 146	—	—	—	1.6	2.3	8.8	57.9	21.1	2.5	5.8
Moräner. *Moraine soils.*											
2	146	—	8.8	7.7	7.5	13.4	32.6	13.8	6.4	2.4	7.4
V: 2 . . .	142	2.9	9.8	18.4	23.9	18.7	12.1	5.9	3.2	1.0	4.0
V: 4 . . .	142	—	9.3	9.0	18.5	24.1	20.4	9.1	4.3	1.1	4.2
B 9, 640 .	142	9.2	10.7	9.7	19.8	27.0	13.8	5.6	2.01	0.5	1.6
Bw 4 . .	142	6.3	15.6	16.3	13.9	18.2	15.2	7.2	3.2	1.2	2.0

Jordart *Soil number*	Se sid.: *See page:*	Viktprocent *Percentage by wheight*								
		>16 mm	16—8 mm	8—4 mm	4—2 mm	2—1 mm	1—0.5 mm	0.5—0.25 mm	0.25—0.125 mm	< 0.125 mm
Siktanalyser. *Sieve analyses (Tyler sieves).*										
Vägbanor, krossgrus och moräner. *Gravel road pavements, moraine soils etc.*										
102 . . .	121, tab. 9	19.3	11.6	9.2	7.7	7.7	11.1	14.9	7.7	10.8
		—	—	—	—	14.7	21.2	28.6	14.7	20.7
Bl 4 . . .	» »	—	0.5	2.2	25.7	21.0	16.4	14.6	6.9	12.6
		—	—	—	—	29.3	22.8	20.4	9.6	17.6
Sö 4 . . .	» »	0.5	19.9	34.9	11.9	6.4	5.3	5.2	4.3	11.6
		—	—	—	—	19.5	16.2	15.9	13.1	35.3
44	» »	—	7.3	6.0	8.7	17.0	20.7	14.9	8.0	17.4
		—	—	—	—	21.8	26.6	19.1	10.2	22.3
Gä 6 . .	» »	4.1	5.2	5.8	7.0	7.7	9.6	14.9	12.8	32.9
		—	—	—	—	10.0	12.4	19.1	16.4	42.2
209 . . .	» »	38.7	9.8	8.9	8.0	8.3	7.5	6.2	3.2	9.4
		—	—	—	—	24.0	21.7	17.9	9.4	27.1
1934, I: 10	» »	36.1	9.9	7.7	8.3	8.2	7.6	6.5	4.1	11.5
		—	—	—	—	21.6	20.0	17.1	10.8	30.4
29	» »	37.5	12.0	6.9	5.2	5.6	8.0	7.8	4.5	12.4
		—	—	—	—	14.6	20.8	20.3	11.7	32.4
$^4/_{11}$ 33, 8 b	» »	2.1	17.7	18.0	16.3	10.4	8.7	8.8	5.3	12.6
		—	—	—	—	22.7	19.0	19.2	11.6	27.5
Bl 14 . .	» »	—	1.7	7.2	19.6	15.5	14.2	13.9	8.9	19.0
		—	—	—	—	21.7	19.9	19.5	12.4	26.6
$^4/_{11}$ 33, 4 .	» »	3.4	8.1	10.2	13.5	16.0	14.0	11.5	6.6	16.3
		—	—	—	—	24.8	21.7	17.7	10.2	25.3
47	» »	19.1	9.7	8.0	9.1	12.5	14.9	9.5	4.1	13.1
		—	—	—	—	23.1	27.6	17.5	7.6	24.2
1934, II: 1	» »	—	12.0	11.1	18.0	19.4	14.7	9.3	4.3	11.2
		—	—	—	—	33.0	25.0	15.8	7.3	19.0
Bl 5 . . .	» »	6.6	11.2	8.2	8.0	10.3	13.3	14.8	7.6	20.0
		—	—	—	—	15.6	20.2	22.4	11.5	30.3
201 . . .	» »	43.1	11.0	6.5	5.7	6.6	5.9	5.5	3.5	12.2
		—	—	—	—	19.6	17.5	16.3	10.4	36.2

Obs! 2:a raden för varje jordart anger sammansättning av material passerande sikt 2 mm.

Litteraturförteckning. *Bibliography.*

Backofen, K., 1930. Frosthügel und Schlagstellen im Eisenbahnbau. Organ für die Fortschritte des Eisenbahnwesens, 1930, H. 1.

Behr, F. M., 1918. Über geologisch wichtige Frosterscheinungen in gemässigten Klimaten. Internat. Mitteil. für Bodenkunde, Bd VIII, 1918, H. 3/4; S. 50—72.

Beskow, Gunnar, 1928. Snöplogningens betydelse för vägarnas tjälförhållanden. Sv. Vägfören. tidskr. 1928, H. 1.

—, 1929 a. Tjälproblemets grundfrågor. Sv. Väginst. meddel. nr. 13. Sv. Vf. tidskr. 1929, nr. 1.

—, 1929 b. Dräneringens betydelse för vägarnas tjälförhållanden. Sv. Väginst. meddel. nr. 15. Sv. Vf. tidskr. 1929, nr. 3.

—, 1930 a. De geologiska faktorernas betydelse för vägarnas tjälförhållanden. Sv. Väginst. meddel. nr. 24. Sv. Vf. tidskr. 1930, nr. 1.

— ,1930 b. Om vägarnas bärighet vid vattenövermättning. Sv. Väginst. meddel. nr. 24. Sv. Vf. tidskr. 1930, nr. 2.

—, 1930 c. Om jordarternas kapillaritet. En ny metod för bestämning av kapillärkraften. (With an English Summary: On the Capillary of Soils. A new Method for Determining the Capillary Pressure. S. G. U., Årsbok 23 (1929), nr. 1. (Ser. C, nr. 356.) Sv. Väginst. meddel. nr. 25.

—, 1930 d. Om isoleringsåtgärder mot tjälskott och tjälskjutning. Sv. Väginst. meddel. nr. 26. Sv. Vf. tidskr. 1930, nr. 3.

—, 1930 e. Om tjälproblemet vid vägar och järnvägar. Nordisk Järnbanetidskrift 1930.

—, 1930 f. Erdfliessen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. Geolog. Fören. Förh., Bd 52 (1930), H. 4 (sid. 622—638).

—, 1930 g. Inverkan av klorkalcium och sulfitlut på vägarnas bärighetsförhållanden. Sv. Väginst. meddel. nr. 27.

—, 1931 a. Om vägarnas allmänna ytuppmjukning i tjällossningen. Sv. Väginst. meddel. nr. 30. Sv. Vf. tidskr. 1931, nr. 1.

—, 1931 b. Om korrugeringen och dess motarbetande. (With an English Summary: On Corrugation on Roads and its Counteraction.) Sv. Väginst. meddel. nr. 37. Sv. Vf. tidskr. 1931, nr. 6.

— 1932 a. Nyare undersökningar över grusvägbanornas kornstorlekssammansättning. Sv. Vf. tidskr. 1932, nr. 3 (s. 192—207).

—, 1932 b. Några faktorer som inverka på effektiviteten av ytbindning med hygroskopiskt salt. Sv. Vf. tidskr. 1932, nr. 4 (s. 295—306).

—, 1933 a. Praktiska metoder att bedöma markens tjälfarlighetsgrad. Vägmästaren 1933, nr. 2.

—, 1933 b. Markundersökningar för vägändamål i U. S. A. Sv. Vf. tidskr. 1933, nr. 3 (s. 198—206).

—, 1933 c. Svenska jordartsundersökningar för vägändamål. Sv. Vf. tidskr. 1933, nr. 5 (s. 351—364).

—, 1933 d. Tjälens betydelse för vägbeläggningar. Sv. Väginst. meddel. nr 41.

—, 1934 a. Uppfrysning och frostbränna. Deras beroende av jordgrund, vattenförhållanden och snötäcke. Svenskt land 1934, nr. 2, s. 32—34.

Beskow, Gunnar, 1934 b. Tjälbildningen i vägarna och åtgärder mot dess skadegörelse. Teknisk-ekonomiska utredningar rörande vägväsendet. Del I: Vägar. Statens off. utredningar 1934: 27, samt Sv. Väginst. meddelande 44, s. 292—346.

—, 1934 c. Grusvägbanors sammansättning. Ibidem s. 365—388.

Bouyoucos, G. J., 1916. Further Studies on the Freezing Point Lowering of Soils. Mich. Agricult. Coll. Exp. Stat. Techn. Bull. No. 31, Nov. 1916.

— ,1917. Classification and Measurement of the Different Forms of Water in the Soil by Means of the Dilatometer Method. Ibidem No. 36, Sept. 1917.

—, 1921. A New Classification of the Soil Moisture. Soil Science, Vol. XI, Jan.-June 1921, p. 31—47.

Brenner, Thord, 1931. Mineraljordarnas fysikaliska egenskaper. Bull. Comm. geol. Finl. No. 94.

Briandt, M., 1931. Tjälskjutningens orsaker och förebyggande. Nordisk Järnbanetidskrift 1931, H. 4—5, S. 111—122.

Brudal, H., 1935. Undersökelse og stabilisering av jord såvel for planering som for veidekke. Meddel. fra Veidirektören 1935, no. 5. S. 69—88.

Casagrande, Arthur, 1932. Research on the Atterberg Limits of Soils. Public Roads oct. 1932. (S. 121—130; 136.) Med litteraturförteckning över isynnerhet nyare amerikansk litteratur beträffande jord- och markprovning.

—, 1934. Bodenuntersuchungen im Dienste des neuzeitlichen Strassenbaues. Der Strassenbau 1934, Heft 3.

Dahlberg, Gustaf, 1924 a. Se Hörnell, P. G., 1924.

—, 1924 b. Diskussionsinlägg (om dränering). Sv. Vägföreningens Handl. 1924, s. 253—255; 269—270.

Dahle, A., 1930 a. Telespörsmålet — telefri linje. Meddel. fra Norges Statsbaner nr 3.

—, 1930 b, och Riise, T. B. Undersökelse av telesår på veien Skien-Ullefors våren 1930. Meddel. fra Veidirektören, Oslo, 1930 nr. 10.

Densch, A., 1930. Die mechanische Aufbau des Bodens. I: Blanck, Handb. d. Bodenlehre, VI. Jul. Springer, Berl. 1930.

Dürcher, A., 1933. Frostschub und Frosthebung. Centralblatt f. Mineralogie etc. 1933, Abt. B, No. 8, S. 441—445.

Ekström, G., och Flodquist, H., 1926. Hydrologiska undersökningar av åkerjord inom Örebro län. S. G. U., Ser. C, nr 334. Årsbok 19 (1925).

—, 1927. Klassifikation av svenska åkerjordar. S. G. U., Ser. C, nr. 345. Årsbok 20 (1926).

—, 1931. Höstsädens uppfrysning. Svenskt land 1931, nr 26. S. 618—620.

Fleischer, Hermann, 1934. Teleundersøkelser ved Kongsvingerbanen. Nordisk Järnbanetidskrift nr. 10 1934, sid. 301—306.

Funder, J., 1930. Nogen betraktninger om telelösningen i vår. Meddel. fra Veidir., Oslo 1930, nr. 6.

Glaerum, O., 1920. Statens forsøksgaard paa Vold. Beretninger fra Statens Försöksstasjoner i plantekultur for 1919. Se särsk. s. 137—138.

Green, Heber, 1931. Studies in soil capillarity. Supplements to the Proceedings of the International Society of Soil Science: Soil Research vol. II, no. 4, 1931, p. 233—263.

Halden, Bertil, 1926. Studier över skogsbeståndens inverkan på markfuktighetens fördelning hos skilda jordarter. Skogsvårdsfören. tidskr. 24 (1926), s. 125—243.

Hamberg, A., 1915. Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen, sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises im Wasser. G. F. F., Bd 37, H. 5, s. 583—619.

Heje, Kolbjörn, 1932. Telehivning, dens grunnårsaker og botemidler. Meddel. fra Veidirektören 1932, s. 85—92; 104—112.

Hesselman, H., 1907. Studier över skogsväxt å mossar. Skogsvårdsfören. tidskr., 1907.

Hiärne, Urban, 1644. Een Kort Anledning till Åtskillige ..... Tings efterspöriande och angivande.

Hogentogler, C. A., Wintermyer, A. M., och Willis, E. A., 1931. Subgrade Soil Constants, their Significance, and their Application in Practice. Public Roads Vol. 12, No. 4 (june 1931), s. 89—108.

Holmquist, P. J., 1897. Über mechanische Störungen und chemische Umsetzungen in dem Bänderthon Schwedens. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. III, nr. 12.

Högbom, Bertil, 1914. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. XII, 1913—14.

Hörnell, P. G., och Dahlberg, G., 1924. Om fuktighetshalten i vägar under tjällossningen. Sv. Vf. Handl. 1924, s. 362—66.

Jansson, Martin, 1901. Über die Wärmeleitfähigkeit des Schnees. Öfvers. K. Vet.-Akad. Förhandl. 1901, no 3, s. 207—222.

Johansson, Simon, 1914. Die Festigkeit der Bodenarten bei verschiedenem Wassergehalt. S. G. U., Ser. C, nr. 256 (Årsbok 7, 1913).

—, 1916. Agrogeologisk undersökning av Ultuna egendom. S. G. U., Ser. C, nr. 271 (Årsbok 9, 1915); särsk. sid. 73—74.

—, 1926. Diskussionsinlägg i »Protokoll från det av Svenska Väginstitutet ordnade diskussionsmötet i tjälfrågan i Luleå den 5 och 6 oktober 1925». Sv. Vf. tidskr. 1926, nr. 1, s. 68—71, 74, 75—76, 77, 80.

Jung, Erhard, 1932. Weitere Beitrag zur aggregierenden Einwirkung des Frostes auf den Erdboden. Zeitschr. f. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde, A, Bd 24, S. 1 (1932).

Keränen, J., 1929. Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. Einführung in die Geophysik II, S. 169—290 (Jul. Springer, Berlin 1929).

Kokkonen, P., 1926. Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrostes. Acta Forestalia Fennica nr. 30, 1926, Helsingfors.

—, 1927. Über das Verhältnis der Winterfestigkeit des Roggens zur Dehnbarkeit und Dehnungsfestigkeit seiner Wurzeln. (Summary in English.) Acta Forest. Fenn. nr. 33, 1927.

—, 1930. Beobachtungen über die durch den Bodenfrost verursachte Hebung der Erdoberfläche und in der Frostschicht befindlicher Gegenstände.

—, 1931. Untersuchungen über die Wurzeln der Getreidepflanzen. Acta Forest. Fenn. nr. 37, 1931.

Lenander, A., 1924. Diskussionsinlägg. Sv. Vf. Handl. 1924, s. 271.

Loos, W., 1934. Die Baugrundforschung im Dienste neuer Strassenbauten. Der Strassenbau 1934, Heft. 4 und 5.

Mattson, Sante, 1932. The Laws of Soil Colloidal Behavior: VIII. Forms and Functions of Water. Soil Science Vol. XXXIII, No. 4, 1932, s. 301—322.

—, 1933, och Falconer, J. G., The Laws of Soil Colloidal Behavior: XIII. Osmotic Imbibition. Soil Science Vol. XXXVI, No. 4, 1933, s. 317—327.

Pallin, H. N., 1928. Om tjälfenomenen i naturen och deras lärdomar för tekniken. Sv. Vf. tidskr. 1928.

Pöpke, Harald, 1926. Tjälproblemet. Dansk Veitidskrift nr. 4, 1926.

—, 1927. Tjälbildningar och tjälskjutningar. Tekn. Tidskrift 1927, H. 8 (Väg- och vattenbyggn. 2).

—, 1928. Om vägtjälproblemet. Tekn. Tidskrift 1928, H. 17 (Väg- och vattenbyggn. 4).

Riise, T. B., 1930 a. Teleproblemet. Meddel. fra Veidir. Oslo 1930, nr. 1.

Riise, 1930 b. Se Dahle, A., 1930 b.
—, 1931. Teleproblemet. Meddel. fra Veidir. Oslo 1931, nr. 5.
Runeberg, E. O., 1765. Anmärkningar om några förändringar på jord-ytan i allmänhet, och under de kalla Climat i synnerhet. Kungl. Vetensk. Akad. Handl. 1765, s. 81—115; se särskilt s. 92—96.
Schubert, J., 1930. Das Verhalten des Bodens gegen Wärme. I: Blanck, Handbuch der Bodenlehre, Bd VI, s. 342—375.
Schönleben, E., 1930—31. Frostbeulen, Frostblähungen und Auffaltungen in der Strassendecke. Jahrbuch für Strassenbau 1930/31 (München).
—, 1931. Frostschäden und ihre Verhütung. Der Strassenbau 1931, H. 17.
Sjögren, Hjalmar, 1903 a. Om ett »jordkast» vid Glumstorp i Värmland och om dylika företeelser beskrivna av Urban Hiärne.
b. Om ännu ett jordkast i Värmland, februari 1903.
Arkiv för Matematik, astronomi och fysik, Bd I, 1903—04. a = s. 75—99, b = s. 251—260.
Taber, Stephen M., 1929. Frost Heaving. The Journal of Geology Vol. XXXVII. nr. 5 (July—August). S. 428—461.
—, 1930 a. The Mechanics of Frost Heaving. Samma tidskrift, Vol. XXXVIII, nr. 4 (May—June). S. 303—317.
—, 1930 b. Freezing and Thawing of Soils as a Factor in the Destruction of Road Pavements. Public Roads, Vol. 11, nr. 6 (August). S. 113—132.
Watkins, W. I., och Aarson, H., 1931. The Soil Profile and the Subgrade Survey. Public Roads Vol. 12, No. 7 (sept. 1931), s. 181—194.
Zunker, F., 1928. Über das Schwinden und Quellen der Böden und ein neues Bodenuntersuchungsverfahren. Der Kulturtechniker 1928, S. 527—554.
—, 1930. Das Verhalten des Bodens zum Wasser. I: Blanck, Handbuch der Bodenlehre, Bd VI, s. 66—220.

Tillägg efter ombrytning:

Fleischer, H., och Eriksen, A., 1935. Drenering som botemiddel mot telehivning? Meddelelser fra Norges Statsbaner, nr 3, juni 1935, s. 51—53.
Riise, T. B., 1935. Rapport til den Tekniske Höiskoles Fond for anvendelse av to stipendier . , . . til undersökelser vedkommende jordens frysning og optining. I duplicerat manuskript, daterat Skien den 23 mai 1935.

Summary.

Title: Soil Freezing and Frost Heaving.

I. Introduction and History.

At first is given a short review of earlier works on soil freezing and frost-heaving, and of the circumstances leading up to these questions' becoming the subjects of systematic research. In Sweden this started in the years 1925—27, when the former »Svenska Väginstitutet», now »Statens Väginstitut» (The Swedish State Road Institute) and Sveriges geologiska undersökning (Geological surwey of Sweden) in co-operation included these questions in their program of work. The said research still continues as successive new specific problems arise.

The results are published in a series of papers (Beskow 1928, 1929 a, b, 1930 a, b, c, d, e, f, g, 1931 a, 1932 a, 1933 a, d, 1934 a, b, (see bibliography), in which the theoretical statements and practical conclusions are treated.

This paper will deal with the core of the problems, i. e. the »*soil freezing*» process, or the process of water freezing in soils, and the processes of expansion that will often accompany such freezing resulting in a lifting up of the ground, or the phenomenon called *frost-heaving*. The hydrodynamic laws essential for the frost-heaving process (the laws of capillary suction), as well as the thermodynamic principles are also specially dealt with.

None of the phenomena associated with the *melting process* are dealt with in this paper; neither the soil flowage phenomena, called *frost boil* when appearing in highways nor the arctic-alpine solifluctions and formation of different features in structure. (For these phenomena see Beskow 1930 f.) *Frost boil*, being the main damage to the highways among the processes of soil freezing and thawing, is dealt with in many of the papers cited above. Although of incomparable importance, this phenomenon is only a secondary stage in a process of evolution, a consequence, as it is, of the increase of water in soils during the freezing process, at first visible as frost-heaving.

Nothing but an indication of the conclusions of practical importance to highway and railway engineering is given in this paper. For detailes of the measures to be taken against damage or destruction by soil freezing and melting — frost-heaving and frost boil — see Beskow 1933 d and 1934 b.

II. Mechanics of Soil Freezing.

A. Structures of Frozen Soil[1].

Frozen soil usually shows a peculiar structure with layers or lenses of pure ice within the soil marsh, a phenomenon described first, as far as is known, in the year 1765 (by E. O. Runeberg), and later on mentioned by many different observers.

A more systematic investigation of these structures was presented by P. Kokkonen in a detailed monograph (1926). Kokkonen classifies the structures in three main groups: massive, porous, and ice-stratified »tjäle[1]». The present author finds, however, that porosity in frozen soil is a feature of minor importance, the main groups being massive or homogeneous, and ice-stratified or heterogeneous, »tjäle». (The most important difference of opinion, however, lies in Kokkonen's theory that the condition for a freezing soil's becoming or not becoming ice-stratified is its

[1] Frozen soil (or ground frost) is in Swedish called "tjäle".

water content; an opinion to which the present author cannot subscribe, as seen from below.)

The conditions giving rise to the said different structures are found to be the following: When the original water content is below (or at least not exceeding) capillary saturation and no water suction can take place, every soil will freeze massive (or porous, if porous before freezing). When the freezing soil is originally capillarily saturated and a capillary water supply may take place; or if its water content exceeds capillary saturation, as in plastic clays and loams; then the type of structure will mainly be determined by the mechanical composition of the soil i. e. its *grain size:* homogeneous in coarse and heterogeneous in fine soils.

Under natural conditions, therefore, *coarse soils* — gravel and coarse sand — will always remain massive when frozen and never become ice-stratified (excepting for the formation of ice crystals in pre-existing voids), whereas *fine soils*, such as clays, loams, and most silts, almost without exception will form an ice-stratified »tjäle». However, there are also other factors which can influence the type of structure, as the formation and growth of ice strata will be counteracted by pressure (first shown by Taber) and rapid freezing (first shown by Jung). *Intermediary soils*, fine sand, or coarse silt, therefore may or may not become ice-stratified when frozen, depending upon the particular conditions.

In ice-stratified »tjäle» the ice layers show a marked tendency to crystallize in pre-existing discontinuities, such as fissures, voids, surrounding stones etc., in the limit surfaces between the different layers of soil. As an important specific form may be considered the ice layers formed on the surface of the ground, i. e. the limit surface between soil and free atmosphere. The types and conditions of these ice layers, in Sweden called »pipkrake», are discussed. Some examples are shown in Figs. 1—5, pp. 14—19.

The ice layers in the soils may show very different structural pictures, depending on the type of soil. In general the ice layers are parallell to the ground surface, that is, mostly horizontal. They may be formed like isolated, small, thin lenses, as in most silts, or as very extensive plane strata, as in laminated loams. They may even form a flat net work as is common in homogeneous loams or clays. Generally speaking, the finer the soil, the coarser the structural elements. In silts the ice layers are very small and thin (some tenths of a mm) and lie at intervals of a few mm; in clays, on the other hand, the ice layers are several mms, or even a cm thick, the intervals having a magnitude of several cms. But even in comparatively coarse soils occasional thick and extensive ice strata may appear, formed on pre-existing structure surfaces in the soil. Sometimes these also may be formed at levels at which the frost limit has been almost stationary for a considerable time.

For some examples of ice-stratified »tjäle», see Figs. 6—18, pp. 20—32.

B. The Process of Soil Freezing.

1. *Depression of Freezing Temperature in Soil.*

Another feature to be described is when, especially in »frozen clay», the soil between the ice layers seems plastic and quite unfrozen. The same may be the case also with coarser, ice-stratified soils (even though for example, in a frozen silt the soil mass may appear especially in cold weather to be semi-frozen at some height above the frost limit). The reason for this is the depression of the water freezing temperature in soils, which has been frequently mentioned.

This depression was investigated specially by G. J. Bouyoucos and E. Jung; some of their results are graphically shown in Figs. 19 and 20, pp. 33—34. The Author's results are made with the apparatus shown in Fig. 21, p. 36, the subsequent figures 22 and 23 showing some of the results.

It should be emphasized in the first place that the said depression is stable and quite different from the unstable under-cooling. Secondly, its fundamental cause is not the percentage of salts etc. dissolved in the soil water (Boujoucos' opinion), but the effect of the forces of adsorption from the particles of soil, as stated by Jung and the present author.

The freezing curves of capillary water-filled soils, as shown in Fig. 23, p. 38, may be explained in the following way: At first »the freest water», i. e. the water in the centre of the largest pores, freezes. This water is farthest away from the particles and therefore least influenced by their »adsorption force». It has therefore the highest freezing point, i. e. shows the smallest freezing point depression. Successively more and more intensely adsorbed water freezes, the freezing point gradually sinking. The molecules of water nearest to the particle surfaces are very intensely adsorbed and thus have a very low freezing point.

At first the drop in temperature is very slight, because the percentage of water in the centre of the pores, having almost the same freezing temperature, is high. The temperature at the beginning of the freezing, therefore, can be very exactly determined. Fig. 24, p. 40, shows this temperature as a function of the particle size, determined on Atterberg's pure fractions (table 2). For this function the following formula is stated:

$$t = c\sqrt{\frac{1}{d}},$$

where t is the depression of the freezing temperature, and d the particle diameter. For t in °C and d in mm the constant $c = 0.0056$, in the case of pure fractions.

Here the effect of the adsorptive forces from the particles is measured at a much greater distance from the particle surface than before. The greatest thickness of adsorption water films, determined from their mechanical effect (swelling), is about 3—4μ (1μ = 0.001 mm). In the fraction 0,5—0.2 mm, where the freezing temperature is — 0.009° C, the shortest mean distance from particle surface to pore centre is about 40 μ; that is, the adsorption force has still at a distance of 0.04 mm a measurable strength.

The extension of the fields of adsorption is of course only a matter of sensitiveness in the methods of investigation. Theoretically the extension is unlimited, as shown by Fig. 24 and the formula given above.

2. *Mechanics of Ice Crystallization in Soils.*

The different types of structure of frozen soil are explained mainly by the difference in freezing temperatures.

In a fine water-saturated soil the freezing temperature in the normal pores is considerably depressed, but in larger voids or fissures the depression is low or absent altogether. When such a soil is cooled to a temperature a little below zero, the water may begin to crystallize in the fissures or bigger voids because of their higher freezing temperature. The expansion of the growing ice crystals may force a widening and extension of the pre-existing voids or fissures, and in these new openings the ice may continue to grow. In clays or loams, the consistence of which is favourable to fissures, a continuous system of ice-filled fissures may thus be formed, moving downwards, with an undermost zone of air-filled fissures in which crystallization continues successively. See Fig. 18, p. 32.

In coarser soils, such as silts, the fissures around the crystallization centres are never large. The coarser the soil, the smaller the differences in freezing temperatures of normal pores and larger voids, and the lesser the extent to which the crystallization is limited to the fissures, i. e. the more easily may new centres of crystallization

be formed in the soil. Thus the coarser the silt the smaller the ice strata, until as in sand soils, they wholly disappear, or the sizes of the ice lenses and the normal pores become equal.

3. *Main Factors Determining the Frost Structure (Ice-stratified or Massive »Tjäle»).*

Size of Particle.

The effect of the size of the particles has already been discussed in this work. It may be added that the mechanical effect of the relative thickness of the shales of adsorptive water around the particles of soil also has an influence similar to the one mentioned above. The coarser the soil, the smaller the relative thickness of adsorption water shales (see Fig. 25, p. 44), and the slower the supply of water molecules to the points of contact between the particles and the growing ice crystals. (See Fig. 35, p. 72.) For it is only this water supply that permits the growing of ice in separate layers; otherwise, the ice would only grow downwards into the pore system around the particles.

Rate of Freezing.

This influence is most clearly illuminated by Jung (1932). In a series of micro-freezing tests he shows the effect of a rate of freezing (cooling) successively increased, the ice segregations becoming smaller and diffuser until they wholly disappear, and the soil freezing homogeneously. Even a heavy clay was brought to freeze homogeneously at an exceedingly rapid rate of freezing.

The Author's freezing experiments have shown the same effect, though limited to rates of freezing corresponding to natural conditions.

Pressure.

The effect of increased pressure is to counteract the formation of separate ice strata, as this pressure »squeezes» the adsorption shales and will thus diminish the supply of water to freezing surfaces. See also below.

Water Conditions.

This factor is very variable and important. As already shown, the formation of ice segregations requires a conveyance of water to the centres of crystallization. This process requires the existence either of an excess of mobile water in the soil itself, or else a capillary connection with a free ground water supply.

Presuming natural conditions in our climate region, all frost-heaving soils at the beginning of winter will have water contents not below capillary saturation. Moreover, *clays* (*and loams*) have a considerable excess of water, at freezing streaming to the growing ice crystals from the soil regions beneath. Thus even without any possibility of a suction of water from a ground water supply, these soils may always freeze ice-stratified.

In *silts* the corresponding excess of water is very small. As the permeability is extremely great, this slight excess will soon be consumed by the formation of ice layers in the uppermost levels of the soil; the remaining part of the soil thus freezing homogeneous, presuming no upward suction can take place from a ground water supply. This is, however, by far the most usual under natural conditions.

The cases here mentioned are illustrated in Fig. 27, p. 51.

4. *Particle Size Limit between Heterogeneous and Homogeneous »Tjäle» under Natural Conditions.*

It may be seen from the preceding sections that the above limit is not definite but variable, thus forming a zone of limitation. This zone is nevertheless rather narrow, at least if the rarest extremes of »natural conditions» are excluded. On the strength of a great number of field observations, it was stated that the limit for well sorted sediments is a mean particle size of about 0.06 mm (Beskow 1929 a), while with very good water supply it is about 0.1 mm (Beskow 1930 e).

Under natural conditions this limit almost coincides with the limit between frost-heaving and non-frost-heaving soils, from which it seemed to be evident that the formation of separate ice layers (ice-segregated »tjäle») was a necessary condition for frost-heaving. Subsequent laboratory freezing tests have shown, however, that this is *not* the case. Comprehensive coarse frost-heaving soils (silts) may show considerable frost-heaving without the slightest trace of separate ice layers being visible in the frozen soil. When the rate of freezing is about ten times the mean rate under natural conditions, even intermediary or fine silts may expand greatly by freezing, without showing any traces of ice layers, or with only very slight ones.

The formation of separate ice layers (ice-stratified »tjäle») is therefore not a necessary condition for frost-heaving, It should be emphasized that in any case under natural conditions the two phenomena almost always coincide.

5. *Stereometric Structure Features of Stratified »Tjäle».*

The main factors influencing the arrangement of ice layers are the following:

1. Pressure, especially force and direction of stress.
2. Conditions of temperature, especially direction of isoterms, but also temperature gradient and cooling rate.
3. Pre-existing soil structures: stratification and fissures.

The most important is the directed pressure (stress), not only that which exists in the ground before freezing, but the total stress developed in the freezing and expanding soil. Considerable sideways expansion may be impossible under natural conditions as tendencies in this direction at once give rise to high pressure which prevents the growing of ice crystals. The direction of the minimal stress during expansion may be upwards or perpendicular to the ground surface. For reasons that are mechanically obvious and common to all kinds of fibrous fissure minerals (as the ice layers in soils may be defined) the ice strata may tend to develop almost perpendicularly to the direction of expansion, i. e. parallel to ground surface. This parallelism may be the more decided, the more limited the sideways expansion and the greater the rate of expansion, as, for example, with silt columns packed and frozen in glass tubes in contact with water. A clay, on the contrary, may not form very parallel ice layers, owing to its capacity for shrinking and its slight expansion on freezing.

The influence of the direction of the isoterms is also evident; especially in the case of a steep temperature gradient, where the freezing is only within a narrow zone, on one level, and the ice layers, therefore, tending to grow in this direction. The smaller the temperature gradient, the slighter this effect.

The influence of stratification is based on the fact that the limit surfaces are usually excellent surfaces for directing ice crystallization. In laminated clays and loams (»sandwich loams»), therefore, ice stratification is usually plane and extremely distinct. (See Fig. 15, p. 29.)

Under natural conditions the above three main factors usually cooperate, causing the ice stratification to develop parallel to the ground surface. When this is not the case, the structure becomes a »compromise» between the directive factors. (Fig. 16, p. 30.)

III. The Frost-heaving Process.

A. To what Extent may Heaving be Caused by Expansion through Freezing of the Water originally in the Soil?

It is usually accepted as an axiom that a freezing soil will expand to an extent at least equal to the increase in volume through freezing of the water originally contained therein. Taber (1930) has pointed out that this presupposes a *closed* system; whereas soils under natural conditions are mostly *open* systems in which it is possible for the water to recede downwards.

1. *By the Freezing of Water-saturated Soils.*

In non-frost-heaving *coarse soils*, such as sand, the expansion of pore water on freezing therefore causes no heaving, but a »squeezing out» or forcing down of a corresponding quantity of water through the open pore system. Only if the system is *closed* will heaving set in. The results of some freezing experiments bearing out these facts are summed up in table 4, p. 62.

Fine soils which, with a supply of water, are frost-heaving in open systems, even in case of no water supply will show an expansion equal to the increasing volume of the percentage of original water freezing. In any case, this expansion is generally very slight, owing to the proportion of water which freezes in the soil at some °C below zero being only a part of the total water contents. An experimental case is shown in Fig. 30, p. 64.

In case water suction is impossible — i. e. when there is no capillary communication with a moveable water supply (which would mostly be »ground water», but also a capillary water excess in the soil) — no frost-heaving of any significance to highway or railway engineering can occur.

2. *By Freezing of Non-Water-saturated Soils.*

The case of a freezing soil with pores only partly waterfilled (funicular water, »Porenwinkelwasser») is of some theoretical interest. *A priori* it would by no means appear certain that the water on freezing will use the possibility of expanding in the air-filled pores (= *c* in Fig. 31, p. 66). It may perhaps form columns between the particles of soil, as indicated by *b* in Fig. 31, causing an expansion of the whole system, possibly greatly exceeding a tenth of the water volume.

Experiments really show that both these eventualities can be realized, depending upon the conditions (table 4 b, p. 67). By freezing fine sand with an original water content of about ten per cent, considerable frost-heaving occurred, provided the pressure was moderate. In one case this frost-heaving was no less than 2.5 times the expansion of the frozen water. By increasing the pressure this heaving rapidly diminished to a very small fraction of the above degree. — For the distribution of water after freezing, see Fig. 32, p. 68.

A fine silt, frozen under corresponding conditions, showed no heaving at all. (See Fig. 33, p. 69.)

3. *Summary.*

It is therefore obvious that under natural conditions the heaving of the ground surface caused solely by the crystallisation of the original water contents in the freezing soil, independent of any water supply, is always very slight and usually of no practical importance. It practically never exceeds two per cent of the depth of frost, and is, as a rule, not one or only some tenths of one per cent.

All frost-heaving of any practical significance depends upon the water suction to the freezing layers, mainly from a ground water supply. This water suction is of a capillary nature; for its importance, see also Fig. 34, p. 71.

B. Frost-heaving Caused by Water Suction towards the Freezing Zone.

1. *Theoretical foundaments.*

The mechanics of frost-heaving rest in detail on the process by which the water molecules enter the surface of contact between the growing ice crystal and adjacent surfaces of the soil particle, where they are added to the ice crystal. This process implies the existence of a layer of water between the ice crystal and the particle of soil, in which layer a movement of water molecules from all pores takes place as shown in Fig. 35, p. 72. This was first pointed out by Taber (1929, 1930), who also mentions the importance of the pressure and the size of the particles to the speed of this process. In the case of large particles of soil, as in a coarse soil, the adsorption layers between the particles and the ice may be comparatively thin and extensive (Fig. 35, p. 72, lower part), the water molecules having a long way to move. The concentration of pressure on only a few areas of contact also causes a much greater pressure effect on the water films, which become more thinned out the coarser the soil. Taber showed the effect of pressure on frost-heaving rapidity: by increase of pressure the rate of frost heaving decreased owing to the water films becoming thinner.

In order to determine the quantitative effect of particle size and pressure on the rate of frost-heaving, the following method was elaborated.

2. *Laboratory Frost-heaving Tests.*

The main difficulty about laboratory freezing tests with soil columns enclosed in tubes — as performed by Taber (1929) and the author (Beskow 1929 a) — lies in the effect of friction between soil column and tube. This very fluctuating, and usually high, pressure has a considerable influence on the rate of frost-heaving, especially with the coarser frost-heaving soils, such as silts, which are highly sensible to pressure. This has caused many such laboratory freezing tests to show anomaleous results, quite unlike the results seen in nature.

In order to eliminate these difficulties the arrangements shown and described in Figs. 36 and 37, pp. 74 and 75, have been used, with the soil column packed in a segmented tube built up of glass rings only one cm high. The effect of this is to reduce the gliding surface, where the friction sets in, to a minimum (a cylindrical surface between nought and one cm high, immediately below the freezing limit). Thus the friction is also reduced to a corresponding extent, and after lubricating the inside surface of the glass tube segments with grease, the friction pressure can be reduced to practically nothing. The arrangement acts in this way: the topmost glass ring is lifted with the already frozen part, an increasing gap being formed between this ring and the next one, until the freezing level reaches the second ring, which is then also lifted, the gap increasing between the second and third ring, and so on.

The only pressures acting in the freezing zone are therefore the load pressure and the capillary pressure. Both are regulated by means of the arrangements shown in Figs. 36 and 37. Thus the rate of frost-heaving can be determined for each pressure, it being possible to determine the exact effect of the pressure.

The frost-heaving observations are plotted in time heaving diagrams, as shown in Figs. 39, 40 and 41, pp. 78—81. The following main results can be mentioned.

3. *Rate of Frost-heaving is Indenpendent of Freezing (Cooling) Rate.*

Previous observations in nature as well as in artificial freezing tests indicated at an early stage of the investigations the law expressed in the above heading, which

was assumed as being at least approximately correct in Beskow 1928 and 1929 a. Its exact validity is established by freezing tests, some of which are shown in Figs. 39 and 40 (pp. 78—79). It may be pointed out that this necessarily implies the cooling rate having at least to balance the freezing heat of the water supply at normal (maximum) rate of frost-heaving. In other cases the frost surface does not move downwards, but rests on one level. There a perpetually growing ice layer will be formed.

The independence of the rate of frost-heaving relative to the freezing rate is of great practical import. As the water supply to the freezing level is nearly proportional to the frost-heaving rate, the effect is that a slow rate of freezing — i. e. the frost limit moving downwards slowly — causes a great excess of water (visible as a high percentage of free ice in the frozen soil) in the corresponding level. A rapid downward movement of the frost level, on the other hand, will give a small excess of water shown in the form of thin ice layers a great distance apart.

In order to avoid frost boil, therefore, a rapid freezing of particularly the uppermost layers of the road subsoil is desirable, e. g. an effective means of snow clearance having an advantageous effect (Beskow 1928).

4. *Frost-heaving Rate as a Function of the Particle Size and Pressure.*

Frost-heaving's independence of the rate of freezing, also simplifies the determination of the frost-heaving rate as a function of other factors, on account of the cooling rate being allowed to vary.

The main factors on which the rate of frost-heaving depends are found to be: particle size or mechanical composition; ion saturation or chemical status of the soil fluid; and pressure. The first two factors may be united as the composition of the soil fluid system.

The rate of frost-heaving has been determined for a great number of soils, in series in which each factor is varied, while the others are held constant. The results are partly summarized in Figs. 41—55, pp. 81—105. As the English texts to the figures describe the details, only a few remarks will here be offered.

By determining the frost-heaving rapidity of various coarse soils and pure fractions, saturated with distilled water and frozen at different pressures, the influence of pressure and grain size can be investigated.

Rate of Frost-heaving as a Function of Pressure.

The changes caused by different pressures appear from the frost-heaving diagram Fig. 41, p. 81. A curve of this type is drawn for each freezing test. This is done successively while the freezing is going on, in order to control the test. For each pressure in a given soil system there is a corresponding frost-heaving rate. These rates and the corresponding pressures are plotted in diagrams of the type in Figs. 42—44, pp. 82—84.

The pressure in the freezing level consists of an external load pressure and an internal water subpressure, or capillary pressure, the negative capillary pressure in the pores causing an equal positive pressure on the soil system. (Compare Fig. 26, p. 47.) It is shown that these pressures have an equal effect on the rate of frost-heaving; for instance, a capillary subpressure of one metre of water gives the same rate of frost-heaving as a load pressure of 100 gr per cm^2. Load pressure and capillary pressure (with positive symbol) may thus be added together, and the frost-heaving rate be calculated as a function of the total pressure.

The following formula is given for this relation:

$$Q = \frac{1}{(p : b + c)^2} = \frac{b^2}{(p + cb)^2},$$

where Q = frost-heaving rate (mm heaving per time unit), p = pressure, c and b = exponents, characteristics of the individual soil system. (See Fig. 45, p. 85.)

Or in words: The frost-heaving rate of a given soil is inversely proportional to the square of the pressure, if to the real pressure is added a certain — not very great — amount.

Frost-heaving Rate as a Function of the Particle Size.

In the above formula the exponent b expresses mainly the character of soil and is extremely variable, whereas c is comparatively constant. In the relation between b and the coarseness of the soil (expressed in the formula given below by the main particle diameter d, or by the capillarity K), the relation between the frost-heaving rate and the coarseness of the soil can therefore be found.

This relation appears to be approximately the following:

$$b^2 = e_k \cdot K^3 = e_d \cdot \left(\frac{1}{d}\right)^3;$$

where K = capillarity, and d = particle diameter; e_k and e_d are exponents, the values of which are apparently constant only for series of the same type of gradation. See Fig. 47, p. 88.

The whole formula for frost-heaving rapidity as a function of pressure and particle size (or capillarity) is given on p. 89 (after line 9).

If the exponent c is omitted — an approximation causing but a comparatively small error, especially with higher pressures — the formula will be simplified to:

$$Q = e_k \cdot \frac{K^3}{p^2} = e_d \cdot \frac{1}{p^2 \cdot d^3} \text{ (approx.)};$$

which means that the frost-heaving rate Q is approximately proportional to the cube of the capillarity K or the »grain fineness», $\frac{1}{d}$.

5. *Calculation of the Rate of Frost-heaving and Water Suction with Warying Sizes of Particles, Load Pressure, and Distance to Ground Water.*

Capillary pressure is to be calculated as a function of permeability and the distance to ground water, the permeability being taken as a function of particle size. The total pressure p will thus become:

$$p = a + l + \frac{l}{C_{pk}} \cdot K^2 \cdot Q_v,$$

where a = load pressure, l = distance to ground water level, K = capillarity, C_{pk} = a constant, and Q_v = rate of water suction ($^9/_{10}$ of frost-heaving rate). If this value of p is put into the frost-heaving formula given above, the result will be a very complex formula with cubes, which cannot be generally solved.

But for each individual soil, especially if c and b are determined by freezing tests, the frost-heaving rate may easily be calculated as a function of the distance to the ground water, and of the load pressure. For the graphical representation hereof, see Figs. 48 and 49, pp. 92 and 94.

6. *Effect on Frost-heaving Rate of Lowering of Ground Water Level (Deep Drainage).*

This effect has been carefully studied in a couple of practical cases on roads under the most divergent conditions, the results being exhaustively published in earlier papers (Beskow 1929 b, 1930 e, 1933 d, 1934 b). The main conclusion drawn was that an effective drainage to a minimum depth of 1.7 m (in moraine soils 1.5 m)

below the road surface always prevents *frost boil*. The primary effect is a reduction of frost-heaving, though this reduction usually means only a diminishing to about a half, or perhaps a quarter, which is enough to prevent flowage of the soil after thawing. A total, or almost complete, suppression of frost-heaving would usually imply a greater depth of drainage. Only in case of coarse or very impermeable frost-heaving soils may the above given depths suffice to by near totally prevent the frost-heaving.

The effect of the ground water depth is evident from two very simple approximative formulas. In case of coarse and permeable soils, the frost-heaving rate Q will be:

$$Q = e_d \frac{1}{(l+a)^2 \cdot d^3} \text{ (approx.)},$$

where a = load pressure, l = distance to ground water level, and d = particle diameter. If the external pressure a is but slight, Q becomes proportional to the square of the ground water depth inverted; which evidently means that the lowering of the ground water level has a very great effect.

For the opposite extreme, a very dense, slightly permeable, fine soil, the formula is:

$$Q = \frac{\sqrt[3]{d}}{\sqrt[3]{l^2}} \text{ (approx.)},$$

or, in words, Q is inversely proportional to $\sqrt[\frac{3}{2}]{l}$. Thus the effect of lowering of the ground water level is in this case much smaller.

To intermediary soils intermediary values may be applicable; for most silts the frost-heaving rate seems to be almost *inversely proportional to the ground water depth*. (See Fig. 49, p. 94, and Fig. 50, p. 98).

But even for fine soils, loams and clays, the diminution of the frost-heaving rate, as within moraine soils, becomes considerably greater than calculated above. When the resistance to water suction is great as compared with the capillarity — which is the case in moraines, as well as in loams and clays, owing to their cross-cutting fissures and cracks (see below) — the capillary pressure in the frost level will reach its maximum value ($k = K$) even at very moderate depths of ground water, a metre or less. And then the formula for maximal capillary suction (see below) becomes valid:

$$Q = \frac{K - l}{l \cdot m}.$$

When (as in loams and clays) K is very great compared with l, the formula may be written:

$$Q = \frac{K}{l \cdot m} \text{ (approx.)},$$

which means that the *frost-heaving rate* here also is *inversely proportional to the ground water depth*.

7. *Influence of Substances Dissolved in Soil Water.*

Pressure diminishes the rate of frost-heaving by »squeezing» the absorption films around the particles of soil. Other factors influencing the thickness of the films (or the mobility of their water molecules) would therefore produce a corresponding effect. Such factors are the substances dissolved in the soil water, or absorbed by the particles. From a theoretical point of view the addition of substances to the soil or the soil water would consequently be expected to influence frost-heaving.

This assumption is borne out by experiments, the results of which are partly shown in Figs. 51—55, pp. 100—105. Instead of being frozen with distilled water the dry soil was saturated with a solution of a given substance, the whole system being filled by the same solution.

As will be seen from the diagrams, the influence of even a very dilute solution is usually very considerable.

The influence of NaCl is the most complicated. (See Fig. 51, p. 100, lower part.) Diluted it causes an increase of frost-heaving, more concentrated a decrease, reaching a maximum with intermediary concentrations. These issues seem to agree with the experiments and theoretical views of Sante Mattson (1932, 1933); with diluted solutions the sodium ion will be adsorbed by the particles, and thus cause a swelling of adsorption layers (hydrating effect). The swelling reaches a maximum, from which an increasing concentration will enhance the ion concentration mainly in the pores, i. e. diminish the difference in concentration between the adsorption sphere and the pore water; thus also diminishing the osmotic pressure, which Mattson considers the cause of swelling of the adsorption sphere.

The other substances used — $CaCl_2$, H_2SO_4, and sulphite leach, in any solution — diminish the rate of frost-heaving to an extent usually increasing the stronger the solution. In the case of sulphuric acid, it would appear that the maximum decrease will be attained with a comparatively weak solution, the rate of frost-heaving remaining constant at this maximum with stonger solutions. (See Fig. 51, upper part, and Fig. 53, lower part, pp. 100 and 103.)

The main reason for this reduction of frost-heaving is probably the diminution of the thickness of the water films, confirmed on several occasions (whether Mattson's hypothesis is correct or not). But there would appear to be the possibility of at least one other cause also cooperating, viz., a greater stability or lesser mobility of water molecules in the water films owing to the adsorption of other molecules, e. g. the large molecules in sulphite leach. These questions are investigated in experiments being carried out at the present moment.

The frost-heaving reducing effect here mentioned will probably have a practical value owing to the considerable effect of even very diluted solutions of H_2SO_4 or sulphite leach. The steeping of road subsoils with diluted H_2SO_4 — a few per cent only — or sulphite leach, will be neither a difficult nor an expensive process, especially if undertaken at the beginning of the construction of the road and in dry weather. Sulphite leach is a substance which can be obtained at a very low cost in numerous parts of Sweden.

An important matter is of course the duration of the effect of the above process: will not the substance be washed out from the soil in a short time? Experiments just started in order to elucidate this problem indicate that the adsorption of the substances is so effective that the durability is apparently very long. This may especially be the case under impermeable road pavements.

8. *Relations between Frost-heaving and the Increase of Water in Frost-heaving Soils.*

As a rule, the increase of water in a freezing ground may be expressed by the following formula:

$$Q_v = 0{,}9 \cdot (Q_i - Q_o),$$

where Q_v = water increase, Q_i = total frost-heaving, and Q_o = the part of the frost-heaving that depends upon the expansion of the primary water content in a soil before freezing.

If $Q_o = Q_i$ no increase of water takes place; and if $Q_o > Q_i$ it means that the water is squeezed out of the freezing soil, as in the case of water-saturated sand freezing in an open system. (See above.) But Q_o never becomes very great, maximum being one or two centimeters per metre of frost depth; in the case of considerable

frost-heaving, Q_o is but slight when compared with Q_i, and may, as an approximation, be omitted.

The formula given above implies that the frozen soil has no more air-filled space than before freezing. In the case of soils without air-filled pores or fissures, this means a soil frost with quite compact ice layers. Under natural conditions this ideal case usually is nearly realized in the ordinary frost-heaving soils, especially at some depth.

This not being the case, frost-heaving may be correspondingly greater or smaller, as the air contents increase or decrease in the course of freezing. The *formation of highly porous ice layers* may thus cause a frost-heaving much greater than the nine tenths of the water increase; but where the load pressure is of any importance, as under highways or railways, this excess is usually moderate.

9. *Magnitude of Frost-heaving and Water Increase in Nature.*

Frost-heaving.

For frost-heaving to be directly visible and measurable, see Figs. 56—59, pp. 106—109. The frost-heaving figures are mostly obtained by means of levellings before, (or after) and in the course of freezing, especially at its maximum.

Such levellings were usually made on the new railways in northern Sweden in order to locate carefully the sections calling for prevention of frost-heaving. An example is shown in Fig. 60, p. 112. Table 5, p. 108, summarizes some results from two different sections, each one 20 km long, in order to show the frequency of different degrees of heaving in per cent. of the whole section. Tables 6 and 7, pp. 110—111, show degrees of frost-heaving on a couple of highways in Sweden and Norway; the observations published in the latter table most kindly placed at the Author's disposal by Mr M. A. Rode, Chief Engineer of the Trondheim district.

From these and other observations the following summing up may be made: Frost-heavings of about 20 cm are quite common in Scandinavia, especially in the northern parts. The silt and loam sediments show a normal heave of about 15—20 cm; and in particularly dangerous places — where frost boil appears during thawing — the heave can rise to 30—40 cm, or even more. Moraine ground usually shows a minor heave, about half of that for silts; but here also a 20 cm heave is not unusual though 30—40 cms heaves are more uncommon.

Increase of Water.

As mentioned above, the water increase in frost-heaving soils is nearly nine tenths of the amount of frost-heaving. The average water increase may thus be calculated for different values of frost-heave and frost depth. (Table 8, p. 113.) In places where frost boil occurs the figure is usually about 20—30 per cent. by weight. This being the mean water increase, its distribution at different levels may vary considerably; and this is as least as decisive for the conditions of roads during thawing as the mean total water excess.

The uneven distribution of water excess in ground frost may be due to different causes. (Empirically this distribution is found by a large series of water analyses on samples from frozen ground, some of which are graphed in Fig. 62, p. 119, as well as visibly by the distribution of ice layers; compare Figs. 8—10, 17, and 61.) Among the different causes of an uneven distribution of water excess the principal ones are: an uneven distribution of soil (stratified soil; compare Fig. 17, p. 31) and a varying rate of freezing, mostly caused by climatic factors, e. g. temperature and snow covering.

As shown above (this summary and Figs. 39—40, pp. 78—79), the rate of frost-heaving, presuming the character of the soil and the pressure to be constant, is

independent of the freezing rate. A slow rate of freezing, therefore, causes a great excess of water, and a rapid rate of freezing a small excess of water, in the layers frozen during the corresponding times, as registered in the frozen soil. The nearer the road surface such a very ice-rich level is located, the more dangerous it may be when thawing liberates its excess of water; a fact the practical importance of which is already mentioned above.

As an example of the uneven distribution of water and the great excesses of water occurring in ground frost, Fig. 62, p. 119, is shown.

10. *Properties marking the Limits between Frost-heaving and Non Frost-heaving Soils.*

As is evident from the foregoing, frost-heaving varies gradually, being influenced by two different factors. It is therefore impossible to draw any distinct line between »frost-heaving» and »non frost-heaving» soils. Even if all factors but the composition of the soil are kept constant, such a limitation cannot be made. Starting from coarse sand and decreasing the size of the particles, frost-heaving will increase rapidly but evenly from zero, until a maximum is reached with fine silt; from which it will slowly decline and again approach zero with very heavy clays.

One fact is of especial importance in this connection: the increase on the coarse-grain side of the maximum being very rapid, it is possible to fix a fairly narrow limit zone between soils with considerable frost-heave and non frost-heaving coarse soils. Presuming all conditions corresponding to those which are normal in highways, and the ground-water depth being of the same magnitude as for places where frost-heaving and frost boil are directly visible (i. e. the range of ground-water depth < 1.5—1.8 m below the road surface), this limit zone is the technically important one which distinguishes the »frost-proof» road subsoils from those which are »non frost-proof».

The main soil properties to which this limitation may be referred are mechanical composition (mean grain-size and gradation, or specific surface) and capillarity.

This limitation may be obtained by far most accurately in well sorted sediments. The grain-size curves of some sediments, lying on both sides of this limit, are shown in Fig. 63, p. 122; for pure fractions see also Table 3 and Fig. 29, p. 53—54. As may be seen from these, the limit may be said to go through a mean particle size of 0.1 mm; or, more exactly defined: absolutely *non frost-heaving* are the normal, well-sorted sediments, of which not more than 30 % will pass through a sieve of 0.062 mm mesh. The corresponding capillarity limit is $K_F < 1.0$ m[1].

The soils, however, which are only a little above this limit, are not always frost-dangerous; this being the case only with an extremely good supply of water, or an extremely low pressure (these soils may, for example, cause soil flowage in the surface of slopes in cuts). For highways they are dangerous only in the case of extraordinarily bad drainage. For this group the »frost-danger index» 1a—1b is given (See Table 13A, p. 141).

The upper limit of this group is not sharp; it can in any event be drawn through a mean particle size of about 0.05 mm, or when more than 50 % passes through a sieve of 0.062 mm mesh. The corresponding capillarity limit is $K_F > 1.5$ *m* and $K_M > 2.0$ m. Sediments above this limit may thus be defined as *normally frost-heaving*.

In the case of unsorted soils, such as most moraines and residual soils, one can hardly make any general rule; it depends too much upon the type of gradation. But for the type of gradation represented by normal ground moraine, or other products formed by crushing, especially under high pressure, the task is not impossible. Figs. 64—65, pp. 123—124, show the grain-size curves of frost-heaving and

[1] K_F = capillarity at »standard package» (see below); K_M = capillarity at densest package.

non frost-heaving moraine soils or similar products, and Fig. 66 shows the limits drawn.

The result may be summed up as follows: Moraine soils of a normal type of gradation, and analogous soils or products, are in no circumstances frost-dangerous, if, of the material passed through a sieve of 2 mm mesh, not more than 15 % will pass through a sieve of 0.062 mm mesh, or 22 % through a sieve of 0.125 mm mesh; or if their capillarity is $K_F < 1.0$ m and $K_M < 1.5$ m. The soils mentioned are normally frost-heaving when the sieve limits are > 25 % passing a sieve of 0.062 mm, and > 35 % passing a sieve of 0.125 mm (calculated in percentages of the fraction passed through a sieve of 2 mm).

IV. Hydrodynamic Postulates of Frost-heaving.

As mentioned above, the conveyance of water to the freezing surface takes place through capillary suction, or a flowage through the water-filled pores. The main factors regulating this process are:

1. Capillary pressure (k) at the surface, the maximum degree of which is the capillarity, K, of the soil in question.
2. Permeability of the soil (P); or, more appropriately, its resistance against water movement, $m = \frac{1}{P}$.
3. Distance to ground water level, l.

For such suctions the following formula is valid:

$$Q = \frac{k - l}{l \cdot m}; \; k \leqq K,$$

where Q = rate of water suction (quantity of water per time unit). If the active capillary pressure reaches its maximum ($k = K$), the formula may be written:

$$Q = \frac{K - l}{l \cdot m}.$$

Capillarity and permeability (resistance) are functions of the grain composition and package, or the specific surface and pore space.

A. Capillarity.

For the rapid determination of this property on small samples of soil the Author's capillarimeter has been used. This method (see Beskow 1930 c) is in the main identical with Engelhardt's (1929), although both methods are worked out simultaneously and independently. For details, see the papers quoted; here the apparatus is shown in Figs. 69—72, pp. 134—138.

Capillarity may be determined as a function of the mean particle size (d):

$$K = c_k \cdot \frac{1}{d},$$

where c_k is an exponent, the value of which is dependent on the type of soil gradation, and also on package. For pure soil fractions, consisting of quarz and feldspar, $c_k = 0.060$, if K is given in meters and d in mms; and in case of spherical shape, $c_k = 0.053$ (Beskow 1930 c). For natural soils the case is much more complicated; see Beskow 1930 c.

Zunker (1930, p. 98) has given the following formula (shown here with other symbols):

$$K = 0.3 \cdot a^2 \cdot \frac{1 - v}{v_{ol}} \cdot U \text{ cm};$$

where a^2 = capillary constant, v = »apparent pore volumina», v_{ol} = »pressure- and air-free pore volumina», U = specific surface. This formula is discussed, and its complete agreement with the Author's formula (after recomputation) is stated.

The greatest difficulty in stating capillarity as a physical quality characteristic of the different soil specimens, arises out of the great influence of package. For normal, well-sorted sediments with the densest possible package, capillarity is about twice as great as with the loosest package; for moraine soils it is far greater.

In the present paper capillarity has been determined for two stages of package: the closest possible package and »standard package», the corresponding capillarities being indicated by K_M and K_F. The »standard package» is attained by filling the soil sample in the soil container by a definite consistence, corresponding almost to Atterberg's liquide limit, and then slowly removing the water surplus by means of a moderate subpressure. The consistency in question has been determined by means of the *cone method* of the Geotechnical Commission of the Swedish State Railways (see Ekström 1927, Fig. 12, p. 100), and fixed at the consistency when a cone of 60° angle and 60 grams weight sinks 5 mm. According to Ekström this stage almost corresponds to the liquide limits of Atterberg. The differences when using the different limit determinations are not great.

Tables 13 A and 13 B, pp. 141—142, show some capillarity values determined by means of these methods. As seen from the tables, most of these soils are frost-heaving.

B. Permeability.

Permeability as a function of the particle size may be expressed by the simple formula:

$$P = c_p \cdot d^2.$$

The exponent c_p here includes the variations caused by different temperatures (change of viscosity), gradation, and package; if these factors are unvariable, c_p becomes a constant, as is seen from determinations in the congruent pure-fraction serie (Table 14, p. 142).

As capillarity is a measure of the particle size, permeability may also be expressed as a function of capillarity:

$$P = C_{pk} \cdot \frac{1}{K^2},$$

where $C_{pk} = c_p \cdot c_k^2$.

The value of $C_{pk} = P \cdot K^2$ varies considerably with different soils, being, as it is, a measure of the state of gradation. The better sorted a soil is, i. e. the more it approaches the composition of a pure fraction, the greater is its permeability compared with its capillarity. This fact becomes evident if one imagines a fine soil fraction to which is added a moderate portion of a coarse fraction with which it is mixed. Capillarity will not be influenced, as long as the large particles are wholly surrounded by the fine soil; but permeability will decrease when some part of the water-conducting soil is replaced by impermeable, dense bodies. Experimentally this is stated in table 16, p. 145, although here capillarity of the mixtures is somewhat diminished, owing to the coarser fraction not being coarse enough.

In table 17, p. 146, are given capillarity and permeability of some natural soils, as well as $C_{pk} = P \cdot K^2$, called *relative permeability*, the great variability of which

can be seen. It is also evident how the value of relative permeability is high in well-sorted sediments and low in moraine and very mixed sediments (as GB 20 and A 84).

In Table 18, p. 148, are given the variation limits of capillarity and permeability for pure fractions and well-sorted sediments.

It must be emphasized that the values of permeability here given postulate the soil being wholly water-filled, and without any fissures. The occurrence of gas-filled pores or other spaces, diminishes the permeability; for example, an air-filled fissure cutting across the column of soil may almost totally stop the current of water, whereas a water-filled fissure has no effect if perpendicular to the direction of the water flow. If it goes in the same direction, however, it will cause a marked increase of the water-conduction capacity.

C. Mechanics of Capillary Water Suction.

This section will deal only with that water suction which takes place in capillary saturated soils. The moment of film water above the limits of capillary saturation, although in other cases a very important part of soil water dynamics, is of little practical significance as regards the frost-heaving phenomenon, and will therefore not be discussed in this work.

1. *In Homogeneous Columns Soil.*

The Maximum Capillary Upward Suction.

Maximum capillary suction when the active pressure causing the movement of water equals capillarity ($k = K$), under natural conditions, will occur, for instance, in summer in silt, loam, or clay, when a dry surface layer is formed, to which a capillary supply of water goes on from below, compensating for the loss of water by evaporation.

In case of well-sorted sediments of equal gradation, e. g. pure fractions, in the formula for maximum capillary motion:

$$Q = \frac{K - l}{l \cdot m} = \frac{(K - l) \cdot P}{l}.$$

K and P may be plotted as functions of particle size:

$$Q = \frac{\left(c_k \cdot \frac{1}{d} - l\right) \cdot c_p \cdot d^2}{l}.$$

The graphical representation of this formula, for some different ground water depths is shown in Fig. 73, p. 152. As may be seen, the function gets a distinct maximum for a special particle size, varying for different ground water depths, but falling within the central range of silts for the depths between 1 and 3 metres.

For fine soils, the capillarities of which are so high that l may be neglected in $(K—l)$, the formula becomes simplified:

$$Q = \frac{K}{l - m} = c_k \cdot c_p \cdot \frac{d}{l} \text{ (approx.)};$$

that is, capillary suction is in inverse proportion to the distance to the ground water level.

In the case of water moving to the freezing level in frost-heaving ground, the maximum motion is not usually set up, but a far slower. If the active capillary k reaches its maximum value, K, this pressure in the coarser frost-heaving soils will diminish the rate of frost-heaving to a very slight degree. Postulating considerable

frost-heaving and moderate ground water depth, then the suction of water to freezing level will be the maximum capillary suction only in clayey loams or clays. Thus the maximum capillary suction is of no *fundamental* interest for the frost-heaving phenomenon. Its importance depends on the fact that it constitutes an upper limit for the frost-heaving water suction which can never be exceeded. When this limit is reached, the water suction, and therefore the frost-heaving, is regulated by the formula of maximum capillary motion.

As already mentioned, this will be the case mainly in soils with slight permeability, especially when the »relative permeability», or $P \cdot K^2$, is small, as in moraines and similar soils (See Table 17, p. 146). Then, already at a moderate ground water depth, for instance one metre, or even less, the limit will be reached, and the rate of frost-heaving will follow the laws for maximum capillary suction; which means a marked break in the curve and a much greater effect from a further lowering of ground water. (See Fig. 48, p. 92, curve GB 20.)

But relative permeability, $P \cdot K^2$, can even be small owing to a heterogeneous soil column. Especially air-filled fissures will cause a marked diminishing of permeability, or an increase of resistance as already mentioned. These questions are discussed in the following Section.

2. *Water Suction in Heterogeneous Soil.*

Influence of Fissures.

Whereas below ground water surface open fissures are highly favourable for the movement of water (ground water flowage in clays going on practically solely in the fissure system), the effect of fissures *above* ground water level is the opposite. In as much as they cut across the main direction of movement, the air-filled fissures impede the capillary water motion.

It is possible for water to stream across an air-filled fissure in two different ways: by concentrated direct capillary flowage in the areas where both soil surfaces are in contact, and by gaseous transport, or the diffusion of water vapour.

The difference in vapour pressure causing the latter process, may be produced by varying temperatures, when the upper surface is cooler than the lower, or by different capillary pressure in the surfaces. The higher the capillary pressure, the smaller the radius of the menisci; and as vapour pressure over a curved surface is different from that over a plane one, the difference increasing as the radius of curvature decreases, different capillary pressures in soil surfaces will cause different vapour pressures. A concave curvature (as in menisci) causes a reduction in vapour pressure, and thus diffusion over the fissure will take place towards the surface with the highest capillary pressure. It is evident that both causes will cooperate in the case of water moving upwards in a soil cooled from above.

The rapidity of this diffusion is calculated, and the result shows that the amounts of water transportable in this way are very slight and with no influence on the water supply in frost-heaving ground. The quantities of water transported owing to the differences in temperature are about 0.01 mm per 24 hours. For the diffusion caused by different capillary pressures, the formula is valid:

$$v = \frac{0.00067 \cdot k}{d},$$

where v = rate of diffusion in mm of water per 24 hours, k = capillary pressure-difference in metres, and d = wideness of fissure in mm. From this formula it is evident that, even in the most colloidal, heavy clays, where differences in capillary pressure of some hundreds of metres are possible, the process is of no considerable import.

Thus the air-filled fissures represent insuperable obstacles for capillary water movement; only in the contact paths can a current of water pass. Here the streamlines become concentrated, as shown in Fig. 74, p. 159, and the potential gradient increased.

The resistance-increasing effect of fissures may be quantitatively calculated (p. 159—161). Assume the contact paths to be equal and regularly distributed in a plane fissure perpendicular to the direction of flowage. The area of each contact path is y, and the corresponding area of the fissure (including the contact path) is Y. Then the increase of resistance is

$$M_A - M_{AO} = \sqrt{Y} \cdot \frac{2\ m}{a} \cdot \left(\sqrt{\frac{Y}{y}} - 2 + \sqrt{\frac{y}{Y}} \right),$$

where a is a »shape index», the value of which may be about 1—2, and m is the specific resistance of the soil in question.

If the relation $y : Y$ is constant, then the increase of resistance is proportional to $\sqrt{Y}$, i. e. proportional to the mean distance between the centres of the contact paths. If the percentage of contact areas is constant, then the resistance becomes greater, the greater and farther apart the contact paths are. The uniting of four paths to one four times bigger, sets up twice as great an increase of resistance.

If, as an example, $y = 1$ cm² and $Y = 100$ cm² — which means one contact path of 1 cm² on each square decimetre of fissure surface — then one such fissure will cause an increase of resistance equal to a massive column of soil 80 cm high. Postulate 5 such fissures in a column of soil (with intervals of at least about 20 cm), then the increase of resistance is equal to a massive column of soil of no less than 4 m height.

Influence of Stratified Soil.

The influence of layers of soils of different coarseness is a very complicated chapter; the combination of different capillarity and different permeability may in one case diminish and in another case increase the rate of water suction. These questions are discussed on pp. 162—170.

The fundamental principle is that on no level of an (open) stratified soil column can the negative water pressure in the pores exceed the (negative value of) capillarity of the soil in question. Starting from the fact that, in the case of a continuous current of water, pressure decrease (or potential gradient) must be proportional to the resistance in each layer, every given case can be calculated graphically as in Figs. 75 and 76, p. 164 and 166.

Just a few examples: A layer of coarse soil, e. g. sand in a silt deposit, may of course totally prevent capillary water suction to the superjacent silt if its height above ground water exceeds its capillarity. But even if this is not the case, it can diminish the water suction — as layer *d* in Fig. 75, p. 164. Some peculiar details may here be given. Postulate its upper surface to be fixed, the diminishing effect becomes *greater*, the *thinner* the sand layer. The reason for this is that the resistance of the soil column below the upper surface of the sand-layer decreases the more it consists of sand. That the effect of the sand-layer is greater the higher it is above ground water level, or the coarser it is, is self-evident.

A special case is that of a soil column consisting of rhythmically alternating strata of coarse and fine soil, as in laminated loams and clays. (Fig. 76, p. 166.) Here the stratification reduces the maximum upward suction, compared with that in an homogeneous column consisting of either fine or coarse soil. But in the case of *water suction to the frost limit* from a moderate ground water depth, when the capillary pressure may be presumed to be only a minor part of the maximum, the stratification will be able to cause a marked *increase in water supply and frost-heaving*. This is the case if the coarser soil is not too coarse, but is, for example a

silt, and the fine layers consist of loam or light clay. The increase also becomes greater, the thinner the fine layers, i. e. when that part of the column consisting of the coarse, permeable soil is greater. Calculation shows that the increase in the rate of frost-heaving in the case of ordinary laminated loam may be as much as a hundred percent, or even more. Field experience also indicates that the laminated loams are very dangerous, frost-heaving soils.

The following is a state of theoretical interest: Assume a column of soil composed of coarse sand at the level immediately above the ground water surface, the size of the particles continually decreasing, that is, capillarity increasing, from the said level and upwards. If this gradation is adapted in the way, that — in the case of continuous water suction upwards — capillary pressure at each level equals the capillarity of the soil in the same level, then the conditions are those required for the most rapid maximum capillary upwards suction possible, because this case represents, for a given surface soil, the smallest resistance possible without any limitation of the capillary pressure. The increase is calculated for different cases; it may be tenfold or even a hundredfold the value in the case of a homogeneous soil column of equal height, consisting of the same soil as in the surface.

This is calculated for maximum capillary suction; the increase of water suction to the freezing surface may be considerably smaller, although great enough.

One peculiarity may be mentioned. Every lowering of the ground water level in the above mentioned case, even the slightest one, immediately reduces the high water suction practically to zero since the coarse bottom layer has no capillarity. On the other hand, a raising of the ground water level produces a relatively slight increase in the rate of suction; at first there is practically none. Starting from a somewhat higher ground water level, a successive lowering of the ground water will at first have no important effect, until all at once the water supply falls to zero.

On the other hand one may take the opposite case, where the vertical gradation is inverse, that is, coarse in the upper layer, and downwards successively finer. Such conditions are the most unfavourable for upward water-suction, which in practice means, favourable for road engineering and unfavourable from an agricultural point of view.

The cases here mentioned are, of course, theoretical, but in some cases natural conditions may approach these states, and thus analogous events really take place. With such and many other soil variations, widely divergent phenomena regarding the rate of frost-heaving and the effect of ground waterdepth appear, some of which at first glance may seem unexpected and even mysterious.

D. Ground Water and Ground Water Level.

In this section the physical conceptions of ground water and ground water level are discussed, in addition to some practical conclusions of especial importance to the frost-heaving phenomenon. In Figs. 77 and 78, p. 175 and 178, the questions are graphically treated.

Ground water level is the level on which pressure in the soil water equals the external atmospheric pressure, i. e. zero, if that pressure is plotted as zero. The significance of this surface in the various types of ground is of the greatest practical import. In very permeable ground, the ground-water surface is a real limit surface between different water contents: above the ground-water surface the great pores or voids (with no capillarity) are air-filled, below that level water-filled. Especially in clays, with their usually well-developed fissure system in the upper layer, the ground water level is very important, as well as very easily determined.

But in homogeneous, finer soils, such as silts, the ground-water level is nothing more than a theoretical equipotential surface, the surface where pressure in the pore water is equal to the external atmospheric pressure (or O), but without any practical importance, and very difficult or quite impossible to determine with bores.

Even with such soils it is quite correct to calculate water suction from the ground water level, as done above for simplicity's sake. But the ground water level is here a function of the distance to the coarse, waterholding bottom layer; and, especially in the case of fine silt, water suction dynamics may be calculated, not from the ground-water level, but from the coarse, water-conducting bottom layer, certainly with regard of the water pressure in this layer, even though that pressure is not very important in the case of fine silt with its high capillarity.

The formula is:

$$Q = P \cdot \frac{k + h - a}{a},$$

where Q = rate of suction, P = permeability, k = capillary pressure in suction surface (with positive sign), h = water pressure at the coarse bottom layer, a = distance to this bottom layer. The importance of this depth, evidenced in practice from a great number of field investigations, is stated in Beskow 1930 a.

Thus, in the case of fine silts, the depth to highly permeable, water supplying layers is decisive for frost-heaving (as for every capillary water suction), and in the case of clays (and clayey loams) with well-developed fissures, it is the depth to the ground water level. Both may be determined by means of boring, but one must be careful not to draw false conclusions regarding the »ground water level» in the case of compact silts. See Figs. 77 and 78, pp. 175 and 178.

V. Temperature Conditions in Freezing Ground.

In this section are compiled the thermo-dynamic laws govering ground freezing. The figures for the important properties — heat conduction coefficient (λ), heat capacity (C), and temperature conduction coefficient (a^2), for different materials, and especially soil and stone — are collected and abstracted in Tables 20 and 21, pp. 187—188.

The laws of downward transmission, through a medium, of variations in the surface temperature are cited. The transmission of rhythmical variations, such as between day and night, or summer and winter (Figs. 79 and 80, pp. 191 and 192), as quoted from Keränen (1929) and Schubert (1930), is of special interest.

The depth l which the first complete oscillation will reach, is (Schubert 1930):

$$l = 2\sqrt{\pi \cdot a^2 \cdot T},$$

where a^2 = temperature conduction coefficient, and T = periodicity (time of each period). At this depth the amplitude is only 0.2 % of the surface variation.

In Table 22, p. 194, the corresponding depths are given for different values of a^2, the periods being 24 hours and the year.

In frozen ground the temperature at the frost limit in the case of freezing going on will be considerably below 0° C, as many observations have shown (See Fig. 81, p. 195). This is partly due to the stable lowering of the freezing temperature mentioned before, but it is mainly due to a real, semistable under-cooling. The temperature in silts at (advancing) frost limit (freezing limit) under natural conditions is about —0.1° to —0.3° C, in clay about —½° to —1° C, or perhaps even lower in heavy clays.

In the case of thawing, on the other hand, the temperature at the frost limit — or melting surface — is under natural conditions practically 0° C. (The stable freezing point depression usually gets no influence owing to the water excess deposited in the coarse, separate ice aggregates.)

The temperature gradient at the frost limit is of the greatest interest, owing to its importance to the greatest possible depth of frost and the process of melting from

below. Some values of the temperature gradient are given in Fig. 82. p. 197, and Table 23, p. 199. At the close of winter the gradient is about 0.02°—0.03° C per cm in mineral soils and under the climatic conditions of southern Scandinavia. If the mean temperature for the year on the surface of the ground is higher, then the gradient also becomes steeper, and vice versa.

The considerable magnitude of the temperature gradient, even at the end of winter, limits the greatest depth to which the ground frost can possibly reach; the depth depending partly on the gradient, and partly on the surface temperature in winter. The latter certainly depends upon the temperature in winter; but there the covering of snow, owing to its low heat conducting coefficient or its heat-isolating quality, has a very great effect. A thick, porous covering of snow may prevent altogether the soil from freezing, even though the temperature may be rather low.

One of the governing factors, the heat conduction coefficient of snow, is graphically plotted in Fig. 83, p. 201, as a function of the density (volume weight) of the snow. In Table 24, p. 203, Column e shows the greatest possible depth of frost, or the depth below which thawing from below will take place, for different thicknesses of the snow cover (Column c) and different values of the temperature gradient (Column b). Column d shows the limit of the temperature on the *top surface of the snow layer* necessary for freezing to take place under the covering of snow.

From the data of monthly mean temperatures in various localities in Sweden (see Table 25) it follows that, in northern Sweden a porous snow covering of about $^1/_2$ m, in central Sweden of 30 to 40 cm, and in southern Sweden of 20 to 30 cm, is enough to prevent any further soil freezing; this of course being nothing but rough figures from which many local and temporal exceptions may be made.

Finally, the questions of thawing from below is discussed. The rapidity of this thawing is empirically found to vary greatly according to the local conditions (for examples see Figs. 84—85, pp. 205—207). The value of the temperature gradient in the frost level at the close of winter is of utmost importance. Contrary to what Keränen supposes (Keränen 1929, pp. 260—263), the loss of the excess of heat stored up during the hot part of the year, plays no important part. As Keränen states, this excess may have disappeared at the end of the winter, but then the *mean yearly temperature,* at the constant temperature level, which lies in a depth of about 10—20, determines the gradient (as shown in Fig. 86, p. 211). If this temperature is high, the gradient is also high. (Compare Fig. 86.)

Moreover, the yearly mean temperature of the ground is rather high, even in cold districts, much higher than the mean temperature of the air, as shown in Table 26, p. 210. The chief reason for this is the isolating effect of the snow covering. Thus the difference becomes greater, the more severe the climate, as shown in Table 26, where the last column shows the said difference in temperature. This, as may be seen, is about 2—3°, or even more, in northern Sweden, and falls to about 1° in southern Sweden.

Thus, the thawing from below is rather considerable. Thermo-dynamic calculations from the known data give values of about 0.3 —1.2 mm of ice melted for every 24 hours (Table 27), corresponding to a layer of ground-frost approximately 3—12 mm thick for ground-frost with little ice (only 10 % water frozen), down to about $^1/_2$—2 or 3 mm for soil containing a great quantity of ice. These values agree well with the values found empirically (See Figs. 84—85).

Stress may be laid on the effect of local conditions. For some exemples, see Fig. 87, p. 214.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

			Pris kr.
N:o	121	*Skövde* av H. Munthe, A. H. Westergård och G. Lundqvist. 2 uppl. 1928	4,00
»	144	*Nyed* av N. H. Magnusson och G. Assarsson 1929	4,00
»	156	*Ronehamn* av H. Munthe, J. E. Hede och L. von Post 1925	4,00
»	157	*Skrikerum* av R. Sandegren och N. Sundius 1926	4,00
»	158	*Valdemarsvik* av R. Sandegren och N. Sundius 1928	4,00
»	159	*Gusum* av B. Asklund, G. Ekström och G. Assarsson 1928	4,00
»	160	*Klintehamn* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1927	4,00
»	161	*Gotska Sandön* av Henr. Munthe 1924	2,00
»	162	*Karlsborg* av A. H. Westergård, H. E. Johansson och N. Willén 1926	4,00
»	163	*Mariestad* av A. H. Westergård, A. Högbom och N. Willén 1925	4,00
»	164	*Hemse* av H. Munthe, J. E. Hede och L. von Post 1927	4,00
»	165	*Filipstad* av N. H. Magnusson och E. Granlund 1928	4,00
»	166	*Lurö* av R. Sandegren 1927	4,00
»	167	*Säffle* av N. H. Magnusson och L. von Post 1929	4,00
»	168	*Malingsbo* av A. Högbom och G. Lundqvist 1930	4,00
»	169	*Slite* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1928	4,00
»	170	*Katthammarsvik* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1929	4,00
»	171	*Kappelshamn* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1933	4,00
»	172	*Lugnås* av G. Lundqvist, A. Högbom och A. H. Westergård 1931	4,00
»	173	*Göteborg* av R. Sandegren och H. E. Johansson 1931	4,00
»	174	*Karlstad* av N. H. Magnusson och R. Sandegren 1933	4,00
»	175	*Nya Kopparberget* av N. H. Magnusson och G. Lundqvist 1932	4,00
»	176	*Storvik* av B. Asklund och R. Sandegren 1934	4,00
»	177	*Grängesberg* av N. H. Magnusson och G. Lundqvist 1933	4,00

Ser. Ba. Översiktskartor.

N:o	11	Översiktskarta över Södra Sveriges myrmarker (Boggy ground in Southern Sweden). Efter de geologiska kartbladen utg. av S. G. U. 1 : 500 000. 1923. Med beskrivning av L. von Post 1927	6,00
»	12	Kvartärgeologisk karta över Stockholmstrakten. Skala 1 : 50 000. 1929. Stockholmstraktens kvartärgeologi, av G. De Geer. Beskrivning till kvartärgeologisk karta över Stockholmstrakten. Bilaga med specialundersökningar. With English Explanations. 1932	5,00 3,00

Ser. C.

Årsbok 24 (1930).

N:o	364	Sahlström, K. E., A seismological map of Northern Europe. With one Plate. 1930	0,50
»	365	Nordqvist, Hj., Granitindustrien i Förenta staterna. Med 2 tavlor. 1931	5,00
»	366	Geijer, Per, Berggrunden inom malmtrakten Kiruna—Gällivare—Pajala. Med en karta. Summary: Pre-cambrian geology of the iron-bearing region Kiruna—Gällivare—Pajala. 1931	4,00
»	367	Geijer, Per, The Iron Ores of the Kiruna type. Geographical distribution, geological characters, and origin. 1931	1,00

Årsbok 25 (1931).

N:o	368	Granlund, E., Kungshamnsmossens utvecklingshistoria jämte pollenanalytiska åldersbestämningar i Uppland. 1931	1,00
»	369	Högbom, A., Praktiskt-geologiska undersökningar inom Jokkmokks socken sommaren 1930. Med 3 tavlor. Summary: Practical investigations in the parish of Jokkmokk in the summer 1930. 1931	2,00
»	370	Sahlström, K. E., Jordskalv i Sverige 1926—1930. Med en karta. Resümee: Erdbeben in Schweden 1926—1930. 1931.	1,00
»	371	Flodkvist, H., Kulturtechnische Grundwasserforschungen. 1931	5,00
»	372	Westergård, A. H., Diplocraterion, Monocraterion and Scolithus from the lower Cambrian of Sweden. With ten Plates. 1931	2,00

Pris kr.

Årsbok 26 (1932).

N:o 373 GRANLUND, ERIK, De svenska högmossarnas geologi. Deras bildningsbetingelser, utvecklingshistoria och utbredning jämte sambandet mellan högmossbildning och försumpning. Resümee: Die Geologie der schwedischen Hochmoore. Ihre Bildungsbedingungen, Entwickelungsgeschichte und Verbreitung, sowie der Zusammenhang von Hochmoorbildung und Versumpfung. 1932. 4,00

» 374 SUNDIUS, N., Über den sogenannten Eisenanthophyllit der Eulysite. 1932 0,50

» 375 BESKOW, G., Tjälbildningen och tjällyftningen med särskild hänsyn till vägar och järnvägar. Summary: Soil Freezing and Frost heaving. 1935 5,00

Årsbok 27 (1933).

N:o 376 HADDING, A., Den järnmalmsförande lagerserien i sydöstra Skåne. English summary. 1933. 1,00

» 377 ASKLUND, B., Vemdalskvartsitens ålder. 1933. 1,00

» 378 THORSLUND, P., Bidrag till kännedomen om kambrium och ceratopygeregionen inom Storsjöområdet i Jämtland. 1933. 0,50

» 379 Untersuchungen über Tonerdezement.
1. SUNDIUS, N., Die mineralogische Beschaffenheit der Schmelzzemente von Valleviken, Schweden, und von Ciment fondu der Soc. An. des Chaux & Ciment de Lafarge et du Teil, Frankreich.
2. ASSARSSON, G., Die Reaktion zwischen Tonerdezement und Wasser. 1933 2,00

» 380 EKSTRÖM, GUNNAR, Agrogeologiska undersökningar vid Svalöv. Med 4 tavlor. Zusammenfassung: Agrogeologische Untersuchungen bei Svalöv. 1934 5,00

Årsbok 28 (1934).

N:o 381 WESTERGÅRD, A. H., En kvartär Stromatolitkalksten från Bohuslän. Med 13 tavlor. Summary: A Quaternary Stromatolitic Limestone from Bohuslän, Sweden. 1934 2,00

» 382 ASKLUND, B. och THORSLUND, P., Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. Med 4 tavlor. 1935 2,00

» 383 ARRHENIUS, O., Fosfathalten i skånska jordar. Med 4 tavlor. Summary: The Phosphate content in Scanian soils. 1934 2,00

» 384 GRANLUND, E. och WENNERHOLM, S., Sambandet mellan moräntyper samt bestånds- och skogstyper i Västerbottens lappmarker. 1935 2,00

» 385 HÄGG, R., Die Mollusken und Brachiopoden der schwedischen Kreide. 2. Kullemölla, Lyckås, Kåseberga und Gräsryd. Mit 10 Tafeln. 1935 2,00

Årsbok 29 (1935).

N:o 386 LUNDEGREN, ALF, Die stratigraphischen Ergebnisse der Tiefbohrung bei Kullemölla im südöstlichen Schonen. Vorläufiger Bericht. Mit 1 Tafel. 1935 1,00

» 387 ASKLUND, B., Stratigrafien inom södra Lapplands kvartsit-sparagmitbildningar i Långseleåns och Korpåns dalgång. Med 1 tavla. 1935 2,00

Ser. Ca. Avhandlingar och uppsatser i 4:o.

N:o 22 GEIJER, PER, Gällivare malmfält. Geologisk beskrivning. Med 4 tavlor. With a summary: Geology of the Gällivare iron ore field. 1930 . . 10,00

» 23 MAGNUSSON, N. H., Långbans malmtrakt. Geologisk beskrivning. Med 10 tavlor. Summary: The iron and manganese ores of the Långban district. 1930 8,00

Distribueras genom *Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm 1.*