

15 MAJ 1990

Umættet hydraulisk ledningsevne i nogle danske jorde

Metode og jordtypekarakterisering

Statens
Planteværnscenter
Lottenborgvej 2
2800 Lyngby, 02-87 25 10

Unsaturated hydraulic conductivity for some Danish soils

Methods and characterization of soils

Ole Hørbye Jacobsen
Afdeling for Kulturteknik
Jyndevad

Tidsskrift for Planteavl's Specialserie



Statens
Planteavlsforsøg

Beretning nr. S 2030 – 1989

Umættet hydraulisk ledningsevne i nogle danske jorde

Metode og jordtypekarakterisering

Unsaturated hydraulic conductivity for some Danish soils

Methods and characterization of soils

Ole Hørbye Jacobsen
Afdeling for Kulturteknik
Jyndevad

Tidsskrift for Planteavl's Specialserie



Statens
Planteavlsforsøg

Beretning nr. S 2030 – 1989

<u>Indholdsfortegnelse</u>	<u>Side</u>
Resumé	4
Summary	4
1. Indledning	5
2. Metode	6
2.1. Målemetoder generelt	6
2.2. Varmluftmetoden	9
2.2.1. Teoretisk baggrund	10
2.2.2. Procedure	11
2.2.3. Beregninger	14
2.2.4. Diskussion	18
2.3. Beregning af umættet hydraulisk ledningsevne fra vandreten- tionsdata	21
2.3.1. Procedure og beregning	22
2.3.2. Diskussion	26
3. Jordtypekarakterisering	27
3.1. Jordprøveudtagning	27
3.2. Måleprogram	29
3.3. Resultater og diskussion	29
4. Konklusion	50
5. Erkendtlighed	50
6. Litteratur	50
Appendiks A Vandretentionsdata	53
Appendiks B Diffusivitet	55
Appendiks C Statistisk behandling	57
Appendiks D Systemforskningsarealerne	60

Resumé

I 16 danske jorde med spredning i såvel geologisk oprindelse som geografisk placering er der målt umættet hydraulisk ledningsevne ved varmluftmetoden. Der er målt i dybder ned til 90 cm.

Varmluftmetoden er fundet velegnet til bestemmelse af umættet hydraulisk ledningsevne - især i lerjorde og ved vandpotentialer under -25 til -50 hPa. Ved potentialer større, end jordprøverne var afdrænet til før varmluftbehandlingen, er umættet hydraulisk ledningsevne beregnet ud fra vandretentionsdata.

Når der ses bort fra meget tørre forhold, fandtes der generelt for morænelerjordene, at ledningsevnen var betydelig større i muldlaget end i de underliggende lag, hvilket kan forklares med et mindre ler- og større humusindhold i muldlaget.

Finsandede jorde har ved et potential på -100 hPa den samme ledningsevne som de mere lerede jorde, mens en grovsandet jord har betydelig mindre ledningsevne, hvilket kan forklares med det lave vandindhold, en grovsandet jord har ved dette potential. Beregnet ledningsevne ved -10 hPa er dog for både grovsandede og finsandede jorde betydelig større end for lerjorde.

Nøgleord: Umættet hydraulisk ledningsevne, diffusivitet, jordtypekarakterisering, varmluftmetoden, beregningsmetoder.

Summary

Unsaturated hydraulic conductivity was measured by the hot air method in 16 different Danish soils. The soils have been investigated in depth down to 90 cm.

The hot air method seems suitable for determination of unsaturated hydraulic conductivity - especially for loamy soils and at water potentials lower than -25 to -50 hPa. Prediction of unsaturated hydraulic conductivity is used above potentials at which the conductivity has not been measured.

For loamy soils it was found that at moist conditions the conductivities were considerably higher in the top than in the horizon below, which is due to the lower content of clay and higher content of organic matter in the top soil.

At potentials about -100 hPa soils with a high content of fine sand have nearly the same conductivity as soils with higher content of clay, while a coarse sandy soil has considerably lower conductivity. This can be explained by the very low water content in the coarse sandy

soils at this potential. Predicted conductivity at a potential of -10 hPa however, is considerably higher for both coarse and fine sandy soils compared to the loamy soils.

Keywords: Unsaturated hydraulic conductivity, diffusivity, characterization of soils, hot air method, prediction of conductivity.

1 Indledning

Umættet hydraulisk ledningsevne er en proportionalitetsfaktor, som karakteriserer en jords kapacitet for transport af vand i ikke-vandmættet jord.

Umættet hydraulisk ledningsevne er en funktion af jordens vandindhold. Hvis man ser bort fra hysteresse, er der en enetydig sammenhæng mellem en given jords vandindhold og vandpotentialet. Umættet hydraulisk ledningsevne kan derfor også beskrives som en funktion af vandpotentialet.

Umættet hydraulisk ledningsevne er en jordfysisk egenskab af stor betydning for flere dyrknings- og miljømæssige aspekter.

Udvaskning af næringsstoffer fra landbrugsjord er i høj grad afhængig af jordens vandholdende og -ledende egenskaber. Mængden af f.eks. nitrat, der udvaskes gennem en periode, vil således kunne beregnes med større sikkerhed ved hensyntagen til de komplicerede strømningsforhold i jorden.

Også med hensyn til vandtransport til planterødder i vækstsæsonen er det vigtigt at kende de jordfysiske forhold, der betinger transporten.

Endvidere er hydraulisk ledningsevne en dynamisk strukturvariabel, der er følsom for ændringer i jordstrukturen. En indarbejdet og afprøvet målemetode for umættet hydraulisk ledningsevne er derfor et anvendeligt redskab til karakterisering af de effekter, som f.eks. jordbearbejdning udøver på jorden. Dette er f.eks. påvist i tyske jordbearbejdningsforsøg (Ehlers, 1976).

Vandbevægelse i jordens umættede zone kan for stationær strømning (θ er konstant) beskrives ved Darcy's lov

$$v = -K(\theta) \frac{d\psi}{dl} \quad [1]$$

v = strømhastighed, m/s

Θ = volumetrisk vandindhold, m^3/m^3

ψ = jordvandets totale potential, m vandsøjle (af beregningstekniske grunde benyttes ikke hPa)

l = længde, m

$K(\Theta)$ = umættet hydraulisk ledningsevne, m/s

t = tid, s

Ved kombination af kontinuitetsligningen [2]

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = - \frac{\partial v}{\partial l} \quad [2]$$

med [1] fås Richard's ligning for ikke-stationær strømning

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial l} \left[K(\Theta) \frac{\partial \psi}{\partial l} \right] \quad [3]$$

Disse ligninger har været grundlaget for næsten al kvantitativ beskrivelse af vandtransport i jordens umættede zone. Det er derfor vigtigt at kende umættet hydraulisk ledningsevne. Målet med nærværende undersøgelse har været at bestemme umættet hydraulisk ledningsevne i rodzonen på nogle typiske danske jorde. Da der ikke findes standardmetoder til bestemmelse af umættet ledningsevne, har formålet desuden været at systematisere og tilpasse analyse- og beregningsarbejdet ved den valgte metodik.

2 Metode

2.1 Målemetoder generelt

Metoderne til bestemmelse af umættet hydraulisk ledningsevne kan deles i tre kategorier:

1. Markmetoder (in situ)

- a. Instantaneous profile (f.eks. Hillel et al., 1972) $\left. \begin{array}{l} \text{a. Instantaneous profile (f.eks. Hillel et al., 1972)} \\ \text{b. Crust-metoden (markudgave) (f.eks. Bouma et al., 1983)} \end{array} \right\} \text{ikke-stationær strømning}$
- b. Crust-metoden (markudgave) (f.eks. Bouma et al., 1983) $\left. \begin{array}{l} \text{b. Crust-metoden (markudgave) (f.eks. Bouma et al., 1983)} \\ \text{+ flere} \end{array} \right\} \text{stationær strømning}$
- + flere

2. Laboratoriemetoder

- | | | |
|---|---|---------------------|
| a. Varmluftmetoden (Arya et al., 1975) | } | ikke-stationær |
| b. One-step outflow (f.eks. Jaynes & Tyler, 1980) | | strømning |
| c. Sorptivity-metoden (Dirksen, 1979) | } | stationær strømning |
| d. To-plade-metoden (Nielsen et al., 1960) | | |
| + flere | | |

3. Beregning ud fra vandretentionsdata

Metodevalg afhænger af, hvor megen tid der er til rådighed samt af krav til nøjagtighed, interesse i tørre eller våde forhold m.v. Endvidere er det et økonomisk spørgsmål, idet ressourceforbruget ved de forskellige metoder er forskelligt.

Der findes ingen metode til bestemmelse af umættet hydraulisk ledningsevne, som er realistisk at bruge i hele vandindholdsområdet fra vandmætning til visnegrænsen. Til rutineundersøgelser er metoder, som ikke er for ressourceforbrugende, at foretrække.

Set i sammenhæng med de senere års opmærksomhed om de jordfysiske parametres rumlige variabilitet vil det desuden være en fordel med et relativt stort antal prøver fra det areal, der skal karakteriseres. Dette taler også for en ikke for arbejdskrævende metode.

Markmetoder

Markmetoder må generelt anses for mere pålidelige end laboratoriemetoder. Problemet er, at de er meget arbejdskrævende og at bestemmelsen af ledningsevnen ofte er begrænset til høje vandindhold. Til rutineundersøgelser er det derfor ikke realistisk at bruge en markmetode.

Laboratoriemetoder

Laboratoriemetoder er ofte mindre arbejdskrævende, men kan kræve dyrt laboratorieudstyr. Ved udtagningen af jordprøverne kan jordens naturlige lejring blive forstyrret. Ved omhyggelig jordprøveudtagning kan dette problem dog minimeres. Da jordprøver udtaget til laboratoriemålinger er relativt små, kræves der mange prøver for at få et repræsentativt mål for de hydrauliske egenskaber i jorden.

Varmluftmetoden (Arya et al., 1975) er fra et praktisk synspunkt meget attraktiv. Den er hurtig, og den kræver ikke avanceret udstyr. Det første forhold er især vigtigt set i sam-

menhæng med de jordfysiske parametres rumlige variabilitet, idet der derved opnås mulighed for at analysere et stort antal fællesprøver fra hver lokalitet. Desuden bestemmes den umættede hydrauliske ledningsevne for et bredt interval af vandindhold.

Ulemper og begrænsninger er beskrevet i det efterfølgende afsnit om metoden.

One-step-outflow har større begrænsninger i måleområde end varmluftmetoden. For at fungere tilfredsstillende kræver metoden dyrt specialudstyr. Metoden er mest brugbar for sandjorde ved mellemhøje vandindhold, hvor det er kritisk at bruge varmluftmetoden.

One-step-outflow metoden er specielt interessant at bruge som grundlag for en bestemmelse af parametrene i matematiske funktioner for umættet hydraulisk ledningsevne og retentionskurven (Kool et al., 1985, Parker et al., 1985). Metoden er af forfatteren blevet afprøvet i forbindelse med det aktuelle projekt, hvor resultaterne dog ikke fandtes brugbare.

Sorptivity-metoden (Dirksen, 1979) kræver meget dyrt specialudstyr, og man måler på meget små jordprøver, hvilket er uheldigt set i relation til den rumlige variabilitet. Metoden er desuden kun brugbar for sandjorde.

Metoder, der bygger på stationær strømning (f.eks. to-plade-metoden), er mere tidskrævende, da man ved hver måling kun får resultatet for ét vandindhold.

Beregningsmetoder

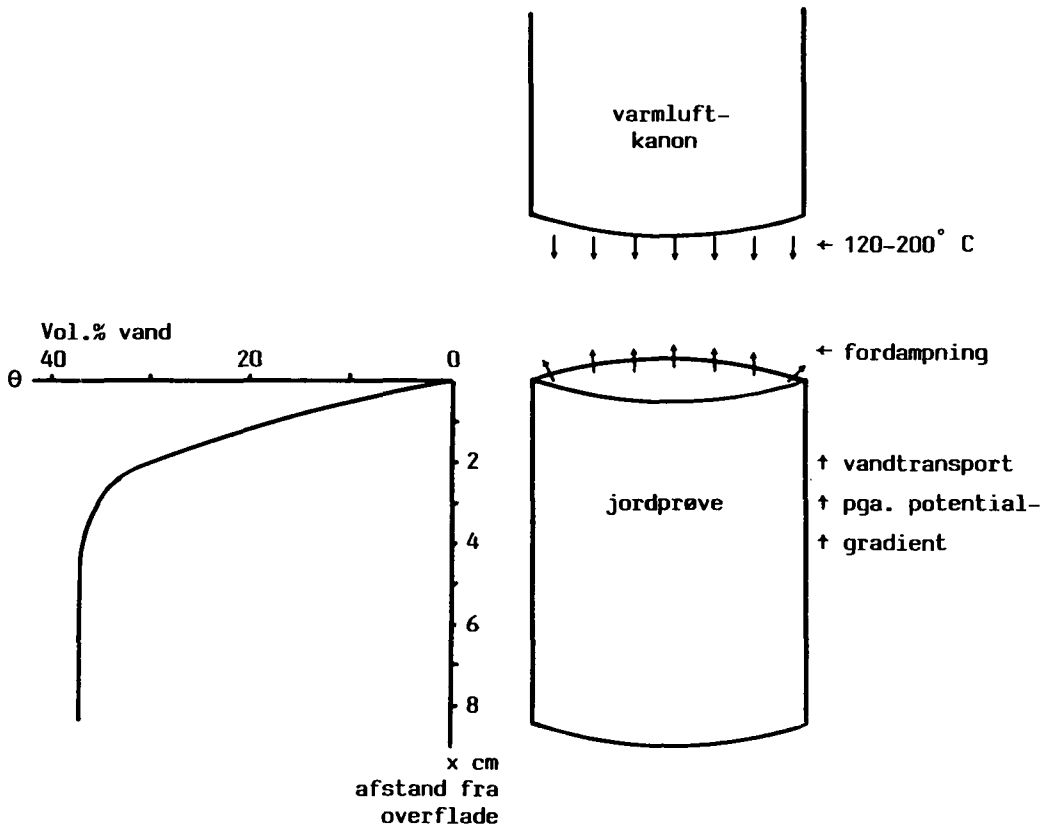
Beregning af umættet hydraulisk ledningsevne ud fra retentionskurven er en meget hurtig og billig metode, da retentionskurven ofte foreligger. De mest benyttede beregningsmetoder er godt beskrevet i en oversigtsartikel af Alexander & Skaggs (1986). Meget generelt bygger disse metoder på, at retentionskurven repræsenterer jordens porestørrelsesfordeling og at strømningen af vand i jorden kan beskrives ved Poiseuilles lov. Problemet ved metoderne er, at de beregnede ledningsevner må ganges med en empirisk matching-faktor F , som bestemmes af forholdet mellem målt værdi, K_s , og beregnet værdi, K_{sb} , af ledningsevnen ved samme vandindhold, $F = K_s/K_{sb}$. Man benytter oftest forholdet mellem målt og beregnet mættet hydraulisk ledningsevne, da beregningerne næsten altid foretages for at undgå at måle umættet hydraulisk ledningsevne. Det er imidlertid uheldigt at bruge mættet hydraulisk ledningsevne som matching-faktor, idet makroporer spiller en stor rolle ved vandtransport ved vandmætning, mens de transportveje, der er dominerende efter blot lille afdræning, ikke gør sig gældende.

Beregningsmetoder kan derimod være et fint supplement til en målemetode som varmluftmetoden. Som matching-punkt vælges et punkt midt på den ved varmluftmetoden målte ledningsevne-vandindholdskurve. Herved kan man på en kvalificeret måde ekstrapolere

således, at den umættede hydrauliske ledningsevne kan beregnes ud over det vandindholds-
område, hvor den er målt.

2.2 Varmluftmetoden

Princippet i varmluftmetoden er, at der fordampes vand fra en jordprøve i naturlig lejring ved at blæse varm luft på den ene overflade af jordprøven. Denne fordampning vil medføre vandtransport mod den varmlufteksponerede overflade. Ved behandlingens afslutning bestemmes det volumetriske vandindhold i forskellige afstande fra overfladen (se fig. 1). Ud fra denne desorptionskurve bestemmes diffusiviteten, og med kendskab til hældningen på retentionskurven kan umættet hydraulisk ledningsevne udregnes.



Figur 1. Principskitse for varmluftmetoden.
Principle of the hot air method.

2.2.1 Teoretisk baggrund

En-dimensional vertikal strømning under isoterme forhold kan beskrives ved Richard's ligning på formen [4]

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial x} \quad [4]$$

hvor

θ = vandindhold, m^3/m^3

t = tid, s

x = længde, m

$D(\theta)$ = diffusivitet, m^2/s

$K(\theta)$ = umættet hydraulisk ledningsevne (konduktivitet), m/s

Da gravitationspotentialgradienten er ubetydelig i forhold til den potentialgradient, som introduceres ved varmluftbehandling, kan man ved ikke alt for store vandindhold se bort fra sidste led i ligning [4], så der kan bruges ligningen for horisontal strømning (ligning [5]):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad [5]$$

For et semi-uendeligt system (vandindhold i den ene ende af jordprøveing ændres ikke under forsøget) fås ved substitution i ligning [5] med Boltzmann's parameter $\lambda = \frac{x}{\sqrt{t}}$ differentilligningen [6]:

$$-\frac{\lambda}{2} \frac{d\theta}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} \left[D(\theta) \frac{d\theta}{d\lambda} \right] \quad [6]$$

som løses for initial- og grænsebetingelserne:

$$\theta = \theta_i \text{ for } \lambda \rightarrow \infty \text{ (} t = 0, x \geq 0 \text{)} \quad [7]$$

$$\theta = \theta_o \text{ for } \lambda = 0 \text{ (} t > 0, x = 0 \text{)} \quad [8]$$

hvor

θ_i = initialt vandindhold, m^3/m^3

θ_o = vandindhold ved overfladen af prøven, m^3/m^3

Se Bruce & Klute (1956) for integration m.v., som giver ligning [9]. Varmluftmetoden er desorptionsækvivalenten til Bruce & Klute's metode til bestemmelse af $D(\theta)$ ved absorption.

$$D(\theta_x) = \frac{1}{2t} \left(\frac{dx}{d\theta} \right)_{\theta_x} \int_{\theta_x}^{\theta_i} x \, d\theta \quad [9]$$

hvor

θ_x = vandindhold i afstanden x

x = afstand fra overfladen, m

t = tidsrummet, jordprøven har været eksponeret for varmluft, s

$\left(\frac{dx}{d\theta} \right)_{\theta_x}$ = hældningen af desorptionskurven til vandindhold θ_x , m

$$\int_{\theta_x}^{\theta_i} x \, d\theta = \text{areal under desorptionskurve fra } \theta_x \text{ til } \theta_i, \text{ m}$$

Diffusiviteten kan omregnes til ledningsevne (konduktivitet) ved

$$K(\theta_x) = D(\theta_x) \left(\frac{d\theta}{d\Psi} \right)_{\theta_x} \quad [10]$$

hvor

$\left(\frac{d\theta}{d\Psi} \right)_{\theta_x}$ = specifik vandkapacitet ved vandindholdet θ_x (= hældningskoefficienten på retentionskurven, m v.s.⁻¹)

Selv om der i denne fremstilling ikke gås nærmere ind på problematikken om hysteres, er det værd at bemærke, at det er ledningsevne ved afdræning, der er bestemt.

2.2.2 Procedure

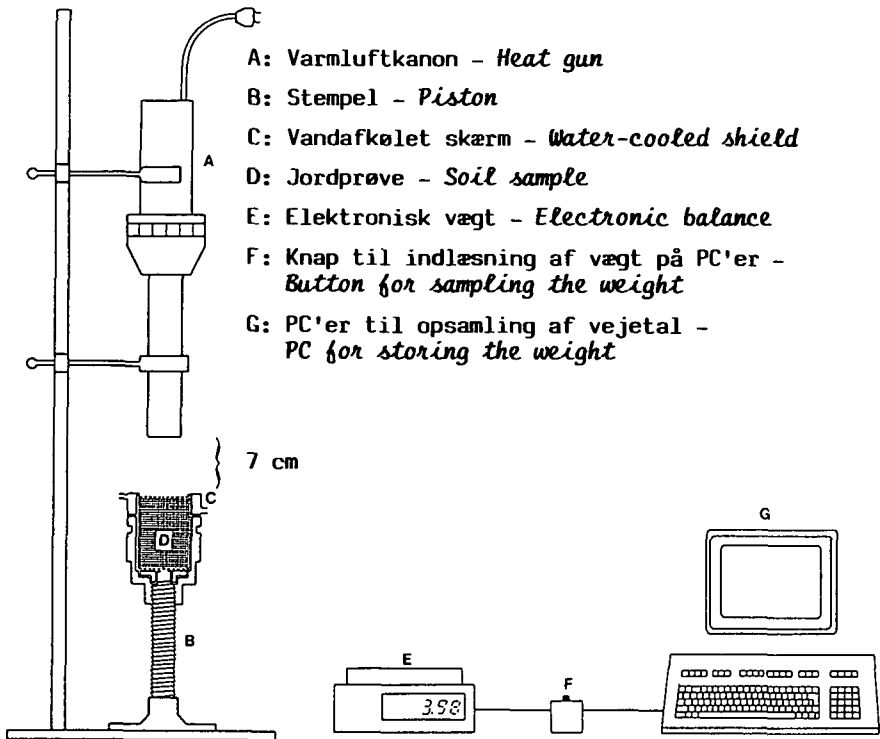
Jordprøveringe med diameter = 6,10 cm og længde = 8,55 cm (250 cm³) neddrives i jorden med hammer og specialkonstrueret flange for at udtage jordprøver i naturlig lejring. Fra udtagningen til den videre behandling opbevares prøverne i køleskab (5° C) for at minimere biologisk aktivitet, som forstyrrer jordens fysiske forhold.

Jordprøven fugtes langsomt med vand til mætning på en sandboks i mindst 5-6 døgn. Derpå afdrænes jordprøven til et udvalgt potential. Sandede jorde afdrænes til -75 til -100 hPa, mens jorde med større lerindhold afdrænes til -25 til -50 hPa (1 hPa ~ 1 cm v.s.).

Derefter lukkes prøven i begge ender med plastiklåg, og prøven lægges horisontalt nogle dage for at udligne gravitationspotentialgradienten.

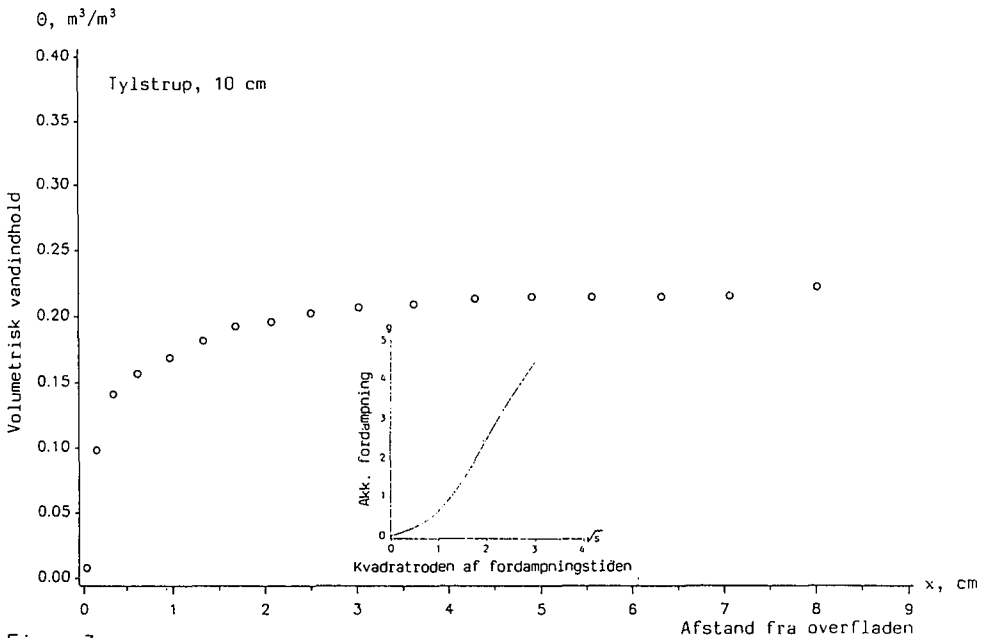
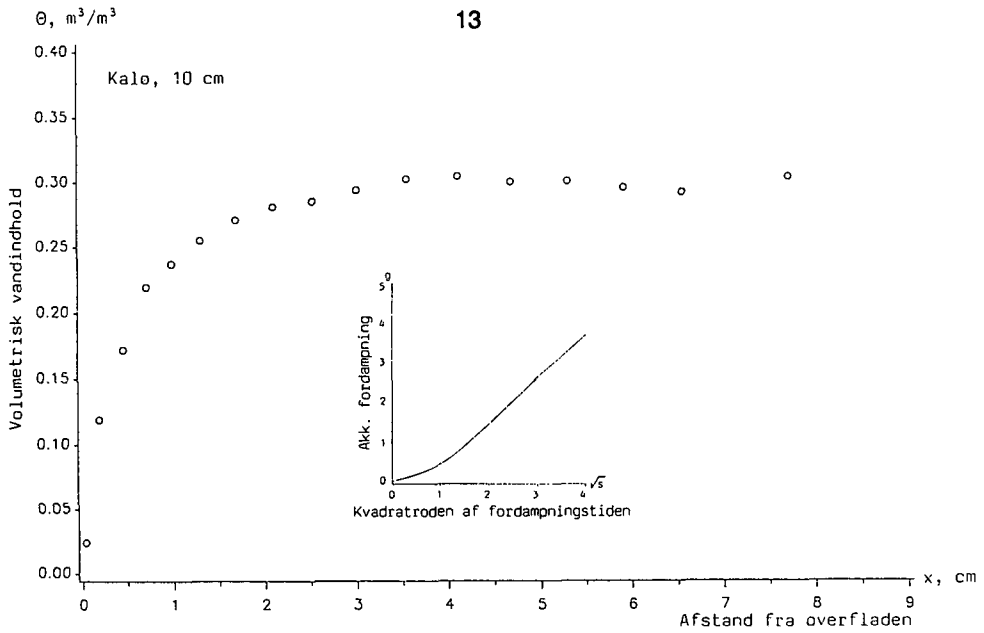
Efter denne udligning tages lågene af, og prøven spændes fast i en jordprøveholder med et stempel i bunden (se fig. 2). Jordprøveringen beskyttes mod opvarmning af en vandafkølet skærm (se fig. 2). Den ene ende af jordprøverne eksponeres herefter for en varm luftstrøm fra en varmluftkanon (Leister CH-Kägisurt, type TRIAC). Fordampningen måles løbende under denne behandling ved at veje jordprøven og jordprøveholderen. Hvis betingelserne for metoden er opfyldte, er den akkumulerede fordampning proportional med $\sqrt{t}$ (se fig. 3). For at opfylde ovenstående betingelse samt start- og grænsebetingelserne, må der benyttes forskellig behandlingstemperatur og -tid for forskellige jordtyper. Sandede jorde behandles i 7-13 minutter ved 150-200° C, mens mere lerede jorde behandles i 16 minutter ved 120-150° C.

Når varmluftkilden slukkes, skubbes jordsøjlen ud af cylinderen og sektioneres i 2-5 mm tynde skiver i små bakker, som vejes. Det er vigtigt, at denne proces foregår så hurtigt som muligt for at undgå omfordeling og fordampning af vand i prøven.



Figur 2. Apparatur benyttet til varmluftmetoden.

Apparatus used for the hot air method.



Figur 3

Desorptionsprofil. Fordeling af vandindhold i jordprøve fra Kalø (lerjord), 10 cm, og fra Tylstrup (finsandet jord), 10 cm, efter hhv. 16 og 9 min. varmluftbehandling. Indsat: Akkumuleret fordampning i relation til kvadratroden af fordampningstiden.

Desorption profile. Moisture distribution in a soil sample from Kalø (sandy loam), 10 cm, and Tylstrup (sand), 10 cm, after 16 and 9 min. of drying time, respectively. Insert: Cumulative evaporation as a function of the square root of drying time.

Da det er vigtigt, at alle vejninger foregår så hurtigt som muligt, er der benyttet en vægt med automatisk dataopsamling. Dette er desuden en stor rationalisering, da det undgås at nedskrive og indtaste det meget store datamateriale, der fås fra analysen.

Volumetrisk vandindhold i hver skive bestemmes gravimetrisk og plottes mod afstanden til den eksponerede overflade (se fig. 3). Det kan nu kontrolleres, om vandindholdet i den ikke-eksponerede ende er lig med det initiale vandindhold (semi-uendeligt system).

Da det i praksis ikke er muligt at måle tykkelsen af skiverne, beregnes denne ud fra en antagelse om, at volumenvægten er den samme i hele jordprøven. Efter ovntørring og vejning estimeres skivernes volumen ved at dividere skivens tørvægt med jordprøvens gennemsnitlige volumenvægt. Skivernes tykkelse beregnes ved at dividere volumen med jordprøveringens indre tværsnitsareal (ligning [11])

$$x_i = \frac{m_i}{\rho_v \cdot A} \quad [11]$$

hvor

x_i = tykkelsen af den i. skive, m

m_i = tørvægten af den i. skive, kg

ρ_v = jordprøvens gns. volumenvægt, kg/ m³

A = jordprøveringens indre tværsnitsareal, m²

2.2.3 Beregninger

$D(\theta_x)$ kan beregnes ved grafisk at bestemme hældningen på tangenten til og arealet under desorptionsprofilen (ex. Arya et al. 1975, Ehlers 1976). Denne metode er meget arbejdskrævende og desuden ikke reproducerbar. Således fandt van den Berg & Louters (1985), at der kan opstå stor variation i resultatet, hvis forskellige personer tegner og bestemmer umættet hydraulisk ledningsevne ud fra de samme data.

Van Grinsven et al. (1985) anvender en iterativ løsning af ligning [6]. Metoden er en tilpasning af en iterativ løsning foreslået af Philip (1955) og vil derfor i det følgende blive omtalt som Philip's iteration. Iterationen kan foretages for forskellige typer af diffusivitets- og konduktivitetsfunktioner, f.eks.

$$D(\theta) = a \quad \theta^{5m} (\theta_s - \theta)^{-m} \quad (\text{Ahuja \& Swartzendruber, 1972}) \quad [12]$$

og

$$K(\Psi) = a |\Psi|^{-b} \quad (\text{Wind, 1955})$$

[13]

hvor

$D(\theta)$ = diffusivitet, m^2/s

$K(\psi)$ = umættet hydraulisk ledningsevne (konduktivitet), m/s

θ = vandindhold, m^3/m^3

ψ = potential, m vandsøjle (eller ca. 10^2 hPa)

a, b, m, θ_s = koefficienter, hvor θ_s er total porøsitet

Koefficienterne blev i det aktuelle projekt udregnet ved iteration ved hjælp af et edb-program af W. Bouten, Laboratory of Physical Geography and Soil Science, University of Amsterdam.

Det kan virke som en stor begrænsning, at data tvinges til at følge et bestemt funktionsudtryk. I betragtning af usikkerheden ved målingerne har de ovenstående funktioner dog vist sig at være realistiske for et bredt spektrum af jordtyper.

Til brug i matematiske modeller for vandtransport er det desuden en stor fordel, at resultaterne er udtrykt ved simple funktioner i stedet for diskrete værdier.

Det skal påpeges, at funktionerne kun gælder for vandindhold / potentialer, som er mindre end det initiale vandindhold / potential, som jordprøven er blevet afdrænet til før varmluftbehandling.

Som illustration af princippet i varmluftmetoden er der i fig. 4 vist et eksempel på, hvordan man grafisk kan bestemme diffusivitet og ledningsevnen. De fundne værdier er sammenlignet med resultater fundet ved Philip's iteration.

Beregning af diskret værdi efter ligning [9]:

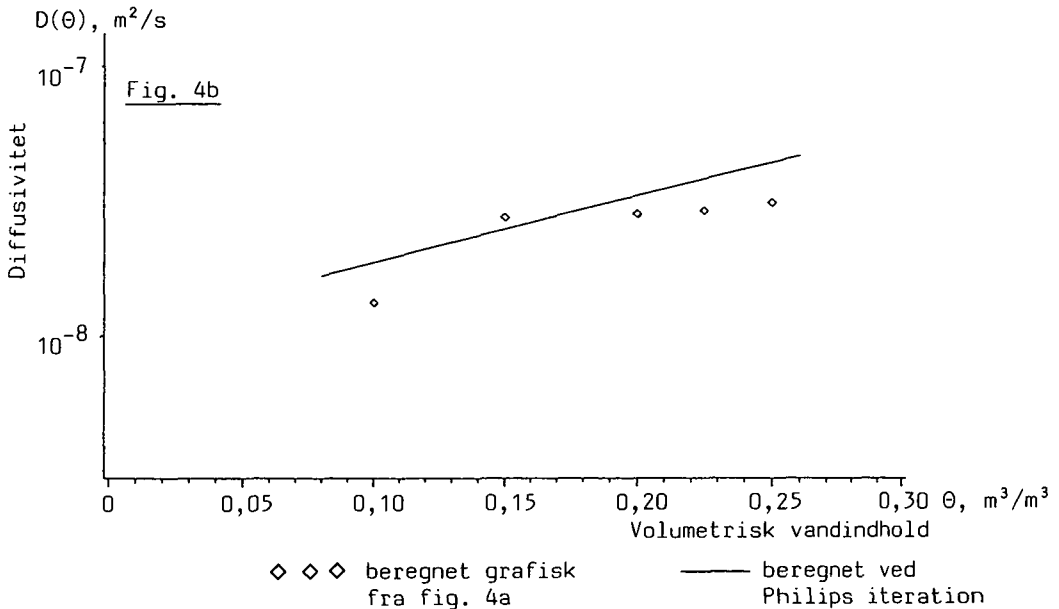
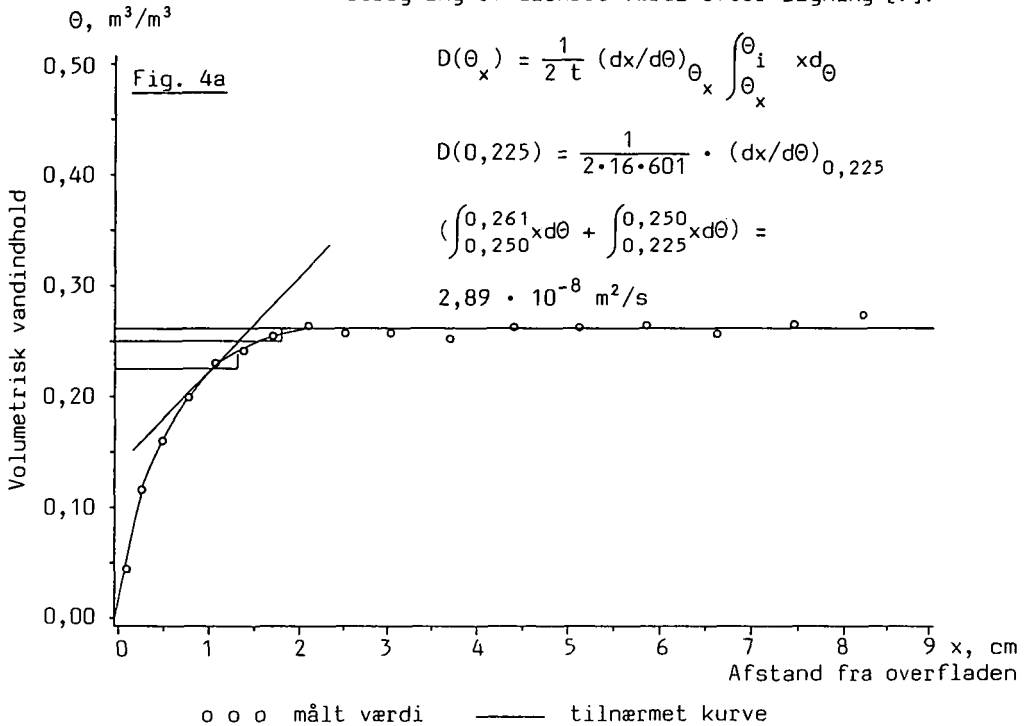
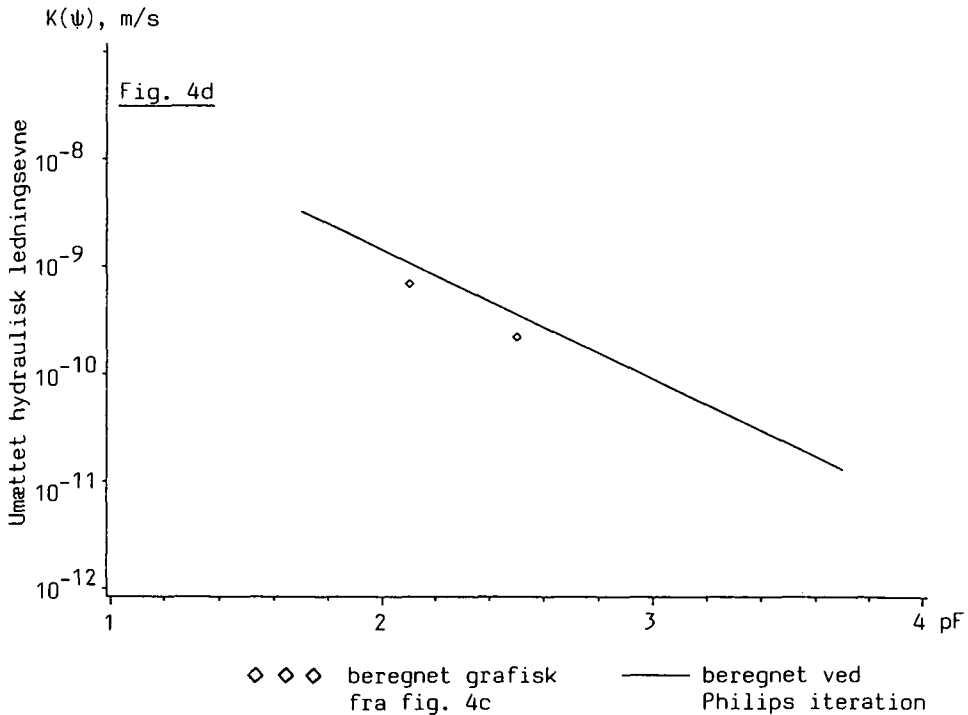
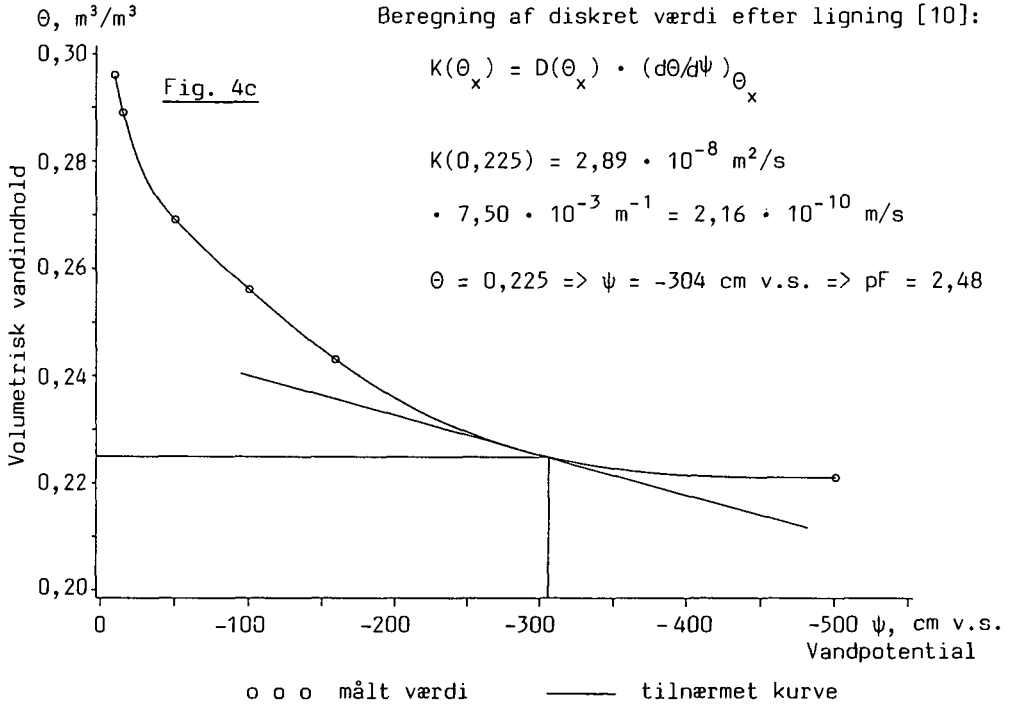


Fig. 4a-d. Eksempel på grafisk bestemmelse af umættet hydraulisk ledningsevne. Jordprøven stammer fra Ødum (lerblandet sandjord), 70 cm. a) desorptionsprofil, b) diffusivitet, c) retentionskurve, d) ledningsevne.

Example of graphical determination of unsaturated hydraulic conductivity of a soil sample from Ødum (sandy loam), 70 cm. a) desorption profile, b) diffusivity, c) retention curve, d) conductivity.



2.2.4 Diskussion

Varmluftmetoden bygger lige som andre metoder til bestemmelse af umættet hydraulisk ledningsevne på nogle antagelser, der kun med tilnærmelse kan opfyldes.

Alligevel har man i litteraturen fundet overensstemmelse mellem umættet hydraulisk ledningsevne målt ved varmluftmetoden og andre målemetoder (Ragab et al., 1981; Tiktak & Bouten, 1985).

For at gøre varmluftmetoden så sikker som muligt er det nødvendigt med kontrol af data både før og under beregningerne. Hvis denne kontrol afslører, at prøven ikke opfylder de stillede forudsætninger, må prøven kasseres.

En af de hyppigste årsager til kassation er sten i jordprøverne. Sten er et problem, dels fordi antagelsen om ensartet massefylde ikke bliver opfyldt, dels fordi de vanskeliggør processen med at skære jordsøjlen i skiver.

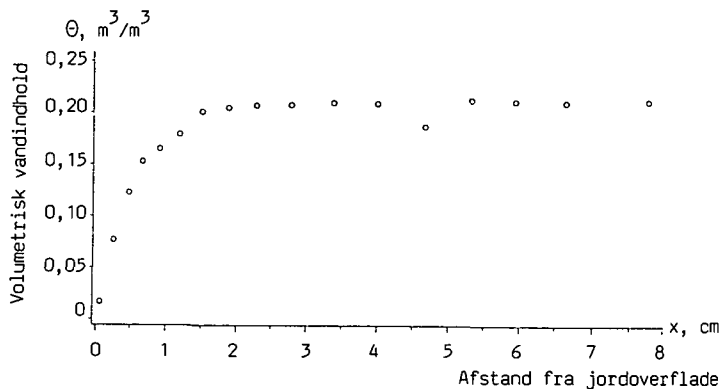


Fig. 5. Desorptionsprofil. En sten i skive nr. 13 gør, at denne skive får fejlagtigt lavt vandindhold. Punktet udelades af beregningerne.

Desorption profile. A stone in slice no. 13 makes the water content in this slice too low. The point is not used in the calculations.

I fig. 5 er vist resultater fra en jordprøve, hvor der har været en sten i skive nr. 13. Hvis stenen - som det her er tilfældet - findes i den del af jordprøven, hvor vandindholdet er konstant under varmluftbehandlingen, kan punktet fjernes og resultaterne derefter bruges til videre beregninger.

Fig. 6 viser en desorptionsprofil af en lagdelt jordprøve. Nogle af lagene har en større vandholdende evne end andre. Lagdelte prøver og prøver, der af anden grund ikke er ensartede, må derfor kasseres.

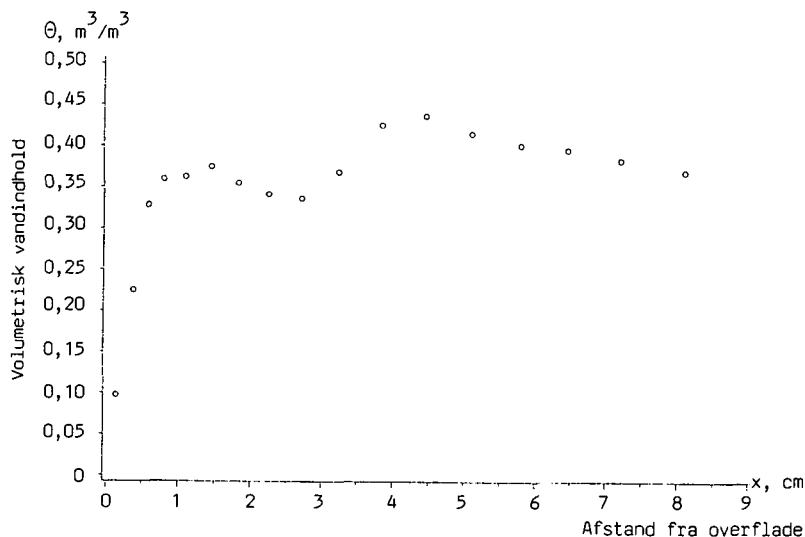


Fig. 6. Desorptionsprofil. Kurvens forløb skyldes, at prøven er lagdelt. Prøven må kasseres.

Desorption profile. The soil sample is stratified and can not be used for calculations.

Det er nødvendigt at afdræne jordprøverne før varmluftbehandlingen, da varmluftmetoden ikke er pålidelig ved store initiale vandindhold (Ehlers, 1976; van den Berg & Louters, 1986; van Grinsven et al., 1985). En af grundene hertil er, at grænsebetingelsen med konstant vandindhold for $x = 0$ og $t > 0$ (ligning [8]) er svær at opfylde ved store initiale vandindhold. Omvendt er man interesseret i at måle hydraulisk ledningsevne for så bredt et spektrum af vandindhold som muligt, og for lerjord er det realistisk at dræne til -25 til -50 hPa, mens man i sandjorde må dræne mere (75 til -100 hPa). Det betyder, at man med varmluftmetoden ikke kan bestemme ledningsevne i vandindholdsområdet fra vandmættet til de anførte potentialer.

Det konstante vandindhold i overfladen af prøven viser sig i praksis at være nul, og grænsebetingelsen kan derfor kontrolleres ved at se, om overfladen tørrer ud.

Med hensyn til behandlingstid og -temperatur står man også i et dilemma. På den ene side ønskes **høj temperatur** og **lang behandlingstid**, da der kræves 1) konstant overfladevand-

indhold (nul), 2) lineær relation mellem akkumuleret fordampning og kvadratroden af tiden, 3) tilstrækkelig opløsning på Θ -x kurven. På den anden side ønskes **lav temperatur og kort behandlingstid**, da der kræves 1) isoterme forhold, 2) konstant vandindhold i ikke-eksponeret ende af jordsøjle.

Antagelsen om isoterme forhold er et af de springende punkter ved varmluftmetoden. Ved at blæse 120-200° C varm luft ned på en jordprøve kan man ikke undgå at introducere en temperaturgradient. I fig. 7 er vist, hvordan temperaturen stiger ved varmluftbehandlingen. Temperaturgradienten kan gøres så lille som muligt ved at beskytte selve metalcylinderen med en vandafkølet skærm. Desuden kan der som ovenfor nævnt benyttes kort behandlingstid og lav temperatur, hvilket vil gøre gradienten mindre.

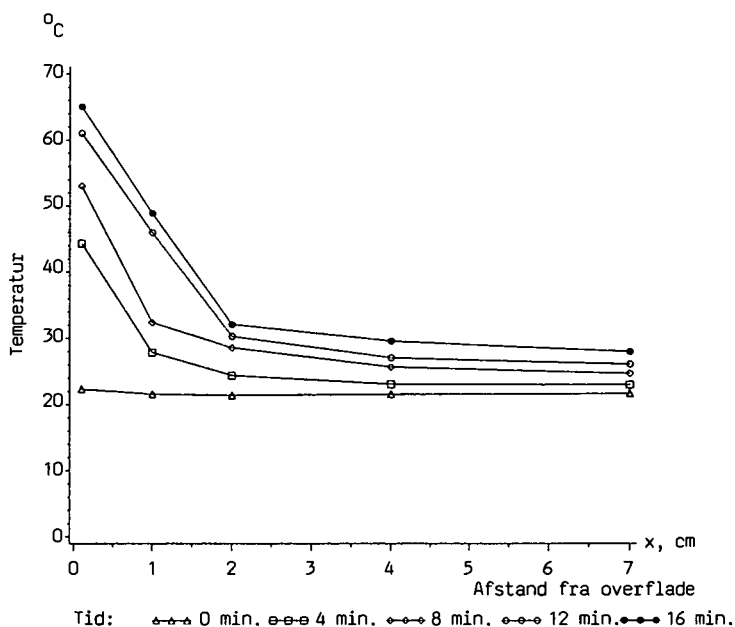


Fig. 7. Temperaturen i forskellige dybder og til forskellige tidspunkter efter varmluftbehandlingen af en jordprøve fra Højer (lerjord), 10 cm. Behandlings-temperaturen er 170 °C.

Temperature in various depths measured at time intervals during hot air treatment of a soil sample from Højer (loam), 19 cm. Air steam temperature is 170 °C.

En temperaturgradient vil påvirke vandtransporten på to måder. Øget temperatur vil mindske vandets viskositet, hvilket medfører, at vandet hurtigere transporteres til jordprøvens overflade. Omvendt vil en temperaturgradient betyde, at vand enten som væske eller i dampform vil

diffundere fra toppen af jordprøven med høj temperatur ned i jordprøven, hvor temperaturen er lavere. Disse to modsatrettede processer vil til dels ophæve virkningen af en temperaturgradient (van Grinsven et al., 1985). For at opfylde initial- og grænsebetingelser er man nødt til at bruge temperaturer på 120-150° C for lerjorde og 150-200° C for sandjorde. Substitutionen med Boltzmann's parameter i ligning [6] vil kræve en lineær relation mellem den akkumulerede fordampning og kvadratroden af tiden (se fig. 3). Det er derfor vigtigt, at denne relation bliver målt og kontrolleret for hver prøve. For nogle prøver bøjede kurven af mod slutningen af varmluftbehandlingen. Sådanne prøver må kasseres. En sådan afbøjning af kurven skete typisk, når prøven begyndte at tørre til vandindhold = 0 længere ind end lige i overfladen.

For at beregningerne ikke skal blive for unøjagtige, er det nødvendigt, at der er fordampet en sådan mængde vand, at der opnås en tilstrækkelig opløsning på desorptionskurven. Det er skønnet, at dette kræver fordampning af mindst 4-5 g vand med aktuelle prøvestørrelse. Behandlingstiden er fastlagt efter dette krav. Behandlingstiden er 7-16 min. Sandjorde skal på grund af større ledningsevne og højere behandlingstemperatur have kortere eksponeringstid end lerjorde. Dog vil den større afdræning af sandjordprøverne trække i retning af længere behandlingstid.

2.3 Beregning af umættet hydraulisk ledningsevne fra vandretentionsdata

Da det er vanskeligt og tidskrævende at måle ledningsevnen ($K(\theta)$), har der været stor interesse for at beregne $K(\theta)$ ud fra letmålelige egenskaber i jorden.

For eksempel har man forsøgt sig med rent empiriske funktioner som Averjanov's formel

$$K(\theta) = K_s \cdot S_e^n, \quad [14]$$

$$\text{hvor } S_e = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)$$

hvor

K_s = mættet hydraulisk ledningsevne, m/s

θ_s = porøsiteten, dvs. vandindhold ved mætning, m^3/m^3

θ_r = residualvandindholdet (f.eks. ved pF 4,2), m^3/m^3

n = konstant

I den oprindelige formel benyttes $n = 3,5$, men Mualem (1978) foreslår, at n kan variere med jordtypen.

Mere opmærksomhed er tildelt den gruppe beregningsmetoder, som bygger på vandretentionsdata, $\theta(\psi)$. De er fysisk baserede og bygger på, at vandtransporten gennem jorden kan beskrives som strømning gennem smalle rør (Poiseuille's lov), samt at sammenhængen mellem vandpotentialet, ψ , og radius, r , af de største porer, hvori der foregår strømning, kan beskrives ved [15]:

$$r = c/\psi \quad [15]$$

hvor c er en konstant.

Disse metoder kan deles op i 2 grupper. Den ene gruppe giver et kontinuert funktionsudtryk for $K(\psi)$. Dette kræver, at vandretentionsdata kan skrives som et ligningsudtryk. Den anden gruppe bygger på en inddeling af vandretentionsdata i poreklasser, og her gives $K(\psi)$ i diskrete værdier.

2.3.1 Procedure og beregning

Metoder, der kræver et ligningsudtryk for vandretentionsdata:

Burdine (1953) antog, at jorden fungerer som et bundt af parallelle kapillære rør, og fandt følgende ligning til at beregne umættet hydraulisk ledningsevne:

$$K(S_e) = K_s S_e^2 \frac{\int_0^{S_e} \frac{1}{\psi^2(x)} dx}{\int_0^1 \frac{1}{\psi^2(x)} dx} \quad [16]$$

hvor ψ er vandpotentialet som funktion af S_e .

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

θ_r og θ_s er henholdsvis residual og mættet vandindhold. Residual vandindhold betegner den vandmængde, der er bundet så hårdt til jorden, at vandet ikke deltager i vandtransporten. Ofte bruges vandindhold ved visnegrænsen.

For at løse Burdines ligning [16] er det nødvendigt med en funktion, som relaterer S_e med ψ .

Brooks & Corey (1964) foreslår

$$S_e = \begin{cases} (\psi_b / \psi)^\lambda, & \psi < \psi_b \\ 1, & \psi > \psi_b \end{cases} \quad [17]$$

Ved substitution i [16] fås:

$$K(\psi) = \begin{cases} K_s (\psi_b / \psi)^{2+3\lambda}, & \psi < \psi_b \\ K_s, & \psi > \psi_b \end{cases} \quad [18]$$

hvor λ er en koefficient og ψ_b er "air entry" - vandpotentialet (det punkt på pF-kurven, hvor kurven bøjer af mod total porøsitet (θ_s)). Parametrene ψ_b og λ kan bestemmes fra retentionskurven ved procedure foreslået af Genuchten & Nielsen (1985), mens K_s bestemmes ved måling.

Campbell (1974) foreslår en anden sammenhæng mellem θ og ψ :

$$\theta = \theta_s (\psi_b / \psi)^{1/b} \quad [19]$$

Han inddrager samtidig det forhold, at jordens porer er indbyrdes forbundne og ikke kun parallelle rør, og får

$$K(\theta) = K_s (\theta / \theta_s)^{2b+3} \quad [20]$$

K_s og Θ_s bestemmes direkte. b kan findes ved lineær regression mellem pF og $\log(\Theta)$ (logaritmering af [19]) (se fig. 8). Ved denne beregning udelades potentialer højere end ψ_b .

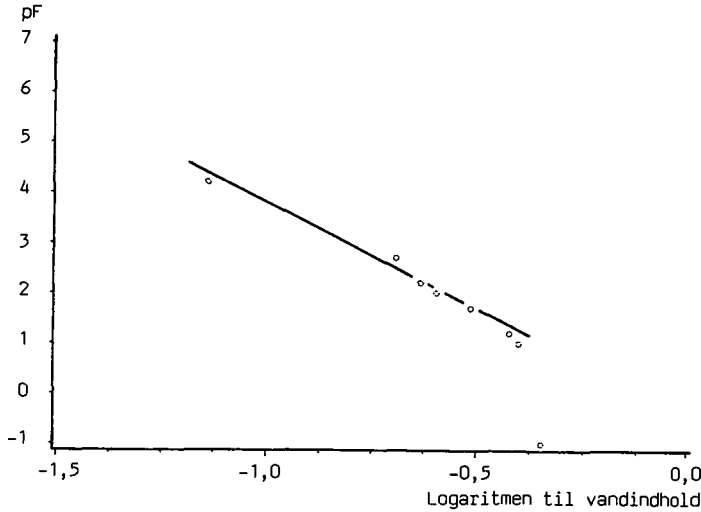


Fig. 8. pF som funktion af logaritmen til det volumetriske vandindhold for Roskilde (fin sandblandet lerjord), 10 cm.

pF as a function of the logarithm of the volumetric water content in Roskilde (sandy loam), 10 cm.

Mualem (1976) modificerede Burdines model [16], idet han inddrog effekten af, at jordens porer er indbyrdes forbundne

$$K(S_e) = K_s S_e^{\frac{1}{2}} \left[\frac{\int_0^{S_e} \frac{1}{\Psi(x)} dx}{\int_0^1 \frac{1}{\Psi(x)} dx} \right]^2 \quad [21]$$

hvor Ψ er vandpotentiallet som funktion af S_e .

Ligning [21] er brugt af van Genuchten (1980), som foreslog følgende funktion til at beskrive sammenhængen mellem vandindhold og vandpotential:

$$S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha \Psi)^n} \right]^m, \quad m = 1 - 1/n \quad [22]$$

hvor α , n og m er koefficienter.

Løsning af ligning [21] ved brug af ligning [22] giver

$$K(S_e) = K_s S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2, \quad m = 1 - 1/n \quad [23]$$

Ligning [22] og [23] indeholder 5 uafhængige parametre: K_s , θ_r , θ_s , α og n . K_s måles direkte. θ_s fås direkte fra retentionskurven. Vandindhold ved pF 4,2 kan bruges som θ_r . Men i hvert tilfælde må α og n estimeres ud fra retentionsdata, f.eks. ved optimeringsprocedure foreslået af van Genuchten (1980).

Ligningerne [16-18], [19-20] og [21-23] er således tre forskellige muligheder for fremstilling af en funktion for ledningsevnen fra andre målte fysiske parametre.

Metoder, som anvender diskrete værdier for vandretentionsdata

Metoderne foreslået af Marshall (1958), Millington & Quirk (1959) og Kunze et al. (1968) bygger alle på, at porevolumenet opdeles i et antal poreklasser af ens størrelse. Desuden tager man i betragtning, at jordens porer ikke er parallelle rør, men tilfældigt orienteret og indbyrdes forbundne.

Beregningsmetoden foreslået af Kunze et al. (1968) kan skrives

$$K(\theta_i) = \frac{K_s}{K_{SB}} \frac{\sigma^2}{2\rho g \eta} \frac{\theta_i}{n^2} \sum_{j=1}^{j=i} [(2j + 1 - 2i) \Psi_j^{-2}] \quad i = 1, 2, \dots, n \quad [24]$$

hvor

$K(\theta_i)$ = beregnet ledningsevne for en specifik vandindhold-klasse, m/s

K_s/K_{SB} = matching faktor (f.eks. målt mættet ledningsevne / beregnet mættet ledningsevne)

σ = vands overfladespænding, N/m

ρ = vands massefylde, kg/m³

g = tyngdeaccelerationen, m/s²

η = vands viskositet, kg/(m · s)

θ = aktuelt vandindhold, m³/m³

ψ = vandpotential, m v.s.

n = totalt antal poreklasser

i = nummer på klassen med de største porer, der kan være vandfyldte ved det aktuelle potential

Metoden kræver sammenhørende værdier for vandindhold og potential for hver poreklasse samt en målt værdi for ledningsevne til brug for matching-faktoren.

For at kunne automatisere beregningerne og for at resultaterne dermed også bliver reproducerbare, kan der bruges spline-interpolation på pF-kurven. Denne tilnærmede numeriske metode er omtalt hos Schjønning (1985a). Spline-interpolation har den fordel frem for regressionsmodeller som [17], [19] og [22], at den bedre kan beskrive det nuancerede forløb af pF-kurven, som ofte ses.

2.3.2 Diskussion

Det er vanskeligt at bedømme, hvilke(n) metode(r) der er bedst.

Alexander & Skaggs (1986) har sammenlignet 14 beregnings-metoder med målte værdier af ledningsevne. De fandt, at en metode, der byggede på Campbells funktionsudtryk [19] mellem vandindhold og tension, var den bedste for et bredt spektrum af jordtyper.

Det kan ellers virke urimeligt at tilpasse vandretentionsdata til så simple funktionsudtryk som ligning [17] (Brook & Corey, 1964) og ligning [19] (Campbell, 1974). Disse funktioner tager ikke hensyn til mere nuancerede forløb af retentionskurven. De har til gengæld en stor fordel i forhold til mere indviklede funktionsudtryk og diskrete værdier, nemlig at de er meget anvendelige som input til matematiske modeller til beskrivelse af vandtransport.

Matching faktor

Brugen af mættet hydraulisk ledningsevne som grundlag for fastlægning af beliggenheden af $K(\psi)$ er på flere måder uheldig.

Makroporer spiller en stor rolle ved vandtransport ved vandmætning, mens de transportveje, der dominerer efter blot en lille afdræning, ikke har synderlig indflydelse på K_s .

Desuden er der meget stor variation på mættet hydraulisk ledningsevne. Makroporer i jorden - f.eks. regnormegange og gamle rodkanaler - er et stort problem ved estimering af mættet hydraulisk ledningsevne med de oftest anvendte laboratoriemetoder. Det betyder, at der skal mange gentagelser til for at få et godt estimat for mættet ledningsevne.

I stedet for at benytte mættet hydraulisk ledningsevne kan som matching punkt benyttes en målt værdi for umættet hydraulisk ledningsevne. Hermed falder lidt af formålet med beregningsmetoderne væk, da det oftest er for at undgå at måle, at beregningsmetoderne ønskes benyttet.

Men beregningsmetoderne kan på den måde blive et fint supplement til varmluftmetoden. Ved at vælge et matching punkt i det vandindholdsområde, hvor umættet ledningsevne fra

varmluftmetoden er mest sikkert bestemt, kan man dels få en evaluering af varmluftmetodens resultater og dels kan man på en kvalificeret måde ekstrapolere således, at den umættede hydrauliske ledningsevne kan beregnes ud over det vandindholdsområde, hvor den er målt.

3 Jordtypekarakterisering

3.1 Jordprøveudtagning

Formålet med måleprogrammet er at karakterisere typiske danske jorde mht. umættet hydraulisk ledningsevne og derigennem erkende karakteristiske jordtypeforskelle. Derfor er prøveudtagningen foretaget i en repræsentativ mark uden markforsøg.

Jordprøverne er udtaget på en række danske jordtyper med spredning i såvel geologisk oprindelse som i geografisk placering i landet. I fig. 9 er angivet de 16 lokaliteter, hvor der er udtaget prøver. I tabel 1 er angivet geologisk oprindelse samt nøjagtig angivelse af, hvilken mark prøverne er udtaget i.

Der er først og fremmest satset på Statens Planteavlsforsøgs forsøgsstationer. Dette er blandt andet sket på grund af det kendskab, man har til disse jordes egenskaber. Den konkrete mark på forsøgsstationen er således udvalgt med henblik på størst muligt sammenfald med tidligere analyseprogrammer til jordkarakterisering - bl.a. startkarakterisering af arealer til systemforskning (Heidmann, 1988).

Der er ikke satset på geostatistisk beskrivelse af arealerne.

Da målingerne er foretaget med henblik på landbrugsmæssig anvendelse, er der lagt mere vægt på, at prøverne er udtaget i veldefinerede dybder end i bestemte geologiske horisonter. En geologisk beskrivelse af flere af jordene findes hos Nielsen & Møberg (1984 og 1985).

Tabel 1. Prøveudtagningssteder Places of sampling			
Lokalitet Location	Nr. på kort No. on map	Mark Field	Geologisk jordart Geological origin
Roskilde	1	A1	Moræner, Weichsel
Lystofte	2	K1	Moræner, Weichsel
Kalø	3	Kaløvej 27, Øst for gård	Moræner, Weichsel
Øster Ulslev	4	Holbyevej 52, nord for gård	Moræner, Weichsel
Årslev	5	Ø2	Moræner, Weichsel
Ronhøve	6	A6	Moræner, Weichsel
Åskov	7	C8	Moræner, Weichsel
Ødum	8	Systemforskningsareal	Moræner, Weichsel
Foulum	9	Systemforskningsareal	Morænesand, Weichsel
Hornum	10	11 3 (syd-del)	Morænesand, Weichsel
Borris	11	7 og 9	Morænesand, Saale
Travsted	12	Vennemosevej 60, vest. f. gård	Morænesand, Saale
Højer	13	C4	Marisk
Lyndeved	14	Systemforskningsareal	Hedesand
Lystrup	15	Vest for D3	Sand, Yoldiahavbund
Hals	16	Nørreskovvej 33, vest for gård	Sand, Littorinahavbund

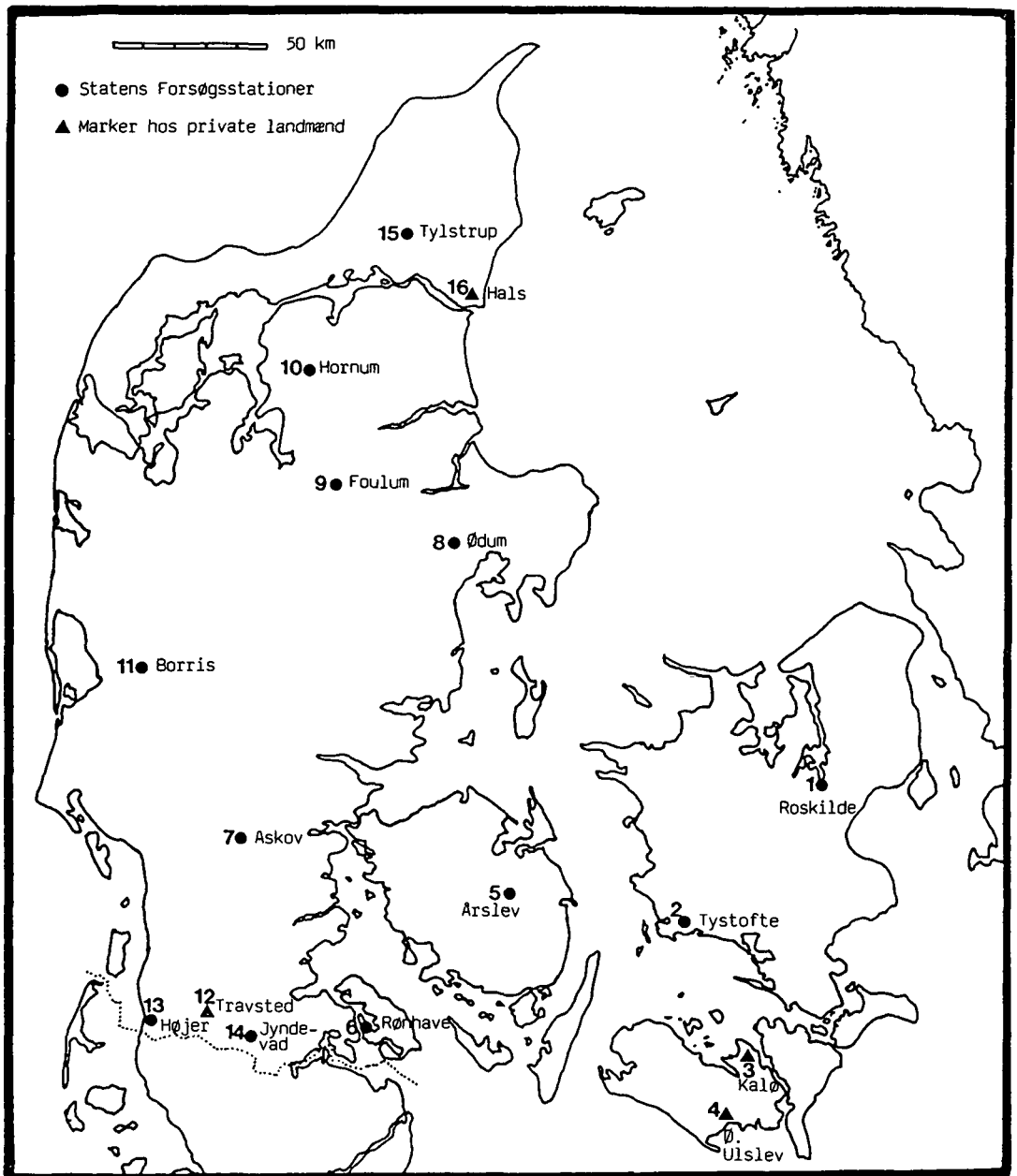


Fig. 9. Kort over udtagningslokaliteter
Map with the location of sampling

3.2 Måleprogram

På den udvalgte mark er der udtaget prøver i 6 punkter (flader á ca. 1 m²) repræsentativt fordelt over et areal på ca. 0,5 ha (gælder ikke systemforskningsarealerne). I hvert af de 6 punkter er der udtaget prøver i en udvalgt dybde i jordlaget 0-20 cm og 20-40 cm. I et af punkterne er der desuden udtaget prøver i 50, 70 og 90 cm.

En nærmere beskrivelse af måleprogrammet for systemforskningsarealerne er beskrevet i appendiks D.

I tabel 2 er prøveudtagningsprogrammet vist.

Tabel 2. Prøveudtagningsprogram for hver lokalitet <i>Programme for sampling at each location</i>				
Dybde Depth cm		Antal jordprøver No. of soil samples		
		Varmluftmetoden 250 cm ³ ringe	Retentionskurver 100 cm ³ ringe	Prøve i løs lejrings til tekstur, reel massefylde, vandind. v. pf 4,2
0-20	6 flader á hhv.	3	3	1
15-40	6 flader á hhv.	2	2	1
50	1 flade á hhv.	9	9	1
70	1 flade á hhv.	9	9	1
90	1 flade á hhv.	9	9	1

For de to øverste dybder blev de 6 prøver i løs lejrings slået sammen til en fællesprøve.

Teksturanalyserne og jordpartiklernes massefylde er bestemt ved hhv. hydrometermetoden og pyknometermetoden. Disse analyser er foretaget ved Centrallaboratoriet, Forsøgsanlæg Foulum.

Vandretention er bestemt som beskrevet af Schjønning (1985b). Ved pF-værdier mindre end 2,0 er afdræningen sket på sandboks. Vandindhold ved pF 2,2 og pF 2,7 er bestemt ved vakuum. Vandindhold ved pF 4,2 blev bestemt i trykkammer på jordprøver i løs lejrings.

Efter bestemmelse af retentionskurve blev prøverne vandmættet, hvorefter *mættet hydraulisk ledningsevne* blev bestemt som beskrevet af Rasmussen (1976). For hver dybde blev der beregnet gennemsnit på de logaritmerede værdier.

Umættet hydraulisk ledningsevne blev bestemt ved varmluftmetoden, som beskrevet i afsnit 2.2.1. til 2.2.3.

3.3 Resultater og diskussion

I tabel 3 (side 33) og diskussion er vist de undersøgte jordes tekstur, og i tabel 4 (side 35) er vist reel massefylde, volumenvægt og mættet hydraulisk ledningsevne. For mættet hydraulisk ledningsevne er desuden angivet variationen på de logaritmerede værdier.

For mættet hydraulisk ledningsevne er det værd at bemærke, at der tilsyneladende ikke er nogen systematisk forskel mellem sandjorde og lerjorde, når man tager den meget store variation i betragtning.

Til gengæld skal det bemærkes, at variationen for sandjordene (Jyndevad, Tylstrup, Hals) er betydelig mindre end for lerjorde. Dette kan forklares med, at sandjorde stort set er uden aggregatdannelse, hvorfor porøsiteten vil være bestemt af teksturen, som ikke varierer meget over en markflade, når der er tale om hedeslette og hævet havbund. På lerjordene vil ændringer i aggregatdannelse lokalt kunne give stor forskel i mættet ledningsevne, hvilket stemmer overens med resultaterne i tabel 4.

I appendiks B er angivet diffusiviteten, og i fig. 10 (side 37) er vist umættet hydraulisk ledningsevne bestemt ved varmluftmetoden. Idet det bemærkes, at begge akser i koordinatsystemet på fig. 10 er logaritmiske, ses det, at en ændring med en faktor 10 i vandpotentialet (1 enhed på pF-aksen) giver anledning til ændring i ledningsevnen med en faktor, der oftest er betydelig større end 10. Vandtransport er altså meget følsom over for ændringer i vandpotentialet.

De rette linier på figur 10 fremkommer på grund af, at det benyttede funktionsudtryk [13] som logaritmeret giver

$$\log(K(\psi)) = \log a - b \text{ pF.} \quad [25]$$

I tabel 5 (side 46) er angivet koefficienterne til kurverne samt konfidensgrænser for den logaritmerede ledningsevne for udvalgte pF-værdier. Der er tale om konfidensgrænser for enkeltværdier.

Som det ses, er der ret snævre konfidensgrænser. Når konfidensintervallerne for de to øverste dybder er større end for de tre nederste, skyldes det, at for de to øverste er inddraget variationen mellem prøveflader. Konfidensintervallet siger noget om, inden for hvilket interval logaritmen til ledningsevne vil forventes at befinde sig, når ledningsevnen måles et vilkårligt sted på den undersøgte mark. Konfidensintervallet for de tre nederste dybder siger kun noget om variationen inden for den givne udtagningsprøveflade.

Af fig. 10 ses, at umættet ledningsevne for lerjordene oftest er højere for de to øverste dybder. Dette gælder dog ikke ved meget små vandindhold (= større pF-værdier). Dette kan forklares ved forskelle i lerindhold. I tabel 3 (side 33) ses, at lerindholdet er betydelig større i underjorden end i overjorden. Stort lerindhold giver få store porer og dermed en lavere ledningsevne. Forskellen i umættet ledningsevne mellem overjord og underjord gælder dog ikke for Ø. Ulslev, men her ses heller ikke denne forskel i lerindhold mellem overjord og underjord.

Oftest er ledningsevnen i 10 cm dybde højere end i 30 cm dybde. Igen gælder det ikke ved små vandindhold. Dette kan ikke forklares ved forskelle i lerindholdet, som stort set er ens for de to dybder. I tabel 3 ses, at der i 10 cm generelt er et højere humusindhold end i 30 cm. Dette giver en større vandholdende evne i 10 cm, som alt andet lige giver højere ledningsevne. Også forskelle i struktur mellem 10 cm, som er i pløjelaget, og 30 cm, som er under pløjelaget, kan være medvirkende årsag til forskellene.

Som det ses af tabel 3, har Tystofte, Kalø og Ø. Ulslev jordene et stort indhold af kalk i 90 cm dybde. Dette synes at give strukturforhold med en stor ledningsevne.

En grovsandet jord som Jyndeved-jorden har ved pF 2,0 afgivet en betragtelig del af sit vandindhold (se retentionskurven på fig. 11, side 41). Dette kan forklare, hvorfor Jyndeved ved pF 2,0 har betydelig lavere ledningsevne end de finsandede jorde som f.eks. Tylstrup.

Ved multipel lineær regression for hver af de to koefficienter i funktionsudtrykket [13] med de 9 teksturklasser angivet i tabel 3 fandtes ved en "stepwise" inddragelse og elimination af teksturklasser, at følgende regression gælder for de to koefficienter:

$$\begin{aligned} \log a &= -1,98 - 0,17 \% \text{ ler} - 0,06 \% \text{ grovsand (200-500 } \mu\text{m)} \quad r^2 = 0,57 \quad s = 1,04 \\ b &= 1,344 - 0,027 \% \text{ ler} + 0,025 \% \text{ finsand (63-125 } \mu\text{m)} \quad r^2 = 0,59 \quad s = 0,37 \end{aligned}$$

Inddragelse af hver af de øvrige klasser gav ikke en signifikant (5 %) bedre model til at forklare forskelle i koefficienterne. Begge koefficienter er korrelerede med lerindholdet i de aktuelle jorde. Forskelle i hældningen (b) på kurverne kan desuden forklares ved forskelle i indhold af finsand-fraktionen 63-125 μm , mens log a - som angiver niveauet af kurverne - inddrager grovsandsfraktionen 200-500 μm i regressionen. At finsand og grovsand inddrages for hhv. b og log a kan skyldes de målte ledningsevner for Jyndeved og Tylstrup, som netop har et stort indhold af hhv. grovsand (200-500 μm) og finsand (63-125 μm).

Der er desuden tale om ret små korrelationskoefficienter, hvorfor regressionen har begrænset værdi.

Hvis regressionen kun udføres for morænejordene (jordene nr. 1-12), som er en mere homogen gruppe af jorde, fås følgende regression:

$$\begin{aligned} \log a &= -4,17 - 0,11 \% \text{ ler} + 0,27 \% \text{ org.mat.} \quad r^2 = 0,73 \quad s = 0,58 \\ b &= 1,771 - 0,027 \% \text{ ler} + 0,065 \% \text{ org.mat.} \quad r^2 = 0,73 \quad s = 0,14 \end{aligned}$$

Her fås en betydelig større korrelationskoefficient.

For morænejordene alene er lerindhold og indhold af organisk stof de to vigtigste teksturklasser til at forklare forskelle i koefficienterne og dermed i hydraulisk ledningsevne. Dette

bekræfter nogle af de forhold, der er diskuteret ovenfor, nemlig at nogle af de karakteristiske forskelle i ledningsevne falder sammen med tilsvarende ændringer i lerindhold og indhold af organisk stof.

De omtalte regressioner kan ikke ses som afdækning af årsagssammenhænge imellem tekstur og ledningsevne, da der er målt i forskellige dybder, ligesom der kan have været forskellige strukturforhold på de forskellige lokaliteter. Regressionen er derfor heller ikke velegnet til prediktion af ledningsevnen.

På fig. 12 ses eksempler på 4 forskellige metoder til beregning af umættet hydraulisk ledningsevne fra vandretentionsdata (ligning 18, 20, 23 og 24). Retentionskurverne er vist på fig. 11 (side 41), og data findes i appendiks A. Resultaterne fra varmluftmetoden er indtegnet. Værdier fra varmluftmetoden er brugt ved beregning af matching faktor ved en pF-værdi på 2,5.

Det ses, at metoden foreslået af Brooks & Corey (1964) giver resultater, der stemmer dårligt overens med de målte værdier. Dette kan hænge sammen med den benyttede procedure til bestemmelse af ψ_b i ligning [18]. De tre andre beregningsmetoder giver resultater, der svarer meget godt til de målte værdier.

Ved meget lave vandindhold giver alle beregningsmetoderne dog lavere værdier for ledningsevne end varmluftmetoden. Dette forhold bør indgå i overvejelserne om, hvorvidt man tør stole på resultaterne fra varmluftmetoden ved så store pF-værdier.

Nær vandmætning giver metoden foreslået af Kunze et al. (1968) urealistisk store ledningsevneværdier, både hvis der sammenlignes med de øvrige beregningsmetoder, og hvis der sammenlignes med den målte mættede hydrauliske ledningsevne. Forholdet kan forklares ved den måde, den benyttede spline-procedure forbinder pF 1,0 og pF -1,0 på. pF -1,0 er valgt til at angive det punkt, hvor alle porer er vandmættede, dvs. total porøsitet. Kun porer over 3 cm i diameter vil ved denne pF-værdi ikke være vandmættede. Da total porøsitet bestemmes fra volumenvægt og reel massefylde, vil en unøjagtighed ved udtagning af prøven eller et eventuelt tab af jord fra jordprøveren under håndteringen betyde for stor total porøsitet. Ved inddelingen i porestørrelsesklasser forekommer derfor klasser med fejlagtigt store porer, som ved de videre beregninger vil give for store værdier for ledningsevnen.

I tabel 6 er vist beregnede værdier af umættet hydraulisk ledningsevne ved forskellig vandindhold. Resultaterne er beregnet ved metoden foreslået af Campbell (1974).

Det ses i tabel 6, at ledningsevnen omkring pF 1,0 og pF 1,2 er betydeligt større både for finsandede og grovsandede jorde end for morænelerjordene. Også de lerblandede sandjorde som Hornum og Borris-jordene har ved disse pF-værdier større ledningsevne end de mere lerede jorde.

Umættet hydraulisk ledningsevne for Jyndevad-jorden er altså lavere end for lerjordene ved pF 2,0, men større ved pF 1,0. Forklaringen er, at de mange store porer i Jyndevad-jorden er vandfyldte ved pF 1,0, hvilket giver stor ledningsevne, mens de er tørre ved pF 2,0. Desuden er der ikke så mange små porer i sandjorde som i lerjorde.

Label 3. Tekstur og jordtype Texture and soil type (Danish classification)											
Lokalitet Location	Dybde Depth cm	Ler Clay µm:<2	Silt Silt 2-20	Grovsilt Coarse silt 20-63	Sandfraktioner Sand				Org. stof Org. mat.	Kalk CaCO ₃	JB.nr. JB no.
					63- 125	125- 200	200- 500	>500			
Roskilde	10	10,5	16,9	18,8	20,2	15,3	14,7	1,2	2,4	0,0	6
	30	10,5	16,0	17,8	19,4	16,8	16,2	1,4	1,9	0,0	
	50	25,7	16,2	11,8	17,5	13,9	15,7	0,8	0,5	0,0	
	70	26,6	14,3	13,2	21,7	15,9	7,2	0,6	0,5	0,0	
	90	26,1	9,8	18,0	21,5	15,1	6,2	0,4	0,4	2,4	
Tystofte	10	14,4	16,1	19,1	23,9	14,5	9,0	1,0	2,0	0,0	6
	30	15,3	15,4	20,1	24,0	13,1	10,1	1,0	1,0	0,0	
	50	22,7	15,2	17,8	22,5	13,5	7,2	0,6	0,5	0,0	
	70	13,7	11,3	18,4	22,4	13,1	3,2	0,2	0,1	17,6	
	90	12,8	11,3	17,2	20,5	11,8	6,3	0,6	0,0	19,5	
Køge	10	17,5	14,2	15,7	16,6	12,6	15,6	6,5	1,4	0,0	7
	30	19,4	13,3	15,7	16,2	12,4	15,4	6,3	1,3	0,0	
	50	26,6	12,3	14,2	15,5	11,1	15,5	6,4	0,5	0,0	
	70	36,7	13,3	11,5	12,0	8,8	12,0	3,6	0,4	1,8	
	90	24,0	15,1	14,1	7,8	6,0	7,0	2,2	0,0	25,8	
Ø. Ulslev	10	15,3	15,0	15,9	15,6	13,7	16,0	5,1	2,3	0,0	7
	30	16,3	16,2	15,4	15,9	12,2	15,5	6,7	1,9	0,0	
	50	15,5	13,4	14,0	17,5	14,7	17,5	7,2	0,4	0,0	
	70	13,4	12,0	14,7	18,0	14,7	19,5	7,4	0,4	0,0	
	90	11,4	10,2	10,9	14,4	15,3	17,1	8,6	0,0	14,2	
Årsted	10	10,4	14,6	20,6	20,2	16,5	14,9	0,8	2,5	0,0	6
	30	11,9	14,2	18,3	19,8	16,7	16,1	1,5	1,7	0,0	
	50	20,4	12,6	15,9	22,5	17,2	10,0	1,2	0,5	0,0	
	70	19,5	13,5	17,7	25,1	15,2	8,2	0,6	0,2	0,0	
	90	18,6	14,4	18,3	23,2	13,8	10,4	1,2	0,2	0,0	
Rønhave	10	14,2	15,3	26,9	22,3	10,8	7,2	1,2	2,1	0,0	6
	30	14,3	18,2	25,2	23,4	10,4	5,7	1,0	1,8	0,0	
	50	19,5	16,4	25,0	23,1	9,5	4,8	1,2	0,5	0,0	
	70	17,5	15,5	21,4	24,9	13,4	6,4	0,6	0,5	0,0	
	90	17,5	16,5	24,8	25,3	10,4	4,8	0,4	0,5	0,0	
Askov	10	10,7	12,5	16,1	17,2	17,7	22,2	1,2	2,6	0,0	6
	30	11,9	11,7	15,5	17,7	17,3	25,0	1,2	1,6	0,0	
	50	24,4	11,5	14,2	21,1	16,9	10,5	0,8	0,6	0,0	
	70	22,6	12,4	12,4	18,1	16,7	16,5	0,8	0,5	0,0	
	90	24,4	12,5	15,8	20,3	15,3	10,5	0,6	0,5	0,0	
Ørum	10	9,8	15,1	19,7	20,0	13,1	14,8	5,0	2,5	0,0	4
	30	10,9	14,3	18,3	20,4	13,8	14,8	6,1	1,6	0,0	
	50	16,5	12,6	16,4	19,5	13,0	15,0	6,8	0,3	0,0	
	70	16,5	12,6	15,9	20,8	14,0	14,6	5,6	0,2	0,0	
	90	17,5	11,6	15,3	20,2	14,8	15,2	5,4	0,1	0,0	
											forts.

forts.

Label 3. forts.											
Lokalitet Location	Dybde Depth cm	Ler Clay um: <2	Silt Silt 2-20	Grovsilt Coarse silt 20-63	Sandfraktioner Sand				Org. stof Org. mat.	Kalk CaCO ₃	JB.nr. JB no.
					63- 125	125- 200	200- 500	>500			
Foulum	10	7,7	9,9	15,2	16,8	14,1	24,4	9,5	2,5	0,0	4
	30	7,7	10,4	15,6	16,9	13,7	24,7	8,8	2,1	0,0	
	50	13,4	9,6	13,4	16,5	13,6	23,1	10,2	0,3	0,0	
	70	10,3	9,7	13,3	17,3	14,6	24,7	9,9	0,2	0,0	
	90	11,4	10,1	12,3	16,1	15,1	24,7	10,2	0,2	0,0	
Hornum	10	5,6	8,1	12,9	18,2	18,9	27,2	6,0	3,1	0,0	4
	30	5,1	8,1	13,1	19,9	19,3	25,6	6,4	2,4	0,0	
	50	7,2	6,3	13,6	16,9	17,3	29,3	9,0	0,3	0,0	
	70	7,7	7,3	12,7	17,0	17,8	28,6	8,7	0,3	0,0	
	90	8,2	6,8	13,9	17,3	16,7	28,3	8,6	0,2	0,0	
Borris	10	5,6	7,6	22,3	21,4	16,0	23,9	0,9	2,2	0,0	4
	30	5,7	7,2	23,6	22,7	17,4	21,1	1,1	1,2	0,0	
	50	11,2	7,3	14,8	22,0	19,7	23,2	1,4	0,5	0,0	
	70	12,8	8,7	14,8	20,8	19,5	22,1	0,9	0,3	0,0	
	90	12,8	9,7	13,0	22,5	24,4	16,3	1,2	0,2	0,0	
Træstød	10	7,3	6,4	15,3	13,7	15,9	29,6	6,3	3,3	0,0	4
	30	7,3	6,4	16,8	12,8	14,7	29,4	6,8	3,8	0,0	
	50	10,7	6,7	10,7	16,0	16,7	32,3	6,3	0,6	0,0	
	70	17,3	6,8	11,3	14,8	15,6	27,1	7,0	0,3	0,0	
	90	19,5	10,6	9,7	15,2	14,4	24,0	6,6	0,1	0,0	
Højer	10	18,1	15,0	38,8	24,1	0,8	0,2	0,2	2,9	0,0	7
	30	12,2	14,8	49,9	18,9	0,3	0,1	0,1	1,9	1,8	
	50	7,7	6,3	34,9	48,3	0,7	0,0	0,0	0,4	1,8	
	70	6,6	2,9	27,0	61,8	0,3	0,0	0,0	0,3	1,1	
	90	5,6	3,9	18,5	69,3	1,3	0,0	0,1	0,3	1,0	
Lyndevad	5	4,1	3,8	3,1	5,9	11,4	51,2	18,3	2,3	0,0	1
	15	3,6	4,7	2,8	6,7	12,5	52,4	14,8	2,3	0,0	
	50	3,5	1,9	1,0	3,8	9,9	68,6	10,7	0,6	0,0	
	70	2,6	1,4	1,0	3,1	7,3	74,2	10,1	0,4	0,0	
	90	2,5	0,5	1,0	0,6	4,2	77,8	13,2	0,3	0,0	
Lylstrup	10	3,6	4,8	16,8	51,8	16,8	3,4	0,6	2,2	0,0	2
	30	4,6	3,8	20,5	55,5	10,9	2,6	0,4	1,7	0,0	
	50	3,1	2,4	12,7	76,1	4,5	0,4	0,3	0,5	0,0	
	70	2,5	1,0	19,0	73,8	3,3	0,1	0,1	0,2	0,0	
	90	2,6	2,0	37,3	56,1	1,7	0,2	0,0	0,2	0,0	
Hals	5	2,5	3,3	7,6	27,2	36,0	17,0	2,4	3,9	0,0	2
	15	2,5	3,3	7,4	29,0	36,2	19,5	2,2	3,9	0,0	
	50	2,0	0,5	1,0	6,8	58,7	30,5	0,2	0,3	0,0	
	70	1,5	0,5	1,7	20,2	66,3	7,3	1,0	0,2	1,3	

Tabel 4. Reel massefylde, tør volumenvægt og mættet hydraulisk ledningsevne <i>Particle density, dry bulk density and saturated hydraulic conductivity</i>						
Lokalitet Location	Dybde Depth cm	Reel massefylde Particle density 10^3 kg/m^3	Tør volumenvægt Dry bulk density 10^3 kg/m^3	Mættet hydraulisk ledningsevne Saturated hydraulic conductivity		
				Antal gentagelser No. of replicates	Mættet hydraulisk ledningsevne (log) Saturated hydraulic conductivity m/s	Spredning Standard deviation
Roskilde	10	2,621	1,443	18	-4,43	0,4547
	30	2,637	1,554	12	-4,92	0,6638
	50	2,695	1,559	9	-3,90	0,4921
	70	2,700	1,612	9	-4,41	1,3034
	90	2,697	1,608	9	-4,63	0,3968
Iystofte	10	2,642	1,596	18	-5,06	0,6689
	30	2,652	1,628	12	-4,91	0,8331
	50	2,696	1,619	9	-4,02	0,7412
	70	2,696	1,679	9	-4,85	0,3704
	90	2,695	1,827	9	-5,32	1,1502
Kallø	10	2,644	1,695	18	-5,21	0,8883
	30	2,652	1,656	12	-5,02	0,7551
	50	2,689	1,620	9	-4,72	0,9975
	70	2,713	1,599	9	-6,18	0,8510
	90	2,714	1,638	9	-5,83	0,7445
Ø. Ulslev	10	2,625	1,670	18	-5,76	0,6052
	30	2,647	1,581	12	-5,69	0,7384
	50	2,673	1,611	9	-4,34	0,6645
	70	2,677	1,641	9	-4,67	0,5589
	90	2,689	1,774	9	-5,01	0,2991
Årslev	10	2,629	1,510	18	-4,92	0,8035
	30	2,646	1,628	12	-5,44	0,5861
	50	2,692	1,591	9	-4,95	0,7160
	70	2,693	1,664	9	-5,62	0,7774
	90	2,692	1,616	9	-5,23	0,5655
Rønhave	10	2,646	1,431	18	-4,49	0,4069
	30	2,655	1,607	12	-4,18	0,5831
	50	2,677	1,548	9	-3,96	0,2959
	70	2,695	1,678	9	-4,61	0,6190
	90	2,704	1,680	9	-3,92	0,6674
Askov	10	2,592	1,525	18	-4,88	0,4066
	30	2,612	1,577	12	-4,48	0,5180
	50	2,703	1,434	9	-4,14	0,5149
	70	2,716	1,531	9	-4,65	0,3684
	90	2,716	1,568	9	-5,34	0,3554
Ødum	10	2,610	1,503	18	-5,27	0,6062
	30	2,632	1,566	12	-5,25	0,8127
	50	2,674	1,640	9	-4,77	0,5068
	70	2,676	1,737	9	-5,37	0,5199
	90	2,677	1,798	9	-6,25	0,5546

forts.

Label 4. forts.						
Lokalitet Location	Dybde Depth cm	Reel massefylde Particle density 10^3 kg/m^3	For volumenvægt Dry bulk density 10^3 kg/m^3	Måttet hydraulisk ledningsevne Saturated hydraulic conductivity		
				Antal gentagelser No. of replicates	Måttet hydraulisk ledningsevne (log) Saturated hydraulic conductivity m/s	Spredning Standard deviation
Foulum	1o	2,601	1,534	18	-4,77	1,0616
	3o	2,610	1,489	12	-4,92	0,4264
	5o	2,666	1,576	9	-4,26	0,5253
	7o	2,661	1,756	9	-5,12	1,0723
	9o	2,663	1,792	9	-5,15	0,6449
Hornum	1o	2,592	1,520	18	-5,14	0,4192
	3o	2,619	1,431	12	-4,71	0,3530
	5o	2,653	1,594	9	-4,80	0,1620
	7o	2,655	1,700	9	-5,42	0,2318
	9o	2,656	1,710	9	-5,46	0,4795
Borris	1o	2,589	1,474	18	-5,06	0,3333
	3o	2,624	1,456	12	-4,81	0,2206
	5o	2,678	1,543	9	-4,52	0,1634
	7o	2,678	1,649	9	-4,69	0,4079
	9o	2,678	1,716	9	-5,23	0,2437
Travsted	1o	2,544	1,278	18	-4,58	0,6005
	3o	2,536	1,281	12	-4,34	0,6544
	5o	2,657	1,560	9	-4,83	0,6653
	7o	2,673	1,701	9	-5,55	0,6579
	9o	2,683	1,726	9	-6,26	0,4866
Højer	1o	2,637	1,243	18	-3,88	0,5612
	3o	2,658	1,336	12	-4,57	1,0026
	5o	2,675	1,258	9	-5,34	0,4855
	7o	2,669	1,487	9	-5,11	0,2102
	9o	2,666	1,496	9	-5,54	0,2553
Jyndevad	5	2,598	1,509	18	-4,27	0,2685
	15	2,603	1,472	12	-4,17	0,1130
	5o	2,636	1,469	9	-3,75	0,0738
	7o	2,643	1,495	9	-3,67	0,1015
	9o	2,647	1,509	9	-3,59	0,1532
Tylstrup	1o	2,628	1,412	18	-4,85	0,1071
	3o	2,640	1,380	12	-4,76	0,1298
	5o	2,661	1,400	9	-4,42	0,0569
	7o	2,662	1,426	9	-4,41	0,0388
	9o	2,663	1,413	9	-4,67	0,0598
Hals	5	2,568	1,339	18	-4,79	0,5232
	15	2,575	1,369	12	-4,83	0,2302
	5o	2,646	1,507	9	-4,18	0,0913
	7o	2,654	1,507	9	-3,95	0,3408

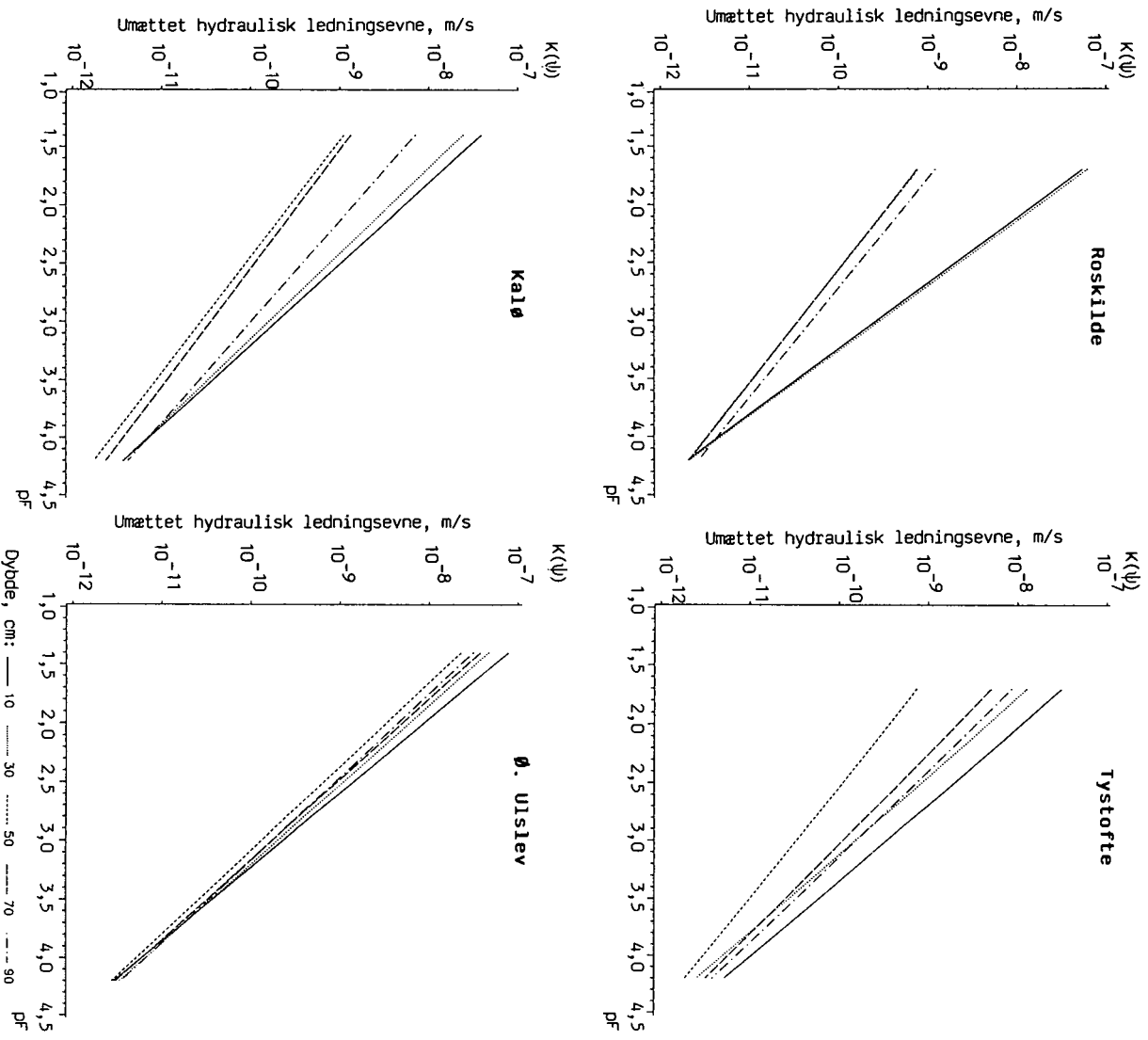


Fig. 10 a-d. Umættet hydraulisk ledningsevne bestemt ved varmluftmetoden som funktion af ψ i forskellige dybder for 16 forskellige lokaliteter.

Unsaturated hydraulic conductivity determined by the hot air method as a function of ψ in various depths for 16 different locations.

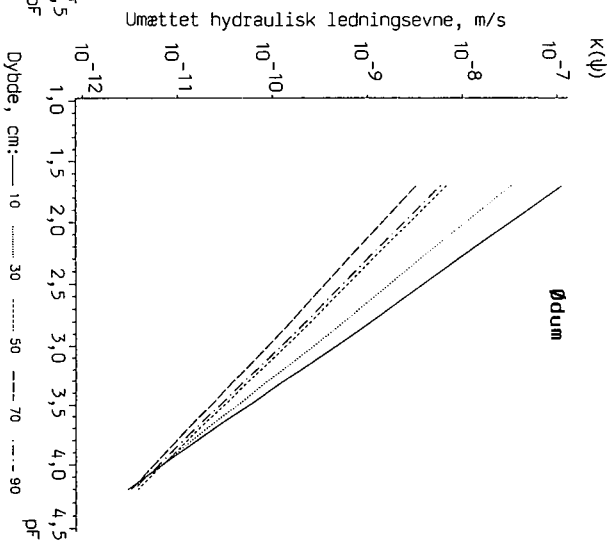
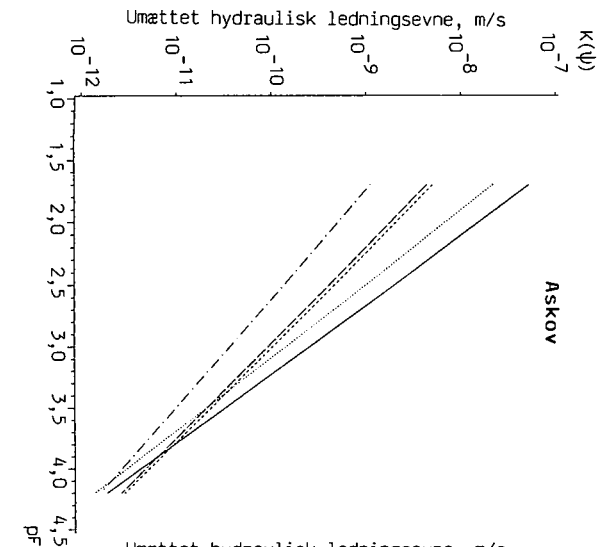
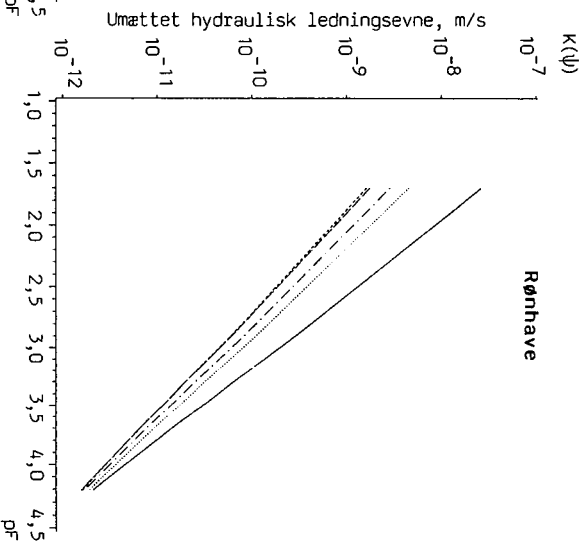
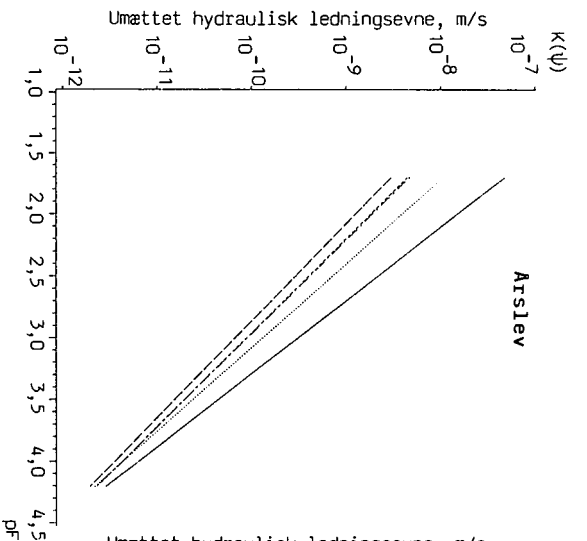
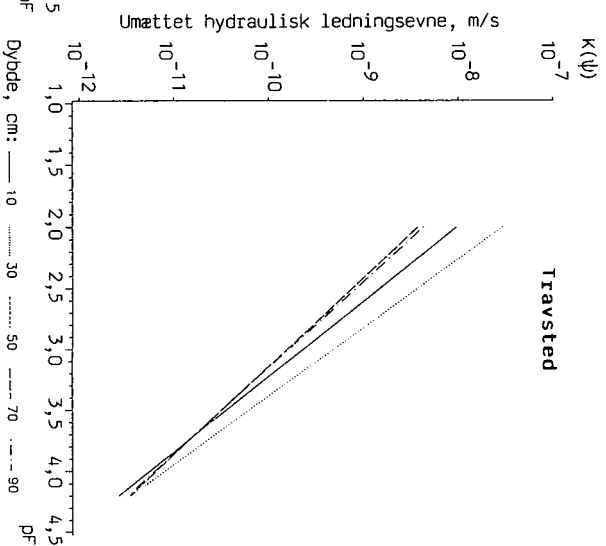
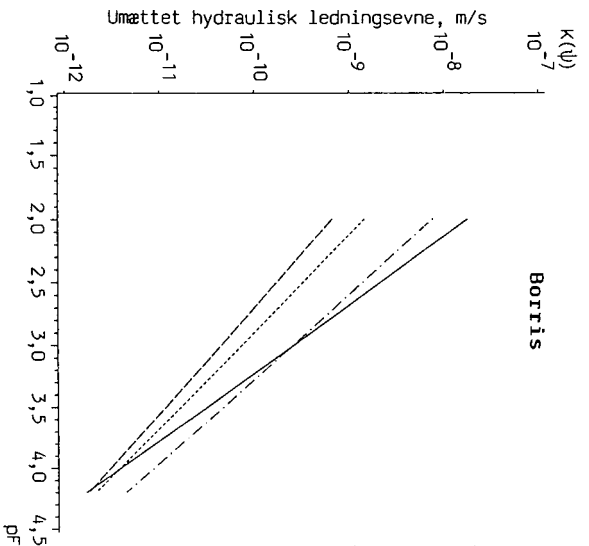
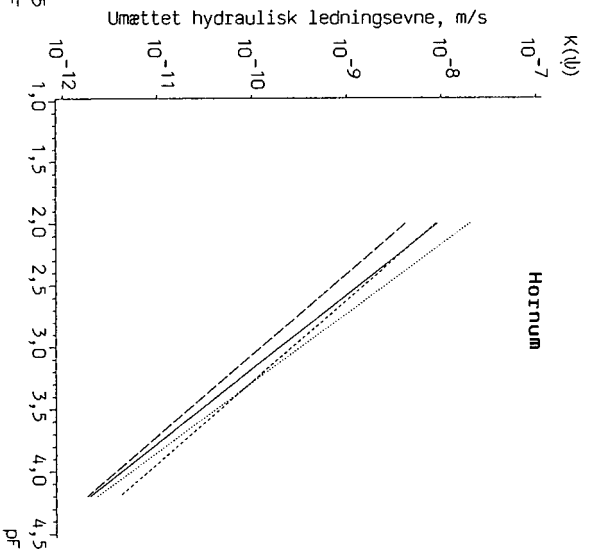
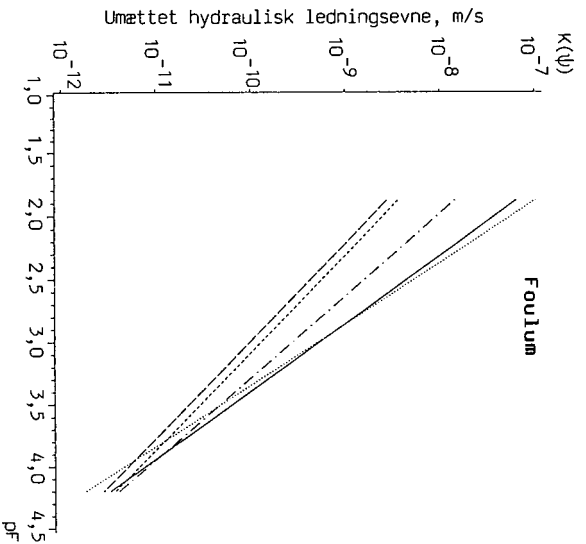


Fig. 10 b



Dybde, cm: — 10 30 50 ---- 70 -.-.- 90

Fig. 10 c

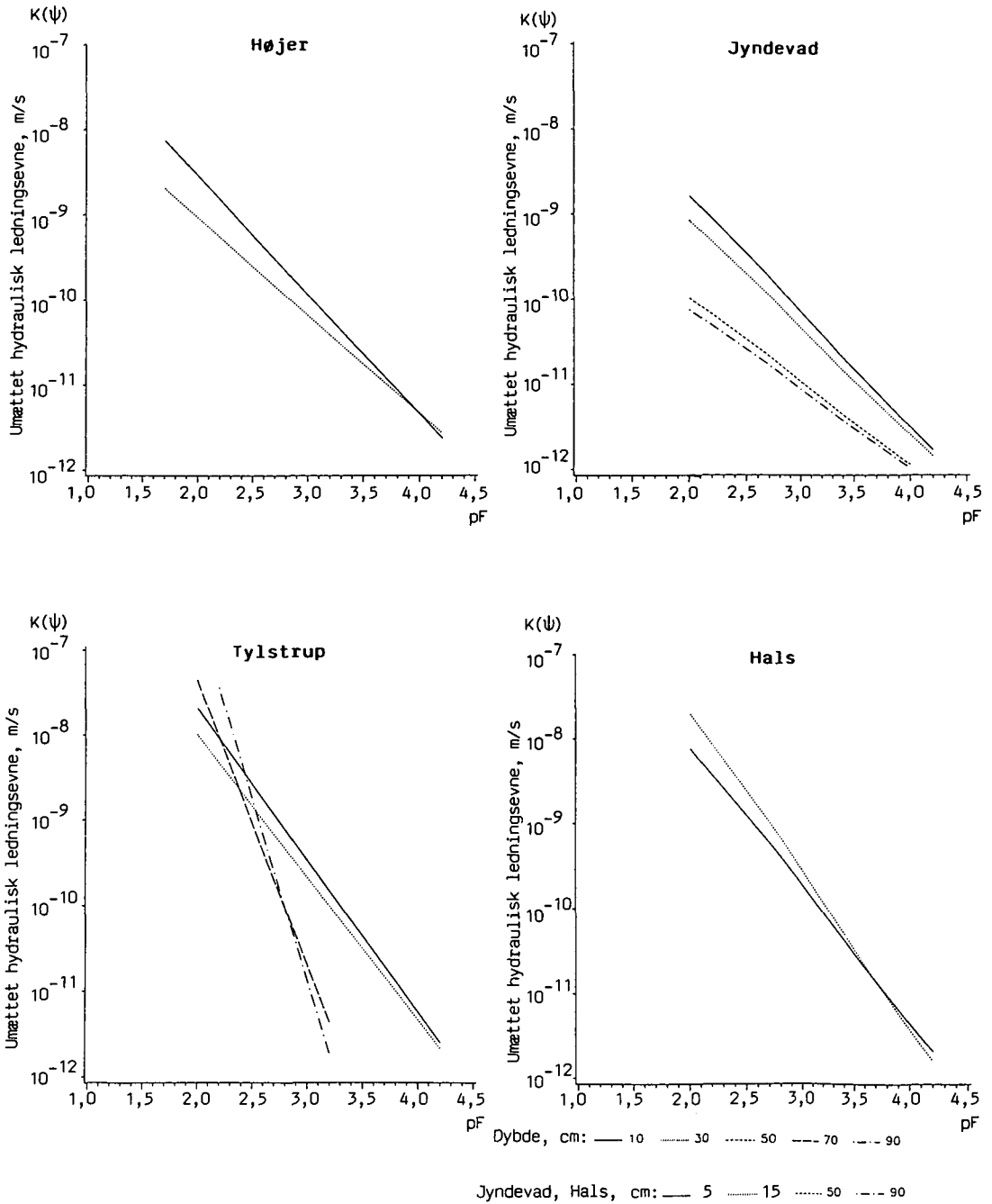


Fig. 10 d

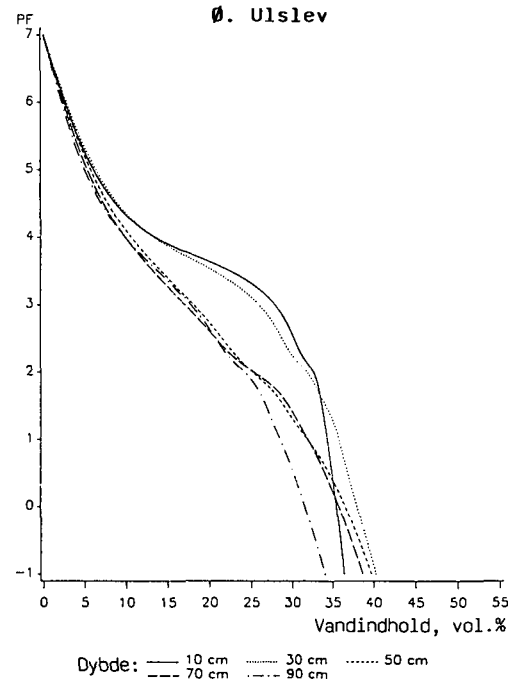
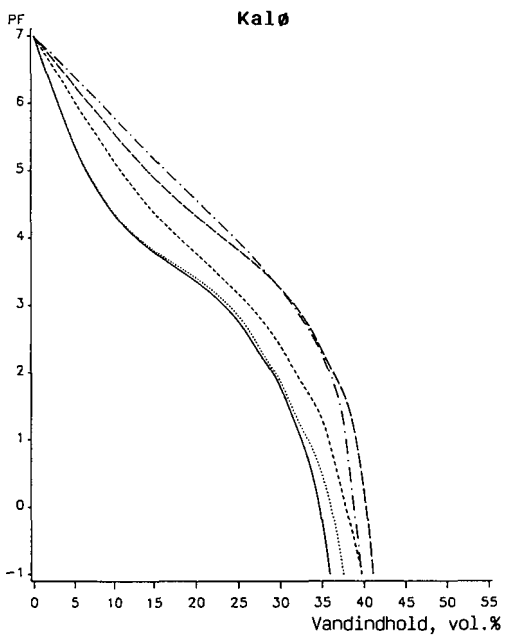
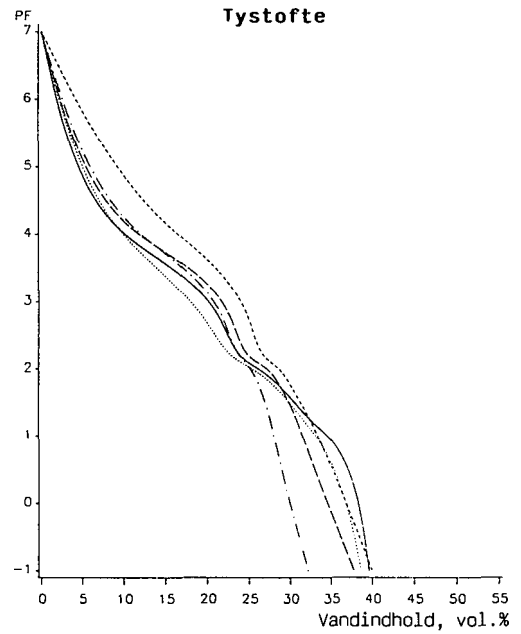
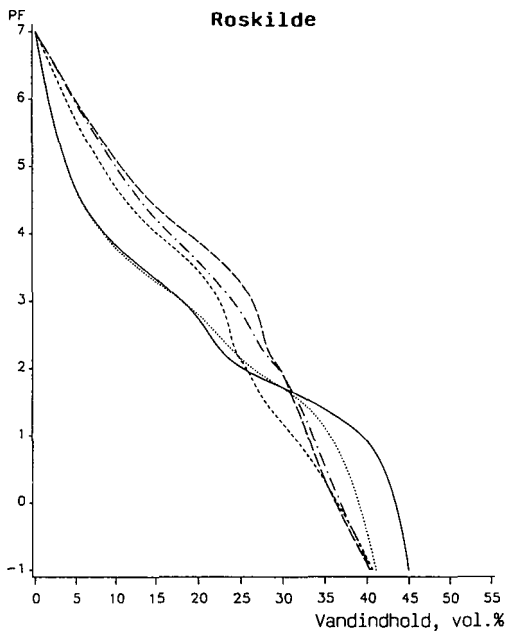


Fig. 11 a-d. Retentionskurver for de undersøgte lokaliteter.
pF-curves for the locations under investigation.

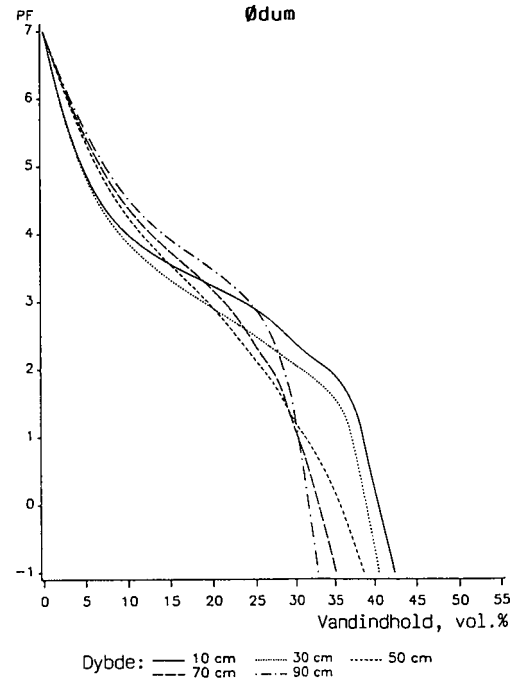
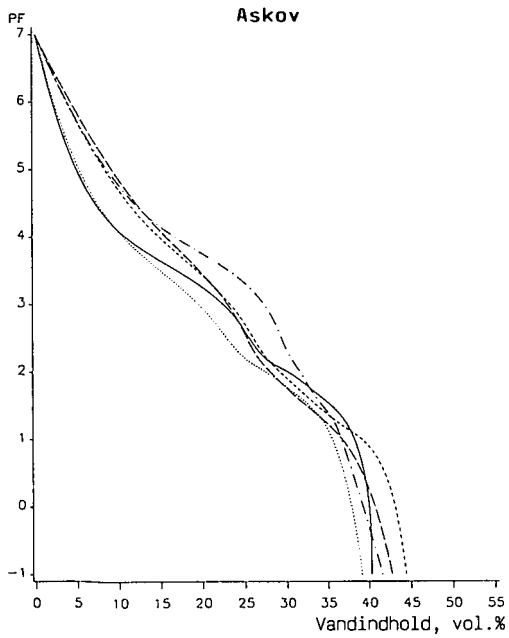
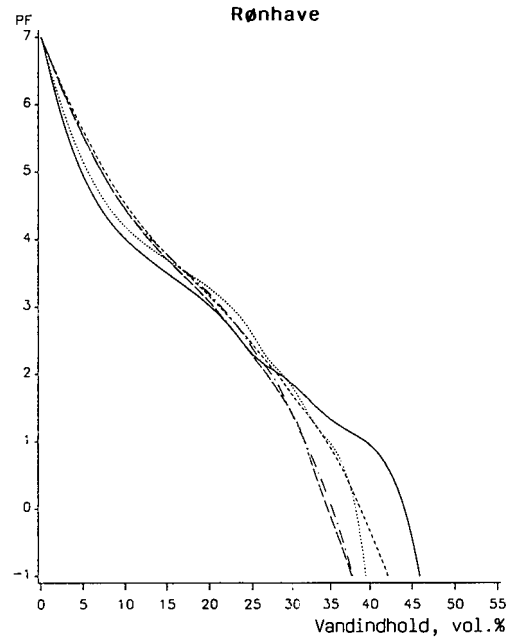
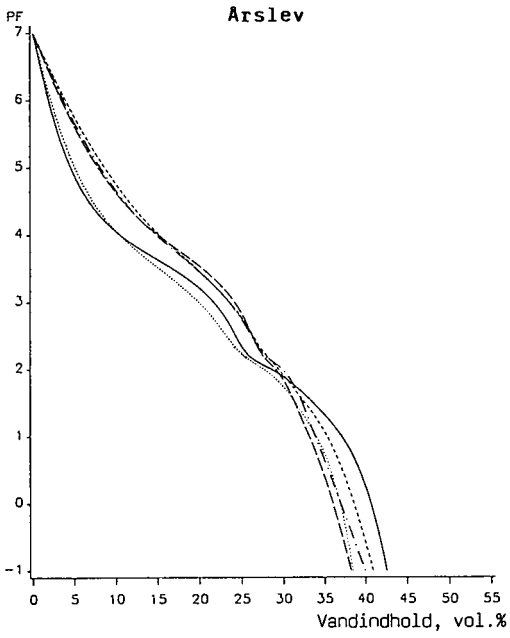
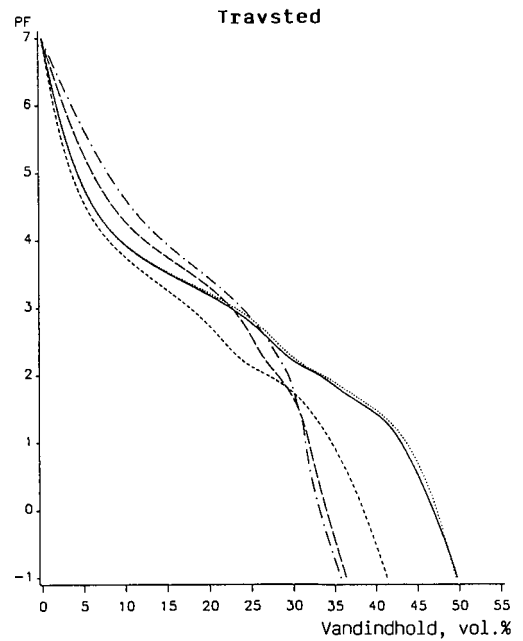
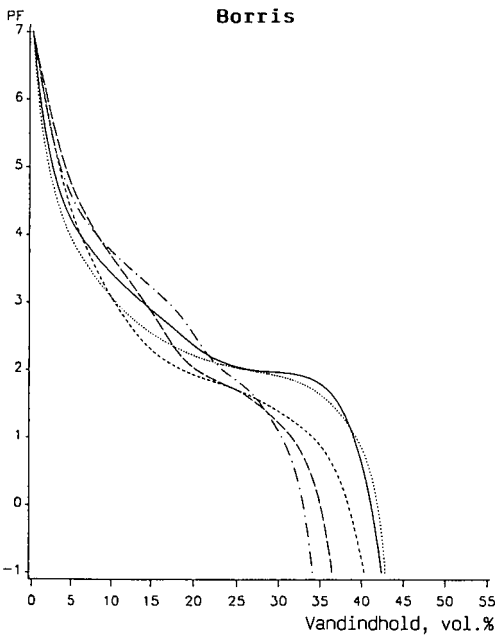
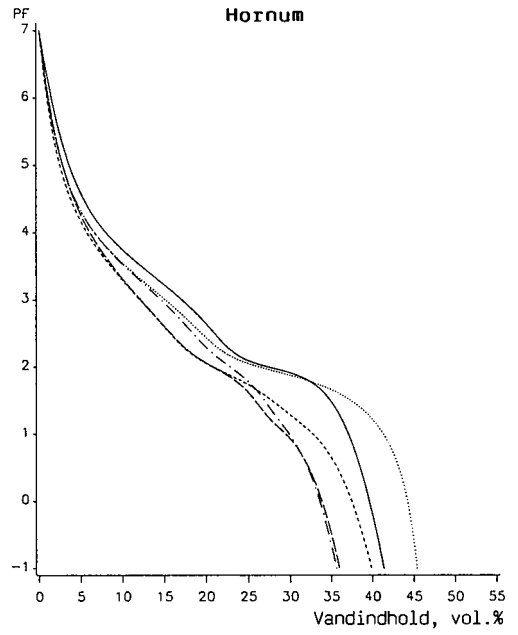
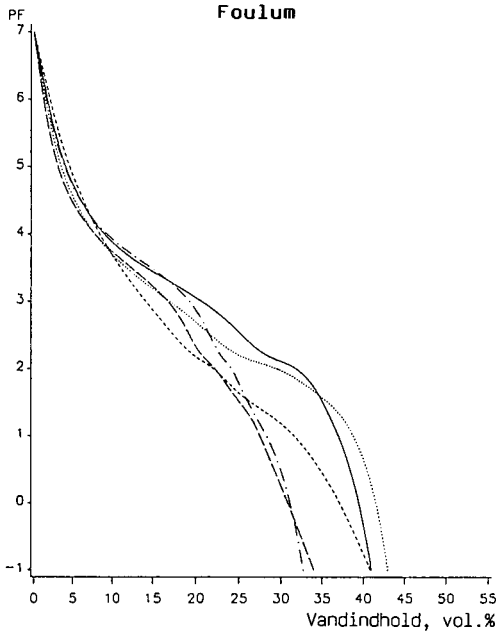
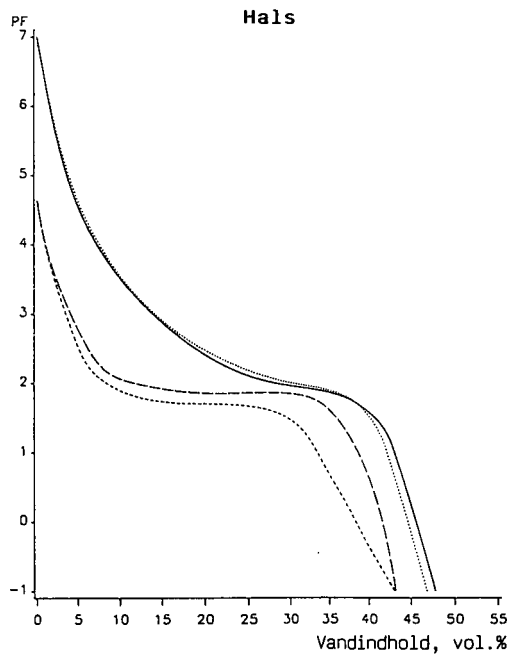
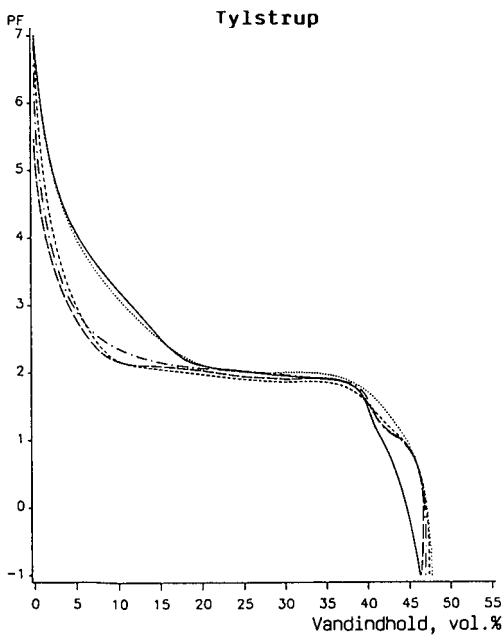
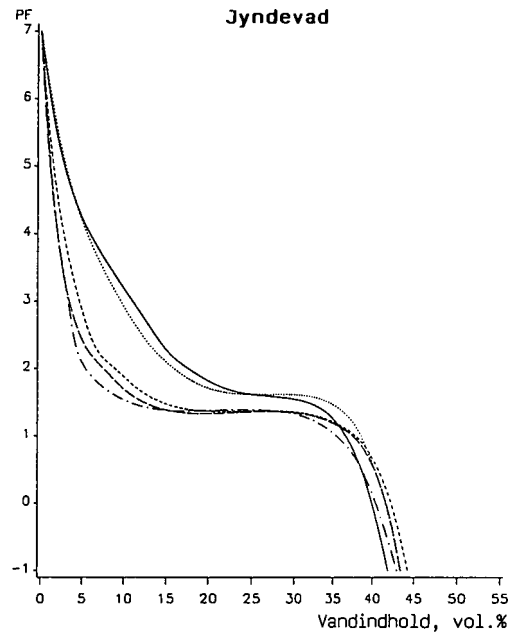
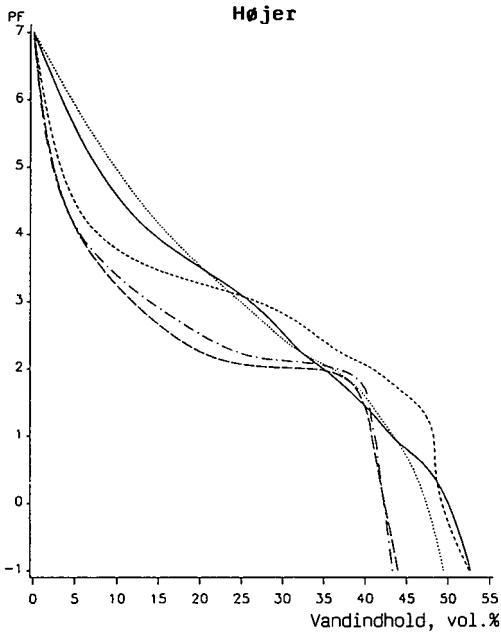


Fig. 11 b



Dybde: — 10 cm 30 cm 50 cm
 - - - 70 cm - . - . 90 cm

Fig. 11 c



Dybde: — 10 cm 30 cm 50 cm
 --- 70 cm - - - - 90 cm

Jydevad, Hals: — 5 cm 15 cm 50 cm
 --- 70 cm - - - - 90 cm

Fig. 11 d

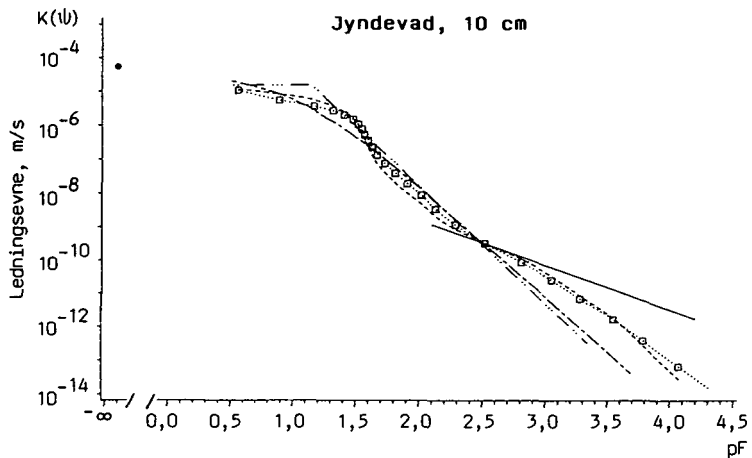
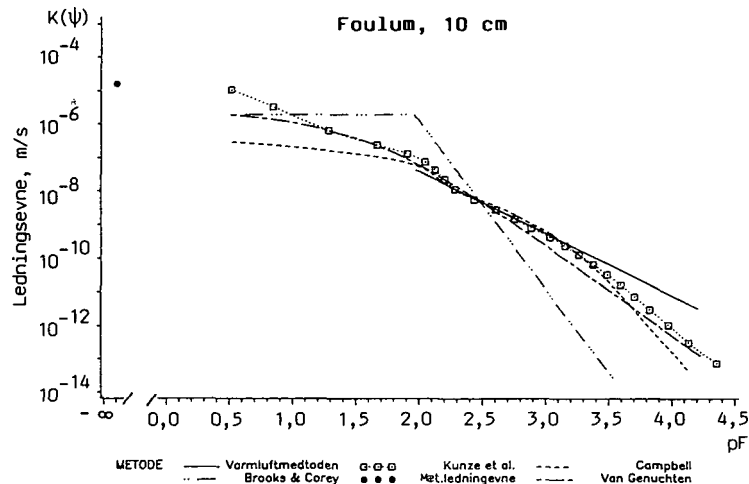
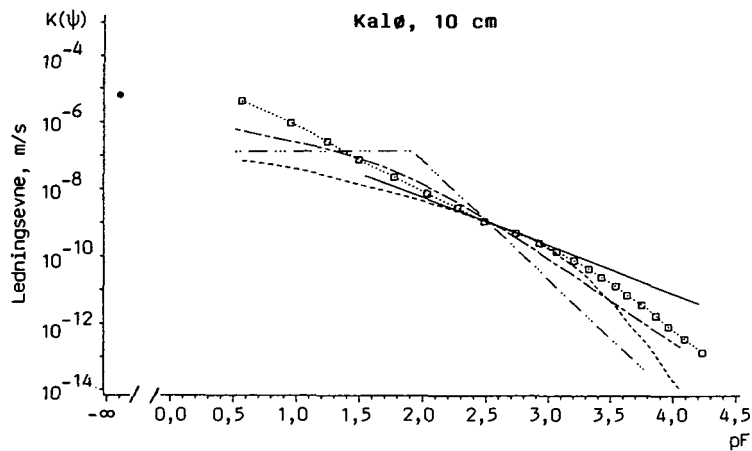


Fig. 12. Eksempler på umættet hydraulisk ledningsevne bestemt ved beregning fra vandretentionsdata. 4 prediktionsmetoder samt målte resultater fra varmluftmetoden er vist. Resultatet fra varmluftmetoden ved pF 2,5 er brugt som matching punkt. Desuden er mættet hydraulisk ledningsevne indtegnet.

Unsaturated hydraulic conductivity predicted from soil water retention data. 4 methods from soil water retention are shown along with results from the hot air method. The result from the hot air method at pF 2.5 is used as matching point. Saturated hydraulic conductivity is also shown.

label 5. Umættet hydraulisk ledningsevne bestemt fra varmluftmetoden. Log a og b er koefficienter i ligningen $\log K(\psi) = \log a - b \cdot pf$. Ligning [13] [25]. Konfidensinterval er beregnet som beskrevet i appendiks C. Enheden for $K(\psi)$ er m/s.

Unsaturated hydraulic conductivity determined from the hot air method. Log a and b are coefficients in the equation $\log [K(\psi)] = \log a - b \cdot pf$. The unit for $K(\psi)$ is m/s.

Lokalitet	Dybde	Antal gentagelser	Koefficienter		Funktionen gælder for $pf >$	log $[K(\psi)]$ med 95 % konfidensinterval ved pf -værdi		
Location	Depth cm	No. of replicates	Coefficients		The equation is valid for $pf >$	log $[K(\psi)]$ with 95 % confidens interval for pf -values		
			log a	b		1,7	2,0	4,2
Roskilde	10	15	-4,26	1,77	1,7	-7,27 ± 0,44	-7,80 ± 0,37	-11,69 ± 0,31
	30	6	-4,19	1,78	1,7	-7,22 ± 0,54	-7,75 ± 0,45	-11,67 ± 0,39
	50	6	-7,36	1,03	1,7	-9,11 ± 0,28	-9,42 ± 0,26	-11,69 ± 0,14
	70	7	-7,39	1,02	1,7	-9,12 ± 0,26	-9,43 ± 0,24	-11,67 ± 0,13
	90	6	-7,12	1,06	1,7	-8,92 ± 0,28	-9,24 ± 0,26	-11,57 ± 0,14
Iystofte	10	13	-4,94	1,51	1,7	-7,51 ± 0,52	-7,96 ± 0,47	-11,28 ± 0,15
	30	9	-5,38	1,48	1,7	-7,90 ± 0,54	-8,34 ± 0,48	-11,60 ± 0,16
	50	9	-7,36	1,04	1,7	-9,13 ± 0,20	-9,44 ± 0,18	-11,73 ± 0,05
	70	4	-6,12	1,28	1,7	-8,30 ± 0,30	-8,68 ± 0,27	-11,50 ± 0,08
	90	9	-5,79	1,34	1,7	-8,07 ± 0,20	-8,47 ± 0,18	-11,42 ± 0,05
Kale	10	18	-5,41	1,43	1,4	-7,84 ± 0,24	-8,27 ± 0,22	-11,42 ± 0,09
	30	5	-5,71	1,36	1,4	-8,02 ± 0,35	-8,43 ± 0,31	-11,42 ± 0,14
	50	5	-7,55	1,00	1,4	-9,25 ± 0,33	-9,55 ± 0,31	-11,75 ± 0,14
	70	3	-7,50	0,98	1,4	-9,17 ± 0,43	-9,46 ± 0,40	-11,62 ± 0,18
	90	5	-6,54	1,15	1,4	-8,49 ± 0,33	-8,84 ± 0,31	-11,37 ± 0,14
O. Ulslev	10	17	-4,90	1,58	1,4	-7,59 ± 0,41	-8,06 ± 0,36	-11,54 ± 0,07
	30	4	-5,26	1,48	1,4	-7,78 ± 0,66	-8,22 ± 0,58	-11,48 ± 0,11
	50	8	-5,68	1,40	1,4	-8,06 ± 0,16	-8,48 ± 0,15	-11,56 ± 0,05
	70	6	-5,38	1,46	1,4	-7,86 ± 0,19	-8,30 ± 0,17	-11,51 ± 0,06
	90	5	-5,53	1,41	1,4	-7,93 ± 0,21	-8,35 ± 0,19	-11,45 ± 0,07
Årslev	10	12	-4,49	1,68	1,7	-7,35 ± 0,53	-7,85 ± 0,44	-11,55 ± 0,54
	30	4	-5,49	1,47	1,7	-7,99 ± 0,72	-8,43 ± 0,59	-11,66 ± 0,74
	50	9	-6,14	1,31	1,7	-8,37 ± 0,22	-8,76 ± 0,20	-11,64 ± 0,05
	70	7	-6,38	1,27	1,7	-8,54 ± 0,25	-8,92 ± 0,23	-11,71 ± 0,06
	90	8	-6,10	1,32	1,7	-8,34 ± 0,23	-8,74 ± 0,21	-11,64 ± 0,05
Rønhave	10	15	-4,79	1,64	1,7	-7,58 ± 0,33	-8,07 ± 0,29	-11,68 ± 0,15
	30	10	-6,05	1,35	1,7	-8,34 ± 0,36	-8,75 ± 0,32	-11,72 ± 0,17
	50	8	-6,75	1,20	1,7	-8,79 ± 0,09	-9,15 ± 0,08	-11,79 ± 0,02
	70	7	-6,68	1,22	1,7	-8,75 ± 0,09	-9,12 ± 0,09	-11,80 ± 0,02
	90	9	-6,35	1,29	1,7	-8,54 ± 0,08	-8,93 ± 0,08	-11,77 ± 0,02
Åskov	10	13	-4,26	1,78	1,7	-7,29 ± 0,56	-7,82 ± 0,47	-11,74 ± 0,26
	30	10	-4,81	1,68	1,7	-7,67 ± 0,60	-8,17 ± 0,51	-11,87 ± 0,28
	50	9	-6,09	1,30	1,7	-8,30 ± 0,31	-8,69 ± 0,28	-11,55 ± 0,09
	70	6	-6,17	1,29	1,7	-8,36 ± 0,38	-8,75 ± 0,34	-11,59 ± 0,11
	90	5	-7,02	1,14	1,7	-8,96 ± 0,41	-9,30 ± 0,38	-11,81 ± 0,13

forts.

Label 5. Forts.								
Lokalitet	Dybde	Antal gentagelser	Koefficienter		Funktionen gælder for pF > The equation is valid for pF >	log (K(Ψ)) med 95 % konfidensinterval ved pF-værdi		
Location	Depth	No. of replicates	Coefficients			log (K(Ψ)) with 95 % confidens interval for pF-values		
	cm		log a	b		1,7	2,0	4,2
Ødum	10	13	-3,84	1,83	1,7	-6,95 ± 0,29	-7,50 ± 0,24	-11,53 ± 0,23
	30	3	-4,77	1,60	1,7	-7,49 ± 0,40	-7,97 ± 0,33	-11,49 ± 0,32
	50	7	-5,96	1,30	1,7	-8,17 ± 0,12	-8,56 ± 0,11	-11,42 ± 0,06
	70	8	-6,45	1,20	1,7	-8,49 ± 0,11	-8,85 ± 0,11	-11,49 ± 0,06
	90	9	-6,04	1,29	1,7	-8,23 ± 0,11	-8,62 ± 0,10	-11,46 ± 0,05
Foulum	10	15	-3,72	1,85	1,88		-7,42 ± 0,31	-11,49 ± 0,19
	30	7	-3,14	2,05	1,88		-7,24 ± 0,38	-11,75 ± 0,23
	50	5	-6,02	1,29	1,88		-8,60 ± 0,45	-11,44 ± 0,09
	70	5	-6,14	1,29	1,88		-8,72 ± 0,45	-11,56 ± 0,09
	90	7	-4,97	1,53	1,88		-8,03 ± 0,38	-11,40 ± 0,07
Hornum	10	12	-4,70	1,67	2,0		-8,04 ± 0,47	-11,71 ± 0,19
	30	4	-4,12	1,79	2,0		-7,70 ± 0,65	-11,64 ± 0,24
	50	5	-5,02	1,52	2,0		-8,06 ± 0,56	-11,40 ± 0,14
	70	6	-5,32	1,53	2,0		-8,38 ± 0,51	-11,75 ± 0,12
Borris	10	16	-4,09	1,83	2,0		-7,75 ± 0,27	-11,78 ± 0,20
	30	3	-3,19	2,15	2,0		-7,49 ± 0,38	-12,22 ± 0,31
	50	4	-6,26	1,29	2,0		-8,84 ± 0,44	-11,68 ± 0,16
	70	7	-6,84	1,17	2,0		-9,18 ± 0,34	-11,75 ± 0,12
	90	8	-5,18	1,47	2,0		-8,12 ± 0,31	-11,35 ± 0,12
Travsted	10	10	-4,78	1,62	2,0		-8,02 ± 0,48	-11,58 ± 0,28
	30	7	-3,98	1,78	2,0		-7,54 ± 0,48	-11,46 ± 0,27
	70	4	-5,67	1,38	2,0		-8,43 ± 0,99	-11,47 ± 0,23
	90	4	-5,53	1,42	2,0		-8,37 ± 0,99	-11,49 ± 0,23
Højer	10	14	-5,76	1,40	1,7	-8,14 ± 0,45	-8,56 ± 0,39	-11,64 ± 0,18
	30	5	-6,75	1,15	1,7	-8,70 ± 0,59	-9,05 ± 0,52	-11,58 ± 0,22
Jyndevad	5	12	-6,07	1,36	2,0		-8,79 ± 0,38	-11,78 ± 0,11
	15	6	-6,56	1,26	2,0		-9,08 ± 0,49	-11,85 ± 0,13
	50	3	-8,03	0,98	2,0		-9,99 ± 0,73	-12,15 ± 0,24
	90	4	-8,27	0,93	2,0		-10,13 ± 0,63	-12,18 ± 0,21
Tylstrup	10	14	-4,13	1,78	2,0		-7,69 ± 0,26	-11,61 ± 0,17
	30	6	-4,66	1,67	2,0		-8,00 ± 0,32	-11,67 ± 0,20
	70	4	-0,68	3,34	2,0		-7,36 ± 0,47	-14,71 ± 2,52
	90	4	-1,96	4,28	2,0		-6,60 ± 0,47	-16,02 ± 2,52
Hals	5	8	-4,88	1,62	2,0		-8,12 ± 0,85	-11,68 ± 0,58
	15	6	-3,99	1,86	2,0		-7,71 ± 0,91	-11,80 ± 0,65

label 6. Umættet hydraulisk ledningsevne beregnet fra vandretentionsdata ved metode foreslået af Campbell (1974) (ligning [20]). Målt værdi fra varm-luftmetoden er brugt som matching-punkt.
Unsaturated hydraulic conductivity predicted from water retention data by methods of Campbell (1974). Measured value from the hot air method is used for matching-point.

Lokalitet <i>Location</i>	Dybde <i>Depth</i> cm	Matching-punkt ved vol.% vandindhold <i>Matching-point at vol.% water content</i> m ³ /m ³	log (K(ψ)), m/s			
			pF			
			1,0	1,2	1,4	1,7
Roskilde	10	20,0	-5,75	-6,01	-6,35	-7,08
	30	20,0	-6,21	-6,38	-6,58	-7,10
	50	20,0	-6,97	-7,41	-7,85	-8,57
	70	25,0	-8,12	-8,21	-8,30	-8,52
	90	25,0	-7,94	-8,07	-8,18	-8,36
Iystofte	10	20,0	-6,26	-6,55	-6,84	-7,37
	30	20,0	-6,42	-6,65	-6,90	-7,31
	50	20,0	-6,47	-6,76	-7,09	-7,58
	70	20,0	-7,46	-7,56	-7,70	-7,98
	90	20,0	-7,57	-7,65	-7,75	-7,97
Klø	10	20,0	-6,87	-7,06	-7,23	-7,49
	30	20,0	-6,97	-7,16	-7,31	-7,55
	50	25,0	-7,48	-7,59	-7,75	-8,07
	70	30,0	-7,99	-8,02	-8,07	-8,27
	90	30,0	-6,42	-6,52	-6,62	-6,86
Ø. Ulslev	10	20,0	-7,38	-7,43	-7,47	-7,54
	30	20,0	-6,93	-7,01	-7,13	-7,36
	50	20,0	-6,79	-6,92	-7,11	-7,52
	70	20,0	-6,65	-6,93	-7,16	-7,45
	90	20,0	-7,47	-7,57	-7,71	-7,98
Årslev	10	20,0	-6,89	-7,03	-7,21	-7,53
	30	20,0	-7,01	-7,14	-7,28	-7,57
	50	20,0	-6,26	-6,41	-6,62	-7,11
	70	20,0	-6,98	-7,12	-7,26	-7,49
	90	20,0	-6,85	-6,94	-7,03	-7,28
Rønhave	10	20,0	-6,11	-6,48	-6,85	-7,33
	30	20,0	-7,32	-7,58	-7,79	-8,03
	50	20,0	-6,55	-6,81	-7,08	-7,53
	70	20,0	-7,55	-7,68	-7,82	-8,07
	90	20,0	-6,51	-6,77	-6,97	-7,28
Askov	10	20,0	-7,06	-7,12	-7,23	-7,57
	30	20,0	-6,74	-6,86	-7,05	-7,47
	50	25,0	-7,11	-7,45	-7,71	-8,10
	70	25,0	-7,45	-7,64	-7,91	-8,37
	90	25,0	-6,70	-6,89	-7,28	-8,44

forts.

Label 6. Forts.						
Lokalitet	Dybde	Matching-punkt ved vol.% vandindhold	log (K(ψ)), m/s			
Location	Depth	Matching point at vol.% water content	pF			
	cm	m ³ /m ³	1,0	1,2	1,4	1,7
Ødum	10	20,0	-6,72	-6,77	-6,86	-7,02
	30	20,0	-6,42	-6,50	-6,61	-6,88
	50	20,0	-6,86	-7,09	-7,27	-7,59
	70	20,0	-7,25	-7,43	-7,63	-7,94
	90	20,0	-7,43	-7,51	-7,58	-7,73
Foulum	10	20,0	-6,70	-6,78	-6,86	-6,99
	30	20,0	-5,80	-5,93	-6,08	-6,41
	50	20,0	-5,99	-6,23	-6,64	-7,49
	70	20,0	-7,41	-7,57	-7,77	-8,15
	90	20,0	-7,77	-7,83	-7,90	-8,08
Hørnum	10	20,0	-6,47	-6,56	-6,67	-6,95
	30	20,0	-5,41	-5,54	-5,72	-6,24
	50	15,0	-5,82	-5,98	-6,21	-6,76
	70	15,0	-6,29	-6,63	-6,88	-7,20
Borris	10	15,0	-5,55	-5,61	-5,68	-5,84
	30	15,0	-5,09	-5,19	-5,29	-5,57
	50	15,0	-5,50	-5,72	-6,03	-6,95
	70	15,0	-5,10	-5,36	-5,72	-6,64
	90	15,0	-6,34	-6,47	-6,61	-6,90
Travsted	10	15,0	-5,49	-5,66	-5,91	-6,43
	30	15,0	-5,46	-5,57	-5,72	-6,11
	70	15,0	-6,69	-6,72	-6,76	-6,88
	90	20,0	-7,68	-7,72	-7,75	-7,80
Højer	10	25,0	-6,57	-6,80	-7,03	-7,47
	30	25,0	-6,22	-6,44	-6,62	-6,96
Jyndevad	5	10,0	-4,69	-4,85	-5,14	-6,84
	15	10,0	-4,42	-4,55	-4,78	-7,27
	50	10,0	-5,37	-5,63	-7,96	-9,23
	90	5,0	-4,58	-4,57	-5,02	-9,13
Lylstrup	10	15,0	-4,94	-5,02	-5,06	-5,17
	30	10,0	-4,40	-4,49	-4,57	-4,75
	70	5,0	-3,59	-3,70	-3,78	-3,89
	90	5,0	-4,43	-4,60	-4,67	-4,76
Hals	5	10,0	-3,84	-3,91	-4,01	-4,29
	15	10,0	-4,43	-4,50	-4,59	-4,84

4 Konklusion

I betragtning af de forbehold, som må tages ved alle metoder til bestemmelse af umættet hydraulisk ledningsevne, er varmluftmetoden (Arya et al., 1975) fundet velegnet til bestemmelse af den umættede hydrauliske ledningsevne for især lerede jorde og for vandpotentialer mindre end -25 til -50 hPa. Resultaterne er dog ikke kontrolleret med resultater fra andre målemetoder.

Som supplement til og kontrol på disse målinger kan der benyttes beregning af umættet hydraulisk ledningsevne fra vandretentionsdata (Campbell, 1974). Niveauet af disse kurver kan fastlægges af et punkt på kurven for umættet hydraulisk ledningsevne bestemt ved varmluftmetoden.

For morænelerjordene fandtes generelt, at ledningsevnen var betydelig større i muldlaget end i de underliggende lag. Dette gælder dog ikke for meget tørre forhold.

Finsandede jorde har ved et potential på -100 hPa den samme ledningsevne som de mere lerede jorde, mens grovsandede jorde har betydelig mindre ledningsevne. Ved -10 hPa er beregnet ledningsevne både for grovsandede og finsandede jorde betydelig større end for lerjorde.

5 Erkendtlighed

Nærværende undersøgelse er tilrettelagt i samarbejde med forsker Per Schjønning og finansieret af Statens jordbrugs- og veterinærvidenskabelige Forskningsråd.

Undersøgelserne er gennemført ved det jordfysiske laboratorium på Højer Forsøgsstation. Laborant Hanne Petersen har med stor omhyggelighed foretaget målingerne.

6 Litteratur

- Ahuja, L. R. & D. Swartzendruber 1972. An improved form of soil water diffusivity function. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36, 9-14.
- Alexander, L. & R. W. Skaggs 1986. Predicting unsaturated hydraulic conductivity from the soil water characteristics. Transaction of the ASAE 29(1), 176-184-
- Arya, L. M., D. A. Farrell & G. R. Blake 1975. A field study of water depletion patterns in presence of growing soybeans roots. I. Determination of hydraulic properties of the soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39, 424-430.
- Bouma, J., C. Belmans, L. W. Dekker & J. M. Jeurissen 1983. Assessing the suitability of soils with macropores for subsurface liquid waste disposal. J. Environ. Qual. 12, 305-311.

- Brooks, R. H. & A. T. Corey 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology paper No. 3. Colorado State University.
- Bruce, R. R. & A. Klute 1956. The measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 20, 458-462.
- Burdine, N. T. 1953. Relative permeability calculations from the pore size distribution data. Petroleum Transactions, AIME 198, 71-78.
- Campbell, G. S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Sci. 1 (716), 311-314.
- Dirksen, C. 1979. Flux controlled sorptivity measurements to determine soil hydraulic property functions. Soil Sci. Soc. Amer. J. 43, 827-834.
- Ehlers, W. 1976. Rapid determination of unsaturated hydraulic conductivity in tilled and untilled loess soils. Soil Sci. Soc. Amer. J. 40, 373-386.
- Heidmann, T. 1988. Startkarakterisering af arealer til systemforskning. 1. Forsøgsarealer, måleprogram og metoder. Tidsskr. Planteavl S 1958, 89 s.
- Hillel, D. I., V. D. Krentos & Y. Stylianon 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci. 114, 395-400.
- Jaynes, D. B. & W. J. Tyler 1980. Comparison of one-step outflow method to an in situ method for measuring hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. J. 44, 903-907.
- Kool, J. B., J. C. Perker & M. Th. van Genuchten 1985. Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: I. Theory and numerical studies. Soil Sci. Soc. Amer. J. 49, 1348-1353.
- Kunze, R. J., G. Vehara & K. Graham 1968. Factors important in the calculations of hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 32, 760-765.
- Marshall, T. J. 1958. A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci. 9, 1-8.
- Millington, R. J. & J. P. Quirk 1959. Permeability of porous media. Nature 183, 387-388.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Res. Res. 12 (3), 513-522.
- Mualem, Y. 1978. Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: generalized macroscopic approach. Water Res. Res. 14 (2), 325-334.
- Nielsen, D. R., D. Kirkham & E. R. Perrier 1960. Soil capillary conductivity: Comparison of measured and calculated values. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 24, 157-160.
- Nielsen, J. D. & J. P. Møberg 1984. Klassificering af 5 jordprofiler fra forsøgsstationer i Danmark. Tidsskr. Planteavl 88, 155-167.
- Nielsen, J. D. & J. P. Møberg 1985. Klassificering af jordprofiler fra forsøgsstationer i Danmark. Tidsskr. Planteavl 89, 157-167.

- Parker, J. C., J. B. Kool & M. Th. van Genuchten 1985. Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: II. Experimental studies. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 49, 1354-1359.
- Philip, J. R. 1955. Numerical analysis of equations of the diffusion type with diffusivity concentration-dependent. *Trans. For. Soc.* 51, 885-892.
- Ragab, R., J. Feyen & D. Hillel 1981. Comparative study of numerical and laboratory methods for determining the hydraulic conductivity function of a sand. *Soil Sci.* 131, 375-388.
- Rasmussen, K. J. 1976. Jordpakning ved færdsel om foråret. II. Jordfysiske målinger. *Tidsskr. Planteavl* 80, 835-856.
- Schjønning, P. 1985a. Porøsitetsforhold i landbrugsjord. I. Modeller og jordtypeforskelle. *Tidsskr. Planteavl* 89, 411-423.
- Schjønning, P. 1985b. Udstyr til afdræning af jordprøver for jordfysiske analyser. *Tidsskr. Planteavl* 89, 30. Beretn. nr. S 1762, 25 pp.
- Searle, S. R. 1971. *Linear models*. Wiley & Son, New York, 412 pp.
- Tiktak, A. & W. Bouten 1985. Enkele bodemfysische eigenschappen van een komklei- en een stroomrug-grond in het kromme rijngebied. *Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium, Universiteit van Amsterdam. Rapport nr. 20.* 92 pp.
- Van den Berg, J. A. & T. Louters 1986. An algorithm for computing the relationship between diffusivity and soil moisture content from the hot air method. *J. Hydrol.* 83, 149-159.
- Van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 44, 892-898.
- Van Genuchten, M. Th. & D. R. Nielsen 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales Geophysical* 3, 615-628.
- Van Grinsven, J. J. M., C. Dirksen & W. Bouten 1985. Evaluation of the hot air method for measuring soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 49, 1093-1099.
- Wind, G. P. 1955. A field experiment concerning capillary rise of moisture in a heavy soil. *Neth. J. Agr. Sci.* 3, 60-69.

Appendiks A

Vandretentionsdata. Vol.% vand ved forskellige pF-værdier.

Soil water retention data. Volumetric % water at different pF-values.

Lokalitet Location	Dybde Depth cm	Porøsitet Porosity	pF							
			0,6	1,0	1,2	1,7	2,0	2,2	2,7	4,2
Roskilde	10	44,9		39,3	37,3	30,2	25,2	23,1	20,2	7,2
	30	41,1		35,5	34,5	30,0	26,3	24,5	20,8	7,0
	50	40,7		31,1	29,8	26,9	25,6	24,5	23,4	13,4
	70	40,3		32,9	32,3	30,6	29,6	28,4	27,2	16,8
	90	40,4		33,5	32,9	30,9	29,4	28,0	25,6	15,1
Tystofte	10	39,6		34,5	32,8	29,0	26,0	23,8	21,6	8,5
	30	38,6		33,1	31,8	28,3	25,3	22,8	19,5	8,6
	50	40,0		33,3	32,6	30,3	28,5	26,6	25,0	14,7
	70	37,7		31,5	30,9	28,9	27,1	24,8	22,9	9,9
	90	32,2		27,9	27,6	26,3	25,1	23,7	22,0	10,4
Kalø	10	35,9		32,5	31,8	30,2	29,0	27,9	25,3	11,1
	30	37,5		33,2	32,4	30,6	29,3	28,3	25,8	11,2
	50	39,7		35,7	35,3	33,2	31,8	30,9	28,3	16,4
	70	41,1		39,0	38,7	37,5	36,3	35,5	33,4	21,2
	90	39,7		37,8	37,6	36,7	35,8	35,2	33,1	22,9
Ø. Ulslev	10	36,4		34,3	34,0	33,3	32,6	31,5	29,5	11,1
	30	40,3		35,7	35,2	33,2	31,8	30,3	27,8	11,2
	50	39,7		31,9	30,6	27,7	25,1	23,5	20,2	9,4
	70	38,7		31,9	31,0	28,3	25,3	23,1	19,3	8,7
	90	34,0		28,5	27,7	26,0	24,2	22,5	19,7	8,6
Årslev	10	42,5		37,0	35,7	31,8	28,5	25,8	23,3	8,6
	30	38,5		33,9	33,0	30,2	27,5	25,1	21,9	8,9
	50	40,9		35,2	34,3	31,3	29,3	27,9	25,3	13,5
	70	38,2		33,1	32,4	30,6	29,0	27,5	25,5	13,0
	90	40,0		33,8	33,2	31,5	29,8	27,8	25,1	13,0
Rønhave	10	45,9		39,5	36,6	31,4	28,4	25,8	22,4	8,5
	30	39,5		34,8	33,3	30,5	28,6	27,0	24,4	9,8
	50	42,2		34,4	33,3	29,9	28,0	26,6	23,3	11,9
	79	37,7		31,5	30,9	28,4	26,7	25,4	22,5	11,4
	90	37,9		31,6	30,7	28,7	27,3	26,0	23,3	11,6
Askov	10	40,3		38,2	37,4	33,4	30,1	27,3	24,4	9,0
	30	39,1		35,5	34,7	30,7	27,4	24,9	21,6	9,1
	50	44,4		39,1	36,8	31,8	29,1	27,5	25,0	13,2
	70	42,7		36,7	35,2	30,4	27,9	26,5	24,4	14,1
	90	41,6		36,6	36,0	33,0	31,6	30,4	28,6	14,4

forts.

Appendiks A forts.

Ødum	10	42,4		38,6	38,2	36,3	34,1	31,7	27,0	8,4
	30	40,5		37,1	36,7	33,9	30,6	28,2	22,5	7,9
	50	38,7		31,1	29,9	27,6	25,8	24,5	21,5	10,4
	70	35,1		30,2	29,6	28,2	26,9	25,7	23,2	11,3
	90	32,8		30,2	30,0	29,2	28,4	27,9	26,0	12,4
Foulum	10	41,0		36,9	36,2	34,1	31,8	28,3	23,7	7,5
	30	42,9		38,7	37,8	33,6	29,4	24,9	19,9	6,6
	50	40,9		31,6	29,8	24,4	22,0	19,7	16,1	7,5
	70	34,0		27,5	26,7	23,9	22,2	20,7	18,4	6,3
	90	32,7		28,3	27,4	25,3	24,1	22,8	20,8	7,7
Hornum	10	41,4		37,0	36,3	33,4	27,3	23,4	19,6	6,8
	30	45,4		41,3	40,1	34,2	26,2	22,3	17,8	5,6
	50	39,9		32,7	30,8	25,5	20,8	18,2	14,2	4,8
	70	36,0		29,4	27,7	24,4	20,8	18,3	14,3	5,2
	90	35,6		29,9	28,6	25,6	22,9	20,8	17,0	5,6
Borris	10	42,4		39,0	38,4	35,9	26,9	21,9	16,8	5,0
	30	42,8		39,3	38,3	34,2	25,9	20,2	13,2	4,0
	50	40,3		34,1	32,1	25,0	18,6	15,9	12,1	5,4
	70	36,4		31,5	30,0	24,9	20,2	18,4	15,8	7,1
	90	34,0		30,3	29,4	26,3	23,2	21,7	18,9	6,7
Travsted	10	49,7		43,0	41,9	36,6	33,1	30,1	25,7	7,9
	30	49,5		43,6	42,4	37,3	33,5	30,6	26,2	7,9
	50	41,3		34,6	33,6	30,3	26,9	24,1	20,2	6,8
	70	36,3		31,8	31,4	29,8	28,1	26,8	24,4	10,6
	90	35,7		31,4	31,2	30,1	29,4	28,5	25,9	12,8
Højer	10	52,7	46,9	43,1	41,8	37,7	34,8	32,6	28,6	12,4
	30	49,4	45,4	43,4	42,2	39,1	35,9	32,6	27,5	14,5
	50	52,5	48,4	48,2	47,7	43,9	40,7	37,5	31,6	6,3
	70	44,0	41,4	40,8	40,5	38,8	32,4	20,8	14,5	4,6
	90	43,3	41,6	41,1	40,8	39,9	36,4	25,5	17,4	4,6
Jyndevad	5	41,9		36,5	35,4	22,0	17,7	15,6	12,6	5,1
	15	43,5		38,4	37,4	20,1	15,9	14,1	11,1	4,9
	50	44,3		37,8	35,2	11,6	8,9	7,2	5,4	2,4
	70	43,4		37,4	34,8	9,9	7,5	6,0	4,1	1,8
	90	43,0		35,4	32,9	7,7	5,4	4,6	3,7	1,8
Tylstrup	10	46,3		41,7	40,8	39,1	26,3	17,9	13,7	4,5
	30	47,7		44,6	43,5	40,1	29,3	18,4	13,1	4,2
	50	47,4		44,2	42,5	38,5	18,3	9,6	6,2	2,1
	70	46,4		44,0	41,8	39,1	21,7	9,2	5,4	1,1
	90	46,9		43,8	41,7	39,5	27,3	13,4	6,3	1,5
Hals	5	47,8		43,0	42,4	38,5	28,1	23,1	16,7	6,3
	15	46,8		42,1	41,5	38,4	30,1	24,6	17,2	6,6
	50	43,0		33,4	32,4	20,8	8,4	6,5	4,4	0,6
	70	43,2		38,6	37,6	34,0	11,8	8,1	5,3	0,7

Appendiks B

Diffusivitet bestemt ved varmluftmetoden. a , m og Θ_s er koefficienterne i ligningen $D(\Theta) = a \cdot \Theta^{5m} (\Theta_s - \Theta)^{-m}$, cm^2/min .

Diffusivity determined from the hot air method. a , m and Θ_s are coefficients in the equation: $D(\Theta) = a \cdot \Theta^{5m} (\Theta_s - \Theta)^{-m}$, cm^2/min .

Lokalitet	Dybde	Antal gentagelser	Koefficienter			Funktionen gælder for $pF >$
Location	Depth	No. of replicates	Coefficients			The equation is valid for $pF >$
	cm		a	m	Θ_s	
Roskilde	10	15	6,04244	0,4959	0,4464	1,7
	30	6	18,74835	0,5302	0,4085	1,7
	50	6	0,01513	0,0327	0,3928	1,7
	70	7	0,00901	0,0131	0,3893	1,7
	90	6	0,01165	0,0160	0,3784	1,7
Tystofte	10	13	0,36593	0,2828	0,3927	1,7
	10	9	0,76676	0,2846	0,3807	1,7
	50	9	0,01037	0,0256	0,3676	1,7
	70	4	0,03210	0,0720	0,3166	1,7
	90	9	0,10556	0,1740	0,3121	1,7
Kalø	10	18	0,13709	0,2333	0,3512	1,4
	30	5	0,06701	0,1462	0,3536	1,4
	50	5	0,00708	0,0124	0,3738	1,4
	70	3	0,00698	0,0020	0,4169	1,4
	90	5	0,03684	0,1260	0,3858	1,4
Ø. Ulslev	10	17	0,17698	0,3134	0,3609	1,4
	30	4	0,17357	0,2750	0,3768	1,4
	50	8	0,38919	0,2992	0,3790	1,4
	70	6	0,26495	0,2670	0,3752	1,4
	90	5	0,18190	0,2104	0,3249	1,4
Årslev	10	12	4,76290	0,4209	0,4279	1,7
	30	4	1,39021	0,2723	0,3749	1,7
	50	9	0,09912	0,2111	0,3918	1,7
	70	7	0,04400	0,1249	0,3731	1,7
	90	8	0,05420	0,2025	0,3822	1,7
Rønhave	10	15	1,21859	0,4122	0,4616	1,7
	30	10	0,05717	0,1477	0,3889	1,7
	50	8	0,01169	0,0655	0,3991	1,7
	70	7	0,01381	0,0771	0,3723	1,7
	90	9	0,02379	0,1198	0,3616	1,7
Askov	10	13	2,99431	0,5421	0,4136	1,7
	30	10	4,96786	0,4878	0,4010	1,7
	50	9	0,03306	0,1200	0,4478	1,7
	70	6	0,03988	0,1433	0,4344	1,7
	90	5	0,01434	0,0868	0,3952	1,7

forts.

Appendiks B forts.

Ødum	10	13	1,76567	0,5031	0,4253	1,7
	30	3	0,60140	0,2913	0,4135	1,7
	50	7	0,06036	0,1234	0,3735	1,7
	70	8	0,03861	0,0992	0,3444	1,7
	90	9	0,03430	0,1218	0,3226	1,7
Foulum	10	15	2,72928	0,4730	0,4032	1,88
	30	7	13,23500	0,6342	0,4063	1,88
	50	5	0,05966	0,0816	0,3749	1,88
	70	5	0,04838	0,0912	0,3236	1,88
	90	7	0,07294	0,1077	0,3088	1,88
Hornum	10	12	2,45665	0,3591	0,4094	2,0
	30	4	4,70837	0,3633	0,4486	2,0
	50	5	0,25866	0,1056	0,3551	2,0
	70	6	2,25307	0,2237	0,3394	2,0
Borris	10	16	2,20188	0,3934	0,4439	2,0
	30	3	3,17450	0,3900	0,4040	2,0
	50	4	0,17170	0,0770	0,3961	2,0
	70	7	0,02777	0,0360	0,3498	2,0
	90	8	0,07290	0,1012	0,3413	2,0
Travsted	10	10	6,25397	0,3814	0,4908	2,0
	30	7	2,84075	0,4237	0,4796	2,0
	70	4	0,02322	0,0595	0,3611	2,0
	90	4	0,04522	0,1115	0,3406	2,0
Højer	10	14	0,18063	0,2457	0,5134	1,7
	30	5	0,01556	0,0467	0,5242	1,7
Jyndevad	5	12	0,17984	0,1218	0,3988	2,0
	15	6	0,04502	0,0852	0,4144	2,0
	50	3	0,01943	0,0080	0,4151	2,0
	90	4	0,02167	0,0020	0,4044	2,0
Tylstrup	10	14	3,25467	0,3563	0,4520	2,0
	30	6	0,33470	0,1857	0,4637	2,0
	70	4	0,52325	0,1590	0,4369	2,0
	90	4	9,98100	0,3940	0,4525	2,0
Hals	5	8	0,99288	0,1964	0,4624	2,0
	15	6	2,89911	0,2880	0,4716	2,0

Statistisk behandling af resultaterne fra varmluftmetoden

Den statistiske behandling af resultaterne er foretaget med konsulentbistand fra Klaus Olesen og Kristian Kristensen, Statens Planteavlsvforsøg, Afdeling for Biometri og Informatik.

Resultatet fra varmluftmetoden fra en prøve foreligger som koefficienterne i ligningen

$$K(h) = a h^b \Rightarrow \log (K(h)) = \log a - b \log h = \log a - b pF \quad [1]$$

a og b er ikke uafhængige. Ved en grafisk kontrol synes det rimeligt at antage, at log a og b er normalfordelt.

I de to øverste dybder (10 og 30 cm) er der 6 prøveflader pr. mark, mens der af praktiske grunde kun er én prøveflade i de tre nederste dybder (50, 70 og 90 cm).

For de to øverste dybder er der mulighed for at inddrage variationen mellem prøveflader, således at det variationsestimat, der findes i den givne dybde, siger noget om variationen over marken. Modsat vil det variationsestimat, der fås for de tre nederste dybder, kun sige noget om variationen inden for den givne prøveflade. Det er vigtigt at huske på dette ved tolkningen af resultaterne.

Analysen for de to øverste dybder kan udføres ved at opstille følgende model:

$$Y_{ijk} = u + d_i + D^*P_{ij} + E_{ijk} \quad \begin{array}{l} j = 1, \dots, l \\ j = 1, \dots, m_i \\ k = 1, \dots, n_{ij} \end{array} \quad [2]$$

hvor $Y_{ijk} = \left(\frac{\log a}{b} \right)_{ijk}$, d_i = dybden (systematisk), D^*P_{ij} = vekselvirkningen mellem dybde og prøveflade (tilfældig), og E er residualvariationen.

Hovedvirkningen af P er udeladt, da den for langt de fleste lokaliteter ikke var signifikant, mens D^*P var signifikant. En eventuel hovedvirkning af P vil indgå i D^*P . Udeladelsen af P forenkler analysen betydeligt.

Idet alle prøveflader vægtes lige, er estimatet for gennemsnit og varians

$$\bar{Y}_i = \frac{1}{m_i} \sum_{j=1}^{m_i} \bar{Y}_{ij} = \left(\frac{\log a}{b} \right) \quad [3]$$

$$V(\bar{Y}_i) = \frac{1}{m_i} \sigma_{DP}^2 + \frac{1}{m_i^2} \sum_{j=1}^{m_i} \frac{1}{n_{ij}} \sigma^2 = \left[\begin{array}{cc} V(\log a) & \text{Cov}(\log a, b) \\ \text{Cov}(\log a, b) & V(b) \end{array} \right] \quad [4]$$

Her er σ_{DP}^2 og σ^2 kovariansmatricerne for hhv. variationen på vekselvirkningen mellem dybde og prøveflade og residualvariationen.

Estimaterne for σ_{DP}^2 og σ^2 kan beregnes som:

$$\hat{\sigma}_{DP}^2 = \frac{MS_{DP} - MS_e}{K} \quad [5]$$

$$\hat{\sigma}^2 = MS_e \quad [6]$$

hvilket sammen med [4] giver

$$\widehat{V(\bar{Y}_i)} = \frac{1}{m_i \cdot K} MS_{DP} + \frac{1}{m_i^2} \left(\sum_j \frac{1}{n_{ij}} - \frac{m_i}{K} \right) MS_e \quad [7]$$

hvor MS_{DP} ER "Mean Square"-matricen for vekselvirkningen mellem dybde og prøveflade, MS_e er residual-"Mean Square"-matricen, og K er vægtet antal gentagelser i de enkelte prøveflader og dybder.

Variansen på den logaritmerede ledningsevne er lig med

$$V(\log(K(h))) = V(\log a) + V(b) (pF)^2 + 2 \cdot \text{Cov}(\log a, b) \cdot pF \quad [8]$$

Variansen er altså afhængig af størrelsen pF .

Konfidensintervaller på enkeltværdierne kan konstrueres ud fra

$$\log(K(h)) \pm t_{0,975, f_K} \cdot \sqrt{V(\log(K(h)))} \quad [9]$$

hvor f_K kan beregnes som gennemsnit af f_i for hver af koefficienterne $\log a$ og b . f_t udregnes som foreslået af Searle (1971). Ved indsættelse af de aktuelle estimater fås

$$f_t = \frac{\left[\frac{1}{m_i \cdot K} MS_{DP} + \frac{1}{m_i^2} \left(\sum_j \frac{1}{n_{ij}} - \frac{m_i}{K} \right) \cdot MS_e \right]^2}{\left(\frac{1}{m_i \cdot K} MS_{DP} \right)^2 / f_{DP} + \left(\frac{1}{m_i^2} \left(\sum_j \frac{1}{n_{ij}} - \frac{m_i}{K} \right) MS_e \right)^2 / f_e} \quad [10]$$

hvor MS_{dp} er "Mean Square" for vekselvirkning mellem dybde og prøveflade, MS_e er residual-"Mean Square", f_{dp} og f_e er antal frihedsgrader, og K er vægtet antal af gentagelser i de enkelte prøveflader og dybder.

For de tre nederste dybder er analysen noget mere simpel. Der opstilles følgende model:

$$Y_{ik} = \mu + d_i + \epsilon_{ik} \quad \begin{array}{l} i = 1, \dots, l \\ k = 1, \dots, n_i \end{array} \quad [11]$$

$Y_{ik} = \left(\log_b a \right)_{ik}$, d_i er dybden (systematisk), ϵ_{ik} er $N(0, \sigma^2)$ og uafhængige, l er antal dybder, n_i er antal gentagelser i dybde i .

Estimat for gennemsnit og varians er

$$\bar{Y}_i = \frac{1}{n_i} \sum_{k=1}^{n_i} Y_{ik} = \left(\overline{\log_b a} \right) \quad [12]$$

$$v(\bar{Y}_i) = \frac{1}{n_i} \sigma^2 = \begin{bmatrix} v(\log a) & \text{Cov}(\log a, b) \\ \text{Cov}(\log a, b) & v(b) \end{bmatrix} \quad [13]$$

Variansen for den logaritmerede ledningsevne og konfidensinterval beregnes jvf. formler i analysen for de to øverste dybder ([8] og [9]).

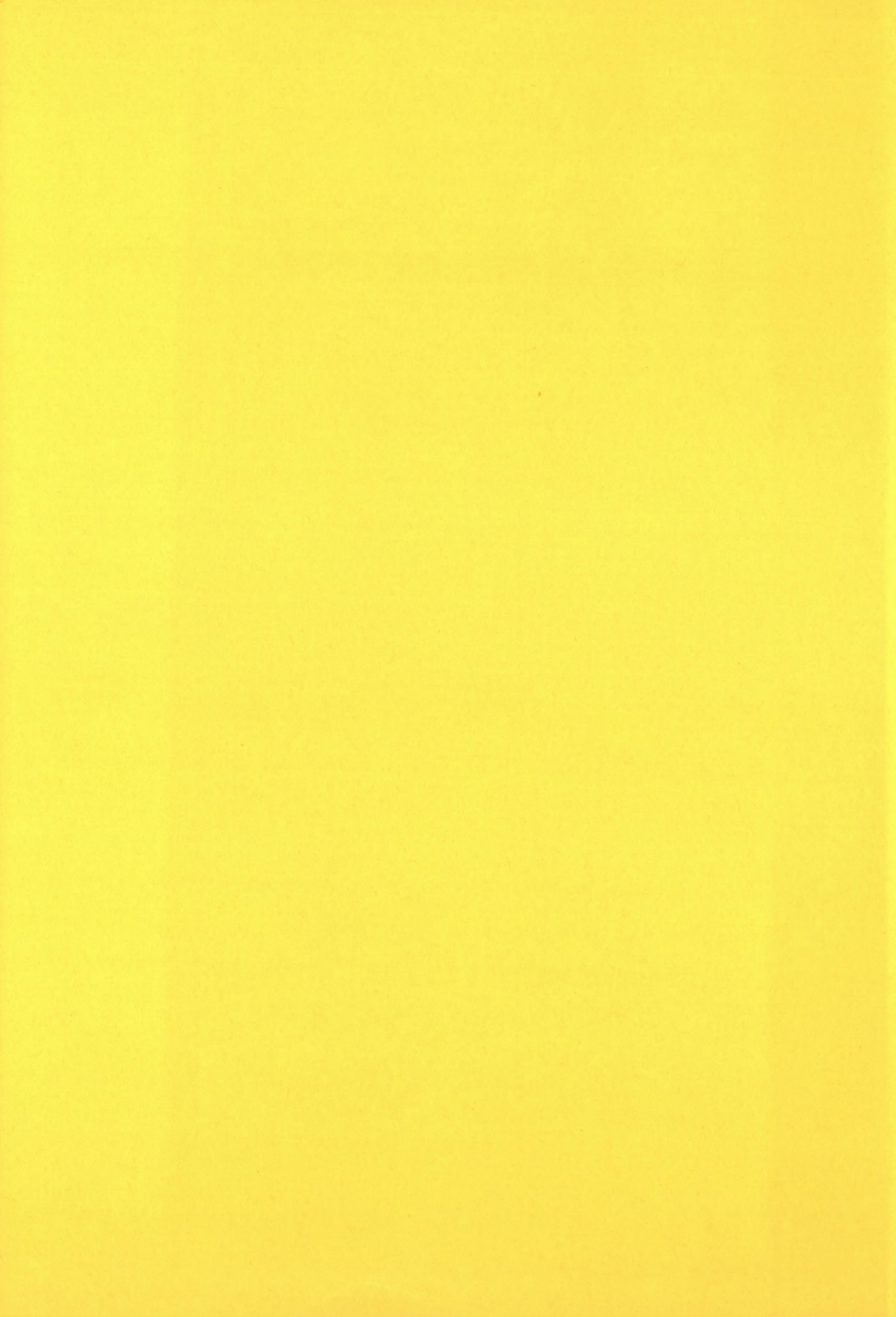
f_k er i dette tilfælde antal frihedsgrader for residualvariansmatricen, og estimatet for er residual-"Mean Square"-matricen.

Umættet hydraulisk ledningsevne på systemforskningsarealerne. På systemforskningsarealerne (Heidmann, 1988) er prøverne til bestemmelse af ledningsevnen udtaget i nogle af de kvadratnetspunkter, hvor der i startkarakteriseringen blev udført et udvidet måleprogram. I tabellen nedenfor er anført koordinaterne til de kvadratnetspunkter, hvor der er udtaget prøver.

$\log a$ og b er koefficienterne i ligningen $\log(K(h)) = \log a - b \text{ pF}$. Ligning [13] / [25].

Unsaturated hydraulic conductivity determined on the areas for research in crop systems (Heidmann, 1988). The gridnet coordinates are stated in the table.

Dybde, cm: Depth, cm:		10		30			50			70			90		
Koordinat	Antal prøver	log a	b	Antal prøver	log a	b	Antal prøver	log a	b	Antal prøver	log a	b	Antal prøver	log a	b
Coordinate	Repl.			Repl.			Repl.			Repl.			Repl.		
Foulum															
560,- 80	3	-4,05	1,75	0	-	-									
600,-120	3	-3,99	1,84	2	-3,06	2,11									
640,- 80	3	-3,90	1,81	1	-3,84	1,84	5	-6,02	1,29	5	-6,14	1,29	7	-4,97	1,53
720,- 40	2	-3,38	1,93	0	-	-									
560, 120	2	-3,84	1,78	2	-2,87	2,11									
80, 200	2	-3,16	1,99	2	-2,80	2,15									
Gns./sum	15	-3,72	1,85	7	-3,14	2,05									
Ødum															
120, 120	2	-3,68	1,90	1	-5,18	1,48									
160, 240	1	-3,31	1,97	0	-	-									
80, 280	2	-3,92	1,82	0	-	-	7	-5,96	1,30	8	-6,45	1,20	9	-6,04	1,29
140, 320	2	-4,32	1,70	1	-5,15	1,52									
320, 240	3	-3,85	1,83	0	-	-									
320, 40	3	-3,96	1,78	1	-3,97	1,79									
Gns./sum	13	-3,84	1,83	3	-4,77	1,60									
Jyndeved															
280, 160	0	-	-	1	-7,69	1,00									
200, 280	3	-6,29	1,30	0	-	-									
240, 360	2	-5,97	1,37	1	-6,53	1,25	3	-8,03	0,98	2	-8,38	0,92	4	-8,27	0,93
100, 360	1	-5,72	1,41	2	-6,15	1,32									
60, 440	3	-6,55	1,27	1	-6,22	1,37									
400, 480	3	-5,81	1,44	1	-6,20	1,36									
Gns./sum	12	-6,07	1,36	6	-6,56	1,26									



Institutter m.v. under Statens Planteavlfsforsøg

Administrationscentret

Statens Planteavlkskontor, Skovbrynet 18, 2800 Lyngby	45 93 09 99
Informationstjenesten, Skovbrynet 18, 2800 Lyngby	45 93 09 99
Afdeling for Biometri og Informatik, Lottenborgvej 24, 2800 Lyngby	45 93 09 99
Afdeling for Bisygdomme, Skovbrynet 18, 2800 Lyngby	45 93 09 99

Landbrugscentret

Fagligt Sekretariat, Forsøgsanlæg Foulum, 8830 Tjele	86 65 25 00
Afdeling for Industriplanter og Frøavl, Ledreborg Allé 100, 4000 Roskilde	42 36 18 11
Statens Forsøgsareal, Bornholm, Rønnevej 1, 3720 Åkirkeby	53 97 53 10
Statens Biavlfsforsøg, Ledreborg Allé 100, 4000 Roskilde	42 36 18 11
Statens Forsøgsstation, Rønhave, Hestehave 20, 6400 Sønderborg	74 42 38 97
Statens Forsøgsstation, Forsøgsvej 30, 9382 Tylstrup	98 26 13 99
Afdeling for Sortsafprøvning, Teglværksvej 10, 4230 Skælskør	53 59 61 41
Afdeling for Grovfoder, Forsøgsanlæg Foulum, 8830 Tjele	86 65 25 00
Statens Forsøgsstation, Vestergade 46, Borris, 6900 Skjern	97 36 62 33
Statens Forsøgsstation, Oddesundvej 65, Silstrup, 7700 Thisted	97 92 15 88

Afdeling for Landbrugsplanternes Ernæring, Vejenvej 55, Askov, 6600 Vejen	75 36 02 77
Statens Forsøgsstation, Kongeåvej 90, Lundgård, 6600 Vejen	75 36 01 33
Afdeling for Kulturteknik, Flensborgvej 22, St. Jyndeved, 6360 Tinglev	74 64 83 16
Statens Forsøgsstation, Amdrupvej 22, Ødum, 8370 Hadsten	86 98 92 44
Statens Planteavl-Laboratorium, Lottenborgvej 24, 2800 Lyngby	45 93 09 99
Centrallaboratoriet, Forsøgsanlæg Foulum, 8830 Tjele	86 65 25 00
Jordbrugsmeteorologisk Tjeneste, Forsøgsanlæg Foulum, 8830 Tjele	86 65 25 00

Havebrugscentret

Institut for Grønsager, Kirstinebjergvej 6, 5792 Årslev	65 99 17 66
Institut for Væksthuskulturer, Kirstinebjergvej 10, 5792 Årslev	65 99 17 66
Institut for Frugt og Bær, Kirstinebjergvej 12, 5792 Årslev	65 99 17 66
Institut for Landskabsplanter, Granlidevej 22, Hornum, 9600 Års	98 66 13 33

Planteværnscentret

Institut for Pesticider, Lottenborgvej 2, 2800 Lyngby	42 87 25 10
Botanisk, Virologisk og Zool. Afd. og Oplysningstjen., Lottenborgvej 2, 2800 Lyngby ..	42 87 25 10
Planteværnsafdelingen i Skejby, Udkærvej 15, Skejby, 8200 Århus N	86 10 30 88
Institut for Ukrudtsbekæmpelse, Flakkebjerg, 4200 Slagelse	53 58 63 00
Analyselaboratoriet for Pesticider, Flakkebjerg, 4200 Slagelse	53 58 63 00