

Porositetsforhold i landbrugsjord

I. Modeller og jordtypeforskelle

Soil pore characteristics

I. Models and soil type differences

Per Schjønning

Resumé

Porestørrelsesfordeling i pløjelaget blev bestemt ud fra vandretentionsmålinger på 7 danske jordtyper.

Jordtyper med en høj sorteringsgrad for primærpartikler (tekstur) havde en stor del af porevolumenet fordelt snævert om en bestemt porestørrelse.

For jorde med lerindhold over ca. 5% fandtes et stigende rumfang af porer med diameter ca. $0,6\ \mu\text{m}$ ved stigende indhold af ler i jorden.

Grove lerblandede sandjorde havde en stor del af porerumfanget fordelt på 2 klasser af porestørrelse med diametre henholdsvis ca. $0,6\ \mu\text{m}$ og ca. $50\ \mu\text{m}$.

Ved hjælp af lufttransportmålinger blev der beregnet parametre til beskrivelse af poregeometrien. For et indeks, som udtrykker graden af poresystemets lighed med en standard-»rørpore«, fandtes generelt stigende værdier ved øget afdræning af jorden. Såvel dette indeks, som værdier for grovporevolumen, antydede eksistensen af en pløjesål for 4 jordtyper.

Høj luftpermeabilitet og lille volumen af porer over $60\ \mu\text{m}$ på en sandblandet lerjord kunne korreleres til et indeks, som viste stor gennemsnitlig diameter for grovporerne.

For en fin lerblandet sandjord og en fin sandblandet lerjord fandtes samstemmende, at længden af de luftledende porer i jorden varierede fra ca. 5 til ca. 2,5 gange jordlagets tykkelse for jord ved henholdsvis $-50\ \text{hPa}$ og $-500\ \text{hPa}$ vandpotential.

Nøgleord: Porestørrelsesfordeling, relativ diffusivitet, luftpermeabilitet, poregeometri.

Summary

Pore size distribution for 7 agricultural topsoils was determined from measurements of water retention. The frequency curve of pore size was calculated from the sum curve using numerical differentiation.

Soils with a narrow range in size of primary particles (texture) also appeared to have the pores distributed close to a certain pore size, while morainic soils containing clay and coarse sand showed a typical »two-top« distribution curve.

Soils with more than 5% clay had an accumulation of pores with mean diameter about 0.6 μm . The volume of this pore size class increased with increasing clay content.

Indices of pore geometry were calculated from measurements of relative air diffusivity, air permeability and volumetric air content.

A pore continuity index generally increased with decreasing water potential. Nevertheless, in a soil with extreme narrowness in particle size distribution, the macroporosity had a better relative continuity alone than when fused with smaller pores due to »dead-end-pores« in the latter pore size class.

A high level of air permeability and a small volume of coarse pores in a silty loam could be explained by a great mean diameter in the coarse pores.

In a loamy sand and in a silty loam relative pore length varied from about 5 to 2.5 at the potentials -50 hPa and -500 hPa, respectively.

Key words: Pore size distribution, relative diffusivity, air permeability, pore geometry.

Indledning

Jord i naturlig tilstand er et trefaset system af luft, vand og fast stof. Det sammenlagte rumfang af luft og vand benævnes porøsitet. Størrelsesfordeling af porerne er afgørende for en række jordfysiske egenskaber, f.eks. bortledning af overskudsvand, luftskiftebetinger og mængden af plantetilgængeligt vand.

Det faste stof i jorden er for de fleste jordtyper et uhyre uensartet materiale. Derfor er såvel porøstørrelsesfordeling som poregeometri vanskelige at forudsige og beskrive med enkle modeller. Dette forhold forstærkes af den sekundære strukturdannelse i de øverste horisonter i landbrugsjord.

Afdræning af jordprøver under kontrollerede betingelser giver mulighed for bestemmelse af størrelsesfordeling af porer, som er ækvivalente med cirkulære rør. En sådan beskrivelse indebærer en høj grad af forenkling, men giver på trods heraf en vigtig strukturkarakteristik for en jord. Metoden kan kombineres med analyser af afledede fysiske egenskaber på jordprøver ved forskellige vandindhold, f.eks. luftskiftebetinger. Ud fra sådanne målinger kan poresystemets geometri vurderes (10, 7, 6, 3).

I denne beretning opstilles beregningsmetoder og modeller med samtidig beskrivelse af porøsitetsforholdene for en række danske landbrugsjorde. I en anden beretning belyses effekten af jordbearbejdning og halmnedmuldning på porøsitetsforholdene (17).

Jordtyper og prøveudtagning

Undersøgelserne er foretaget på jordprøver fra 7 af statens forsøgsstationer – herunder opstillet efter stigende lerindhold i pløjelaget. Desuden er angivet JB nr. og tilsvarende betegnelse i jordklassificeringssystemet (2). Jordtyperne omtales i beretningen under stednavn.

Station Location	% ler % clay	JB nr.	Betegnelse Soil type
Jyndevad	2,5	1	Grovsandet jord <i>coarse sand</i>
Studsgård	4,3	1	Grovsandet jord <i>coarse sand</i>
Borris	5,9	4	Fin lerbl. sandjord <i>fine loamy sand</i>
Askov	8,8	3	Grov lerbl. sandjord <i>coarse loamy sand</i>
Ødum	9,3	4	Fin lerbl. sandjord <i>fine loamy sand</i>
Højer	12,8	6	Fin sandbl. lerjord <i>silty loam</i>
Rønhave	13,4	5	Grov sandbl. lerjord <i>coarse sandy loam</i>

Lerprocenten i oversigten er bestemt i jordprøver fra det aktuelt undersøgte areal ved forsøgsstationen og kan derfor afvige lidt fra værdier angivet af Hansen (9), til hvilken der henvises for nærmere beskrivelse af jordtyperne. Geologisk beskrivelse af jordtyperne ved Jyndevad, Borris, Højer og Rønhave kan findes hos Nielsen & Møberg (11, 12).

På alle jordtyper er der bestemt vandretention på jordprøver fra 5–10 cm dybde efter metoden

beskrevet af *Schjønning* (15). Alle prøver stammer fra jord i almindelig omdrift med årlig efterårspløjning og er udtaget i en vårbygagrøde ved kimbladstadiet eller i stubben umiddelbart efter høst. For Borris og Højer er vandretentionsanalysen udvidet til også at omfatte dybderne 15–20, 25–30, 35–40, 45–50, 65–70 og 85–90 cm.

Porøsiteten er bestemt indirekte ud fra tør volumenvægt og reel massefylde, som er målt for alle kombinationer af dybder og udtagningsflader.

Endvidere er der på samtlige prøver fra Borris og Højer bestemt lufttransportbetingelser i form af ildiffusion med teknik beskrevet af *Schjønning* (16) og luftpermeabilitet med en metode modificeret efter *Grover* (8).

I dybderne 5–10, 15–20 og 25–30 cm er prøveudtagning foretaget i minimum 6 prøveflader pr. undersøgt areal, hvis størrelse varierer mellem 0,1 og 0,5 ha. Analyserne fra profilerne i Borris og Højer er foretaget på 2 prøveflader hvert sted.

Opgørelsesmetoder

Nærværende beretning sigter primært på beskrivelse af opgørelsesmetoder samt jordtypeforskelle for de opstillede parametre. Der er derfor i tilknytning til tabeller og figurer samt i tekst oftest angivet sikkerhed på de estimerede værdier i form af standardafvigelse på middelværdien, som giver et indtryk af reproducerbarheden for estimatet.

Der er foretaget test af normalfordeling for alle målte og beregnede parametre. For parametre, der ikke er normalfordelt, er der beregnet og angivet geometrisk gennemsnit. Denne værdi giver et bedre udtryk for tyngdepunktet i observationerne og beregnes som antilogarithmen til det aritmetriske gennemsnit af logarithmen til enkeltobservationerne.

I beretningen er anvendt 2 forskellige enheder for vandpotential. Oftest er benyttet SI-enheden *hPa*, som i talstørrelse omtrent svarer til den tidligere ofte benyttede enhed *cm vandsøjle*. I nogle tilfælde er den logaritmiske enhed *pF* anvendt for at muliggøre en hensigtsmæssig beskrivelse af en stor spændvidde i potentialer.

Fordelingskurven for porestørrelse kan opnås ved differentiering af retentionskurven, som er en sumkurve for porestørrelse. I nærværende arbejde er en fordelingskurve konstrueret ud fra hældningskoefficienten til korden for tætliggende punkter på sumkurven. Denne størrelse er beregnet for i alt ca. 180 punkter på sumkurven, hvorved korden får tilnærmet samme hældning som tangenten.

Den tilnærmede, numeriske metode er valgt fremfor differentiering af en regressionsligning for sumkurven, idet en sådan regressionsmodel umuligt kan beskrive det nuancerede forløb, der registreres for sumkurven.

Sumkurverne i fig. 3a–b er af samme grund konstrueret ud fra målepunkterne ved hjælp af en såkaldt spline-udjævningsmetode (14), som er velegnet til datasæt, som beskrives af en monoton, dvs. voksende eller faldende funktion. Digitaliseringen til brug ved ovennævnte beregninger er sket ved SASGRAPH-beregninger på NEUCC.

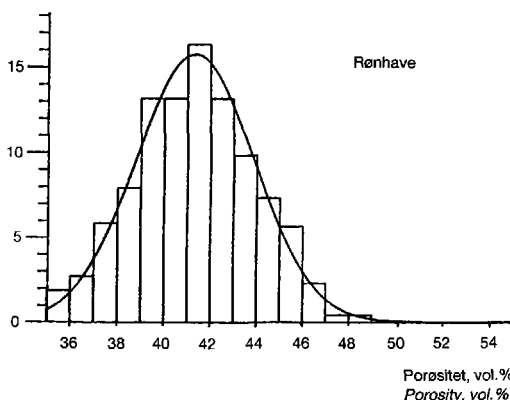
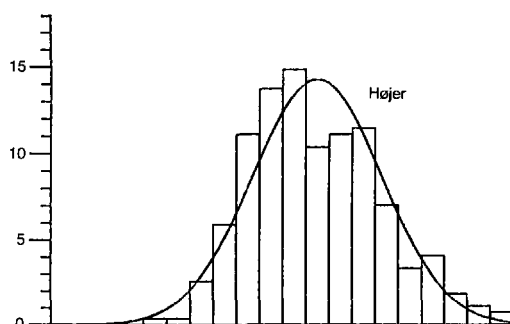
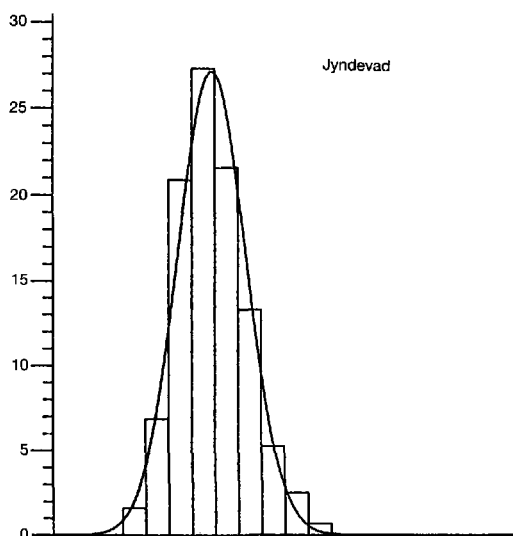
Resultater og diskussion

Porøsitet

Porøsiteten i en samling af partikler uden sekundærstruktur vil være bestemt af partikelstørrelsesfordelingen, teksturen. Således findes den tætteste lejring for materiale med stor spændvidde i partikelstørrelsen, mens en sortering medfører større porøsitet. Ovennævnte forhold vil dog være påvirket af enkeltkornenes udformning og overskygges endvidere i stor udstrækning af sekundærstruktur og ydre påvirkninger, når det drejer sig om jord. Fænomenet fremgår dog med rimelig tydelighed af *Hansen* (9), hvor høj porøsitet i de *velsorterede* jorde ved Højer og Lammefjorden er en modsætning til *morænelerjordene*, f.eks. Askov, med større spændvidde i partikelstørrelsen, *velgraderede* jorde.

For overfladelagene i landbrugsjord vil en gennemsnitsværdi for porøsitet dække over store variationer. I fig. 1 angiver søjlerne % prøver i de forskellige porøsitetsklasser for 3 jordtyper. Spredningen ses at være størst for lerjordene, sandsynligvis forårsaget af den sekundære struk-

Frekvens % Frequency %



turdannelse. Den indtegnede kurve viser normalfordelingen svarende til de estimerede værdier for forventning og varians. For Højers vedkommende er der en overrepræsentation af høje værdier i forhold til normalfordelingen. »Lommer« i jorden med meget høj porøsitet forekommer altså her oftere end meget tætte områder.

For en given jordtype vil en høj porøsitet oftest hænge sammen med et stort grovporevolumen. I fig. 2 er for 2 jordtyper, 15–20 cm dybde, vist sammenhørende værdier af porøsitet og volumen af porer større end $30 \mu\text{m}$. Der er for begge jordtyper registreret en sikker korrelation, hvilket viser, at en øget porøsitet i en jord først og fremmest kan tilskrives et større rumfang af store porer i jorden.

Porestørrelsesfordeling

Fremstillingsform

Tekstur og mineralogisk sammensætning er i høj grad bestemmende for porøsitetens fordeling på størrelsesklasser af porer. Kendskab til denne fordeling i form af rør-ækvivalente porer kan fås ved bestemmelse af jordens vandretention ved forskellige vandpotentialer (15).

I fig. 3a-c er vist resultater fra vandretentionsbestemmelser på prøver fra pløjelaget i 2 jordtyper, en grovsandet jord ved Jyndeved og en sandblandet lerjord ved Rønhave. De 3 enkeltfigurer repræsenterer samme datamateriale, blot fremstillet forskelligt.

I fig. 3a er volumenprocent vand vist som funktion af afdræningspotential, her angivet som pF.

Fig. 1. Porøsitet i 5–10 cm dybde på 3 jordtyper. Relativ hyppighed af prøver i % pr. vol.-%-enhed. Jyndeved: gns. = 41,9, $s = 1,5$, $n = 436$; Højer: gns. = 46,5, $s = 2,8$, $n = 270$; Rønhave: gns. = 41,3, $s = 2,5$, $n = 479$. Kurven angiver normalfordelingen svarende til de estimerede værdier for forventning og varians.

Porosity for 3 soil types, 5–10 cm depth. Frequency, per cent, for each unit of volume per cent. Jyndeved: mean = 41.9, $s = 1.5$, $n = 436$; Højer: mean = 46.5, $s = 2.8$, $n = 270$; Rønhave: mean = 41.3, $s = 2.5$, $n = 479$. The curves show the normal distribution corresponding to the estimated figures.

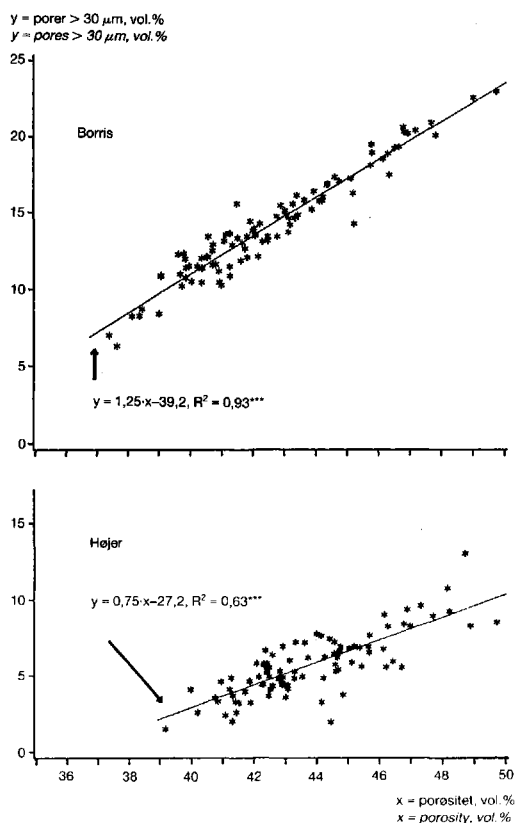


Fig. 2. Porer større end $30 \mu\text{m}$, vol.%, som funktion af porøsitet, vol. %.

Pores greater than $30 \mu\text{m}$, vol. %, as a function of porosity, vol. %. Loamy sand, Borris, and silty loam, Højer.

Endvidere er som tilsvarende abscisseenhed anført ækvivalent porediameter, d. Porøsitet er beregnet som angivet under afsnittet »Jordtyper og prøveudtagning« og i figuren angivet svarende til 30 mm porediameter. Total udtørring af jorden er efter betragtninger over relativt damptryk i relation til porestørrelse antaget at forekomme ved luftfyldt porediameter under $3 \times 10^{-4} \mu\text{m}$ ($3\text{\AA}$).

Fremstillingsformen i fig. 3a er ofte blevet anvendt i forbindelse med bestemmelse af vandretention i jord, idet man dog ofte drejer figuren 90° og dermed bruger kvantiteten volumetrisk vandindhold som abscisse.

Ordinaten i fig. 3a angiver volumen af porer mindre end den tilsvarende diameter på x-aksen relateret til volumen af hele jordprøven. I forbindelse med undersøgelser f.eks. af jordbearbejdningseffekter med varierende volumenvægt i samme jordtype fås en varierende mængde jord i samme jordprøvevolumen. I sådanne tilfælde kan det være relevant som ordinat at angive volumen porer relateret til prøvens indhold af fast stof, fig. 3b. Dermed opnås et udtryk for volumen i en bestemt porestørrelsesklasse, som er uafhængigt af de eventuelt afvigende volumenvægte, jorden har opnået efter jordbearbejdningen. Ved et pore-rumfang svarende til jordens porøsitet bliver ordinaten identisk med det såkaldte poretal, som netop relaterer porøsitet og volumen fast stof. Fremstillingsformen i fig. 3b kan især have interesse ved vurdering af en jordbearbejdningseffekt på mængden (f.eks. i mm) af plantetilgængeligt vand i en jordprofil.

Ordinaten i fig. 3b kan beregnes fra den ordinære volumenprocent (fig. 3a) ved division med volumenandel fast stof:

$$(\text{vol. porer/vol. fast stof}) = (\text{vol. porer/vol. prøve}) / (Q_t/Q_r),$$

hvor Q_t og Q_r er henholdsvis tør volumenvægt, g/cm^3 , og reel massefylde, g/cm^3 .

Er der beregnet volumenprocent porer efter fig. 3a-metoden, kan der korrigeres til ens volumenvægt for forskellige prøver med formlen:

$$(\text{vol. porer})_{\text{korrigeret}} = (\text{vol. porer})_{\text{målt}} \times \frac{(Q_t/Q_r)_{\text{reference}}}{(Q_t/Q_r)_{\text{målt}}},$$

som med identisk reel massefylde reduceres til:

$$(\text{vol. porer})_{\text{korrigeret}} = (\text{vol. porer})_{\text{målt}} \times \frac{(Q_t)_{\text{reference}}}{(Q_t)_{\text{målt}}}.$$

Fig. 3a og b er begge sumkurver for porestørrelsesfordelingen. I fig. 3c er angivet fordelingskurverne svarende til fig. 3a. Kurverne er konstrueret som beskrevet under afsnittet »Opgørelsesmetoder«.

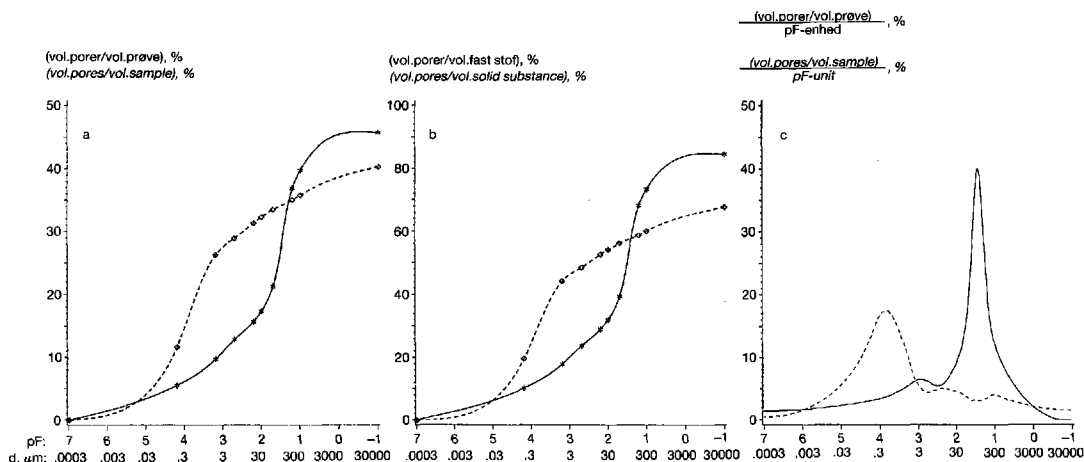


Fig. 3. Porestørrelsesfordeling for Jyndevad *—* og Rønhave $\diamond$ — $\diamond$. Sumkurver, a-b, samt fordelingskurve, c. Pore size distribution for a coarse sandy soil *—* and a sandy loam $\diamond$ — $\diamond$. Sum curves, a-b, and frequency curve, c.

Med fremstillingsformen i fig. 3c fås et let tilgængeligt indtryk af pore størrelsesfordelingen, som også påpeget af Oden (13). Arealet under kurverne svarer til de respektive jordes porøsitet. Tilsvarende fås volumen i en given pore størrelsesklasse ved at aflæse ordinatværdien svarende til midtpunktet for den ønskede pore størrelsesklasse og multiplicere denne værdi med antal enheder af abscissenheden pF.

Jordtypeforskelle

I fig. 4 er pore størrelsesfordelingen for pløjelaget, 5–10 cm dybde, vist for de 7 undersøgte jordtyper, ordnet efter stigende indhold af ler. Det fremgår tydeligt, at hovedparten af porevolumenet findes i porer med stadig mindre diameter ved stigende indhold af ler i jorden.

De 2 vandaflejrede jordtyper ved Jyndevad og Højer har en stor del af porerumfanget i et ret snævert pore størrelsesinterval. For Jyndevads vedkommende centrerer dette interval sig omkring 100 μm . Størstedelen af vandet fra disse porer vil være afdrænet ved markkapacitet om foråret.

Det er karakteristisk, at der findes 2 »grupper« af porer i jordene ved Ødum og især Askov med et vist indhold af såvel ler som grovere sand, se fi-

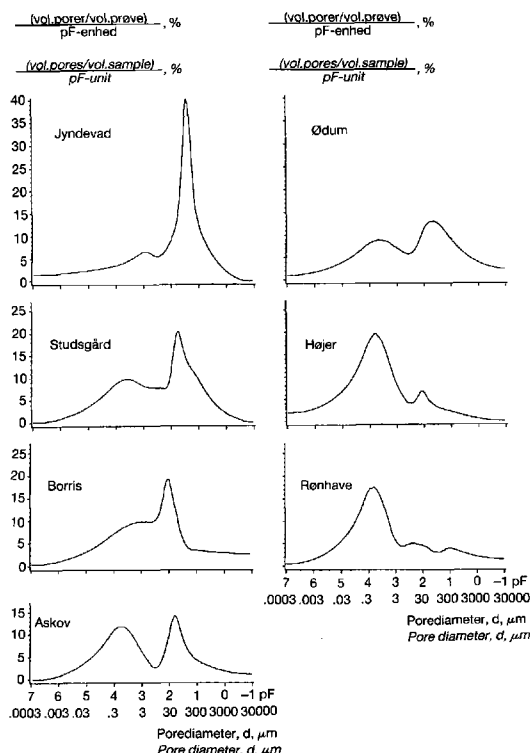


Fig. 4. Porestørrelsesfordeling for 7 danske jordtyper, 5–10 cm dybde.

Pore size distribution for 7 Danish soil types. Depth 5–10 cm.

guren. Den ene gruppe af porer centrerer sig omkring porestørrelsen 0,4–0,8 μm i lighed med toppe på de øvrige lerholdige jordes kurver. Den anden top repræsenterer ret grove porer med en gennemsnitlig diameter på ca. 50 μm . Det er nærliggende at tolke dette som resultat netop af 2 partikelstørrelsesfraktioners indvirkning. Forholdene er dog komplicerede. For det første findes f.eks. Askov-jorden ikke som en blanding af kun 2 partikelstørrelsesgrupper. For det andet vil en veludviklet sekundærstruktur kunne give 2 (eller flere) toppe også for en jord med sorterede primærpartikler. Det kan dog fastslås, at sorteringsgraden af primærpartikler påvirker eksistensen og »stejlheden« af toppe på fordelingskurven.

Poresystemets geometri

Lufttransportmålinger

I fig. 5a er den relative diffusivitet afbildet som funktion af luftfyldt porevolumen for Borris- og Højer-jorden, 5–10 cm dybde. Den relative diffusivitet, D_s/D_a , angiver forholdet mellem diffusionshastigheden i jorden og i fri luft og kan derfor variere mellem 0 (nul) og 1 med høje værdier som udtryk for gode betingelser for luftskifte i jorden. Relationen er bestemt for de 4 afdræningspotentialer –50, –100, –160 og –500 hPa. De stiplede linier angiver standardafvigelsen på midelværdien og er således et udtryk for reproducerbarheden for de fundne sammenhænge og ikke et mål for variationsbredden.

Af figuren fremgår, at luftfyldt porevolumen ved samme afdræningsniveau er vidt forskelligt for de 2 jorde. Først ved –500 hPa-potentialet har Højer-jorden samme indhold af luftfyldte porer som Borris-jorden ved –50 hPa-potentialet. Den relative diffusivitet er lavere i Højer-jorden end i Borris-jorden ved samme potential, men højest i Højer-jorden ved samme luftfyldte porevolumen. Forskellene er udtryk for afvigende geometri i poresystemet for de 2 jorde.

Disse forhold giver sig også udslag i betingelserne for luftpermeabilitet ved trykforårsaget strømning, fig. 5b. Luftpermeabiliteten, K , ses at afhænge logaritmisk af luftfyldt porevolumen. På grund af manglende normalfordeling for K -para-

meteren er der i fig. 5b anvendt geometrisk gennemsnit for hvert afdræningspotential, jf. omtalen i afsnittet om opgørelsesmetoder. Bemærk, at luftpermeabiliteten i Højer-jorden er langt højere end i Borris-jorden ved samme luftfyldte porevolumen. Endvidere er det nok så bemærkelsesværdigt, at der ved potentialerne –50 og –500 hPa er registreret den største luftpermeabilitet i Højer-jorden.

For at få en mere nuanceret belysning af de forhold, som påvirker transportparametrene, er

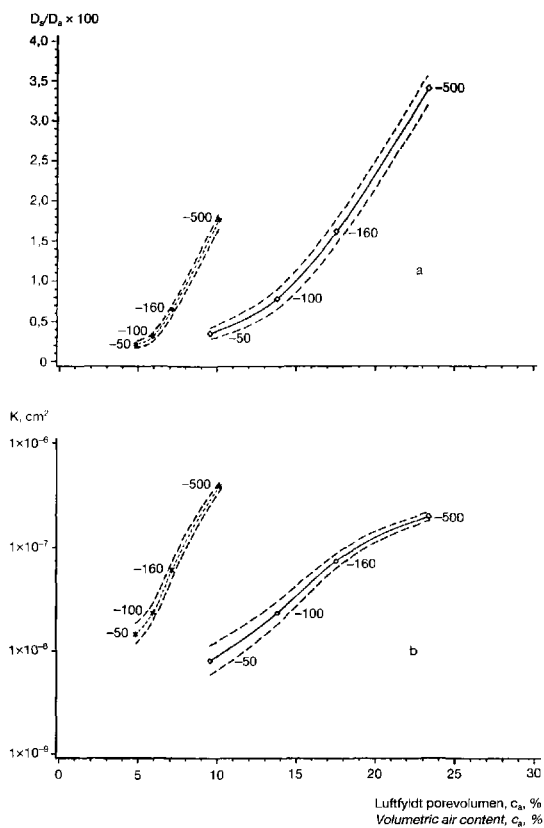


Fig. 5. Relativ diffusivitet, a, samt luftpermeabilitet, b, som funktion af luftfyldt porevolumen ved 4 afdræningsniveauer. Borris $\diamond$ og Højer $*-*$. Dybden 5–10 cm. Tallene henviser til vandpotential i hPa. Relative diffusivity, a, and air permeability, b, as a function of volumetric air content at 4 potentials. Loamy sand $\diamond$ and silty loam $*-*$. Depth 5–10 cm. Figures refer to potentials in hPa.

analyserne fra dybden 15–20 cm i fig. 6 og 7 opdelt efter porøsitet. Fra hver jordtype er analyseret 96 prøver, som er opdelt i 9 grupper af porøsitet med samme spændvidde i grupperne for samme jordtype. Der er ikke angivet talværdier for porøsiteten, idet figurerne blot skal illustrere det generelle billede.

Den relative diffusivitet, fig. 6, er også for denne dybde størst ved Borris. Fænomenet med større luftpermeabilitet ved Højer-jorden er også her fremtrædende, fig. 7, mest udtalt ved –500 hPa-potentialet, men til dels også ved det næstlaveste potential. Porøsiteten har betydelig indfly-

delse på lufttransportbetingelserne. Således er der for både Højer- og Borris-jorden registreret omtrent den samme relative diffusivitet i den laveste porøsitetsgruppe, –500 hPa-potentialet, og i den højeste porøsitetsgruppe, –50 hPa-potentialet, fig. 6. Det samme gør sig gældende for luftpermeabiliteten, fig. 7.

Afledede parametre

Ved vurdering af den faktiske geometri i poresystemet er det nyttigt at sammenligne til en »standardpore«, som kan beskrives således: »et retlinet og kontinuert rør med ens diameter i hele dets

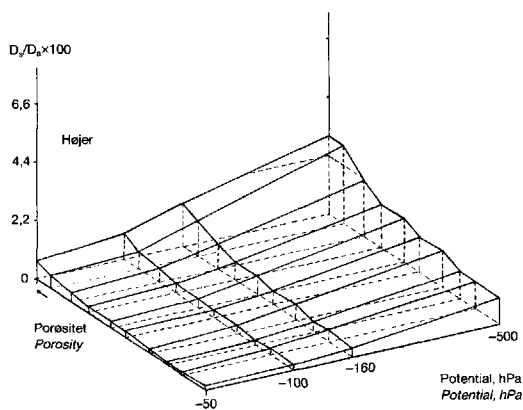
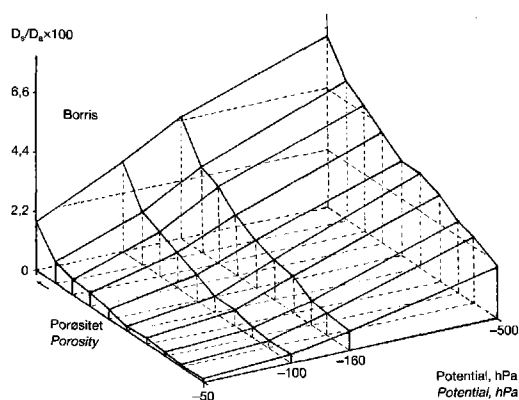


Fig. 6. Relativ diffusivitet ved 4 afdræningsniveauer og opdelt efter porøsitet. Dybden 15–20 cm.

Relative diffusivity at 4 potentials and sorted in groups of porosity. Loamy sand, Borris, and silty loam, Højer. Depth 15–20 cm.

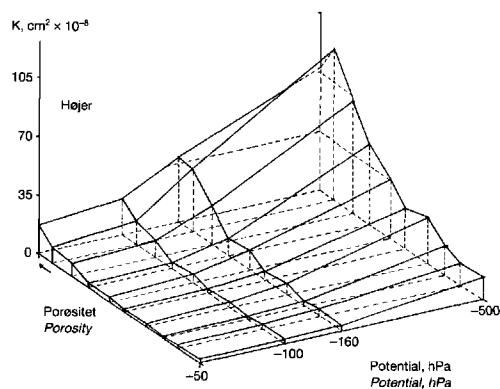
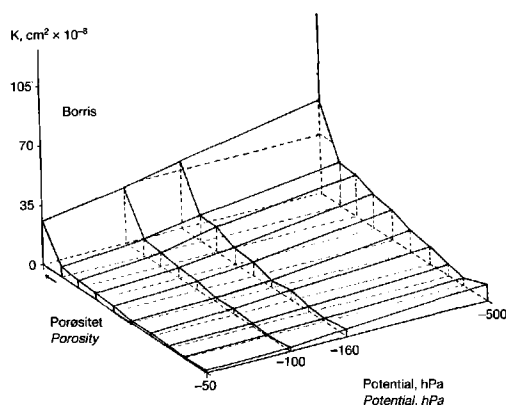


Fig. 7. Luftpermeabilitet ved 4 afdræningsniveauer og opdelt efter porøsitet. Dybden 15–20 cm.

Air permeability at 4 potentials and sorted in groups of porosity. Loamy sand, Borris, and silty loam, Højer. Depth 15–20 cm.

længde». De aktuelle porer i jorden afviger fra denne standardform ved en eller flere egenskaber:

- poren er snoet i sit forløb,
- poren har varierende diameter,
- poren er diskontinuert.

Kombinationen af afvigelserne a-c bestemmer sammen med mængden af luftfyldte porer lufttransportbetingelserne i jorden.

Såfremt alle porer er af »standard«-typen og er

orienteret parallelt med koncentrationsgradienten ved diffusionsmålingen, vil den relative diffusivitet være lig luftfyldt porevolumen. Dette hænger sammen med, at diffusionen er lineært korreleret til tværsnitsareal, som er tilgængeligt for diffusionsprocessen. Hvis porerne afviger fra standardformen med en eller flere af tilstandene a-c, vil den relative diffusivitet blive mindre end luftfyldt porevolumen. Poresystemets evne til at lede luft eller tilsvarende graden af lighed med

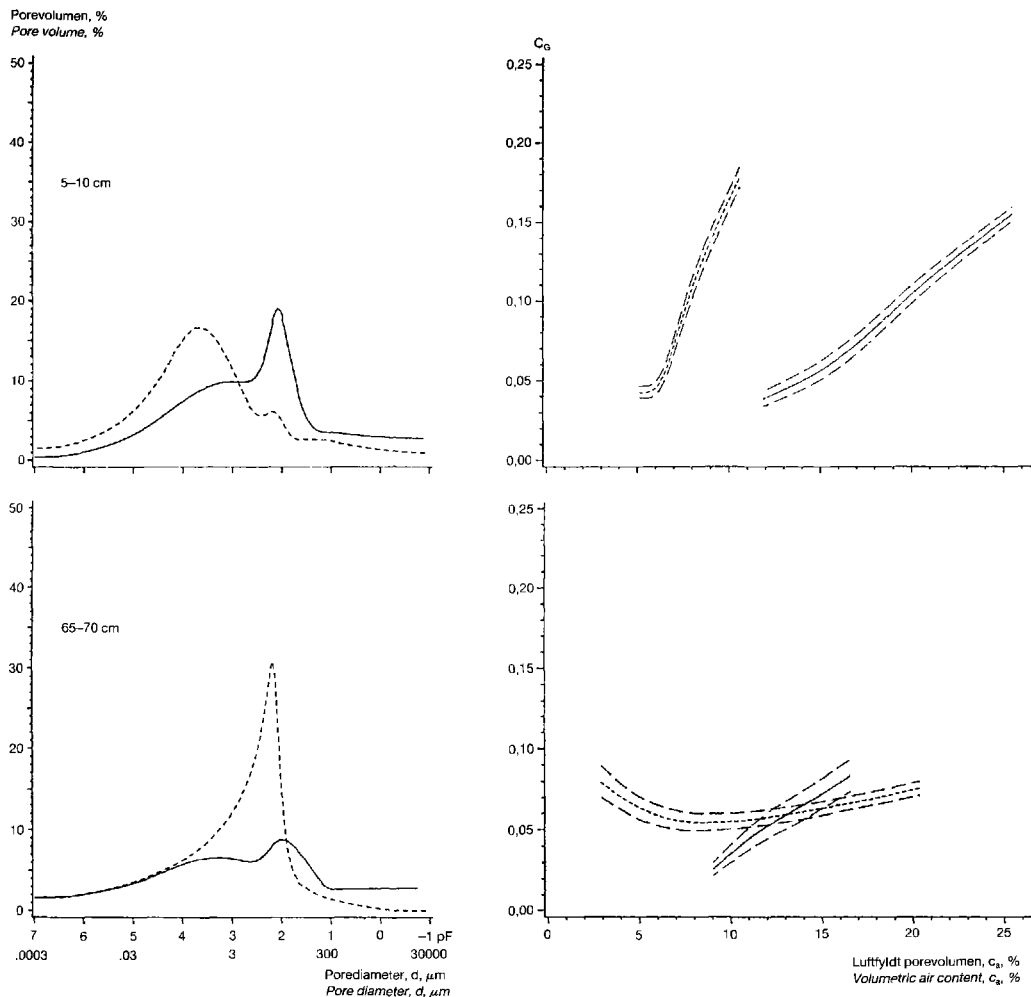


Fig. 8. Porestørrelsesfordeling, til venstre, samt kontinuitetsparameter, C_G , som funktion af luftfyldt porevolumen, c_a , til højre, for 2 jorddybder. Borris —, Højer ---.

Pore size distribution, left, and continuity parameter, C_G , as a function of volumetric air content, c_a , right, for 2 depths. Loamy sand —, and silty loam ---.

»standard«-poren kan derfor udtrykkes kvantitativt ved forholdet C_G mellem relativ diffusivitet og luftfyldt porevolumen (7, 4)

$$C_G = \frac{D_s/D_a}{c_a}.$$

Denne parameter vil således variere mellem 0 og 1 med høje værdier som udtryk for høj grad af retlinethed, ensartethed og kontinuitet i poresystemet.

I fig. 8 er C_G angivet som funktion af luftfyldt porevolumen for de 2 dybder 5–10 og 65–70 cm i Højer- og Borris-jorden. Endvidere ses de tilsvarende porestørrelsesfordelinger for de 2 jorde. For meget tætte prøver vil utætheder i ilt-diffusionsapparatet give fejlagtige værdier for den relative diffusivitet (16). Som følge heraf er prøver med relativ diffusivitet mindre end 0,001 unddraget ved beregning af C_G . Tilsvarende kan den indirekte bestemmelse af porøsitet give urealistisk lave værdier for luftfyldt porevolumen i enkelte prøver, hvorfor prøver med estimeret luftporevolumen mindre end 0,5 volumenprocent ligeledes er udelukket forud for beregning af gennemsnitsværdier for C_G .

De stiplede linier angiver ± 1 standardafvigelse på middelværdien. Den tilsvarende standardafvigelse for porestørrelsesfordeling er ikke vist, men beregnet til typisk 3,3–5,7% for Borris-jorden og 7% for Højer-jorden.

I pløjelagsprøverne, 5–10 cm, er der for begge jorde en stigning i porekontinuitetsparameteren, C_G , med stigende luftindhold. For Højer-jorden er denne stigning endog meget markant. En stigende værdi for C_G ved øget afdræning er også fundet af Ball (4) for en engelsk lerjord og kan forklares ved, at »blinde« porer frigøres til diffusionsvej ved afdræning af vand fra jorden.

For dybden 65–70 cm i Højer-jorden er der registreret en faldende værdi for C_G ved afdræning af vand fra porerne i størrelsesklassen fra 60 til ca. 20–30 μm (porediameter dog ikke vist i figuren). Fænomenet må hænge sammen med den høje sorteringsgrad af primærpartikler i disse vandaflejringslag, som det er fundet ved teksturanalyse (11, 9), og som giver sig udslag i porestørrelses-

fordelingen i fig. 8. Netop ved vandpotential omkring –50 hPa indledes afdræning af et meget stort antal porer under 60 μm . Åbenbart er de herved åbnede porer i stor udstrækning i første omgang »blinde« porer, hvorved den gennemsnitlige luftledningsevne eller kontinuitet for jorden reduceres i forhold til alene makroporerne kontinuitet.

I Borris har underjorden – i forhold til pløjelaget – langt mindre spændvidde i såvel C_G -parameteren som i luftfyldt porevolumen mellem højeste og laveste vandpotential. Dette hænger sammen med en anden porestørrelsesfordeling i de nederste dybder. Denne er videre forårsaget af et stigende lerindhold i dybden (12) i overensstemmelse med diskussionen i afsnittet om jordtypeforskelle i porestørrelsesfordeling.

På grundlag af analyserne i Borris og Højer samt datamateriale fra Andersen (1) er der beregnet luftfyldt porevolumen samt kontinuitetsparameter ved vandpotential –100 hPa i profiler for en række danske jorde, tabel 1. Tabellen viser således egenskaber ved jordens grovporer med ækvivalent diameter over 30 μm .

Lokaliteterne er alle sammen på statens forsøgsstationer. For nærmere beskrivelse af jordtyperne henvises til Andersen (1), Hansen (9) samt Nielsen & Møberg (11, 12).

Luftfyldt porevolumen er i de øverste 20 cm typisk bestemt med en standardafvigelse på middelværdi på ca. 1,0–1,5 vol.%. Variationen i de øvrige dybder er lidt mindre end i pløjelaget, hvorved tallene for luftfyldt porevolumen i disse lag er tilknyttet en standardafvigelse på middelværdi på typisk 0,7–0,8 vol.%.

Af tabellen fremgår, at den grovsandede jord ved Jydevad skiller sig ud fra de øvrige med meget høje tal for vol.% porer over 30 μm , især i horisonterne under pløjelaget. Der synes derudover ikke at være nogen tydelig tendens til sammenhæng mellem jordtypens lerindhold og porevolumen over 30 μm inden for den variationsbredde i lerindhold, der er tale om for de undersøgte jordtyper.

Generelt følges et lille grovporevolumen af en ringe kontinuitet af disse porer, hvilket yderligere vil forringe luftskiftebetingelserne.

Tabel 1. Luftfyldt porevolumen, c_a , vol.%, ved afdræningspotentiallet -100 hPa samt kontinuitetsparameter, C_G , ubenævnt, for 7 danske jordtyper.

Volumetric air content, vol.%, at -100 hPa potential and the continuity parameter, C_G , for 7 Danish soils.

Dybde Depth cm	c_a							C_G						
	Jynde- vad	Borris	Fou- lum	Askov	Højer	Røn- have	Ros- kilde	Jynde- vad	Borris	Fou- lum	Askov	Højer	Røn- have	Ros- kilde
0- 10	15,4	14,5	20,8	13,0	6,4	18,1	18,5	0,11	0,05	0,18	0,06	0,05	0,09	0,14
10- 20	22,4	15,7	26,4	14,9	6,1	13,8	20,6	0,16	0,07	0,21	0,12	0,07	0,08	0,14
20- 30	24,3	13,0	15,3	7,0	6,5	13,9	12,9	0,13	0,04	0,08	0,05	0,04	0,08	0,09
30- 40	33,9	19,7	17,3	17,8	7,2	12,2	19,6	0,27	0,10	0,09	0,12	0,06	0,07	0,15
40- 50	36,0	15,2	20,0	16,2	8,3	12,6	23,0	0,29	0,06	0,13	0,10	0,05	0,06	0,16
50- 60	37,9		21,8	12,0		10,0	13,3	0,31		0,17	0,08		0,05	0,09
60- 70	38,5	11,6	22,5	8,9	5,0	9,5	11,3	0,33	0,05	0,15	0,05	0,06	0,08	
70- 80				7,9		10,2					0,06		0,06	0,10
80- 90		11,6		6,6	6,4	9,6			0,04		0,06	0,05	0,05	
90-100	37,2		13,1	5,8		8,1	8,6	0,33		0,11	0,05		0,04	0,09
100-110				6,6		9,2					0,05		0,03	
110-120	39,2		11,0	7,4		9,1	7,8	0,36		0,09	0,05		0,03	0,05
120-130				6,6		9,5					0,06		0,04	
130-140			7,4	5,9			7,8			0,08	0,05			0,08
140-150				7,7							0,04			
150-160			9,9	7,5			8,1			0,10	0,03			0,04
160-170				7,4							0,03			
170-180				6,7			5,7				0,03			0,04

For Askovprofilen skal bemærkes, at denne er placeret på et areal med højere lerindhold end gennemsnitligt for jordtypen ved Askov (1).

For profilerne ved Roskilde, Askov og delvis Borris og Foulum afslører tallene et jordlag i dybden 20-30 cm med såvel ringere grovporevolumen, som ringere porekontinuitet i forhold til de over- og underliggende lag. Forholdet kan tolkes som en pløjesål, der med mange års påvirkning af et trykkende/æltende hjul i plovfuren har ændret porestørrelsesfordeling og poregeometri.

På grundlag af sammenhørende værdier for luftpermeabilitet, K , relativ diffusivitet, D_s/D_a , og luftfyldt porevolumen, c_a , kan udledes følgende ligninger for poresystemets karakteristika (3):

$$D_B = 2 \sqrt{\frac{8K}{D_s/D_a}}$$

$$L/L_{sa} = \sqrt{\frac{c_a}{D_s/D_a}}$$

hvor D_B = porediameter, enhed afhængig af valgte enheder for K ,

L/L_{sa} = forholdet mellem en pores længde og jordsøjens højde (grad af »snoning«), ubenævnt. Indekset D_B skal opfattes som en gennemsnitlig diameter af de luftledende porer i jorden ved et givet potential.

I tabel 2 er parametrene D_B og L/L_{sa} beregnet for de 2 øverste dybder i Borris- og Højer-jorden. Fordelingen af den relative hyppighed for D_B afviger fra normalfordelingen, hvorfor der i tabellen er angivet værdier for geometrisk gennemsnit.

Den gennemsnitlige vejlængde for lufttransportprocesserne eller tilsvarende længden af de kontinuerede porer (L/L_{sa}) er omtrent ens for de 2 jorde og falder ved øget afdræning af jorden. Tallene viser, at jordmatricen selv ved afdræning til vandpotentiallet -500 hPa (mindste luftfyldte pore = 6 μ m) mere end fordobler en pores længde i forhold til »standard«-porens direkte forbindelse mellem jordprøvens endeflader. Tal-

Tabel 2. Beregnet gennemsnitlig porediameter, D_B , samt relativ porelængde, L/L_{sa} , ved 4 afdræningsniveauer. *Calculated mean pore diameter, D_B , and relative pore length, L/L_{sa} , at 4 potentials. Loamy sand, Borris, and silty loam, Højer.*

Indeks <i>Index</i>	Dybde, cm <i>Depth, cm</i>	Mindste luftfyldte pore, μm : <i>Smallest air filled pore, μm:</i>	Borris				Højer			
			60	30	19	6	60	30	19	6
D_B , μm	5–10		194	161	157	153	221	222	218	282
	15–20		167	138	133	139	273	264	279	312
L/L_{sa}	5–10		5,5	4,0	3,1	2,5	5,0	4,6	3,4	2,4
	15–20		5,7	4,0	3,1	2,6	4,6	3,9	2,9	2,2

lene for L/L_{sa} -parameteren er i overensstemmelse med forløbet for C_G -indekset i fig. 8. Dette var i øvrigt også at forvente, idet L/L_{sa} er relateret til C_G ved

$$L/L_{sa} = 1/\sqrt{C_G}.$$

Det kan diskuteres, hvilken af disse korrelerede parametre der bør anvendes til beskrivelse af poresystemet. Informationsværdien er størst i L/L_{sa} -indekset, idet dette angiver en gennemsnitlig relativ længde af porerne. Det bør imidlertid erindres, at der også ligger simplificerende forudsætninger til grund for udledning af L/L_{sa} -parameteren. Holdbarheden af disse er bekræftet af Ball (3) på både kunstige og naturlige medier. Forholdene kan imidlertid være anderledes for andre jordtyper end de af Ball afprøvede, hvilket kan betyde, at en lav værdi for C_G -parameteren skyldes andre forhold end øget porelængde.

Ved alle afdræningsniveauer er der registreret større gennemsnitlig diameter, D_B , for det luftledende poresystem for Højer-jorden end for Borris-jorden, tabel 2. Endvidere fremgår, at der for Højer-jorden i modsætning til Borris ikke sker et fald i dette estimat for porestørrelse ved øget afdræning af jorden. Dette kan hænge sammen med en større kontinuitet af makroporerne i Højer-jorden, hvorved disse vil dominere, også når mindre porer er afdrænet. En sådan høj grad af kontinuitet kan forklare Højer-jordens store ledningsevne for luft ved trykforårsaget strømning (fig. 5b

og 7), en proces, som netop er stærkt følsom for eksistensen af kontinuerte makroporer.

Konklusioner

Porøsitet i landbrugsjord er tilnærmet normalfordelt. For en given jord er porøsiteten stærkt korreleret til andelen af store porer, hvorfor porøsiteten er en informationsgivende og samtidig let målelig strukturparameter.

Ved hjælp af vandretentionsbestemmelse på jordprøver i naturlig lejring er det muligt at afdekke porestørrelsesfordelingen i jord. Denne kan fremstilles som en sumkurve med afdræningspotential og/eller ækvivalent porediameter som abscisse og med flere mulige afledede værdier af volumen porer som ordinat. Valg af ordinat bør afhænge af formål med den aktuelle undersøgelse.

Til brug for vurdering af selve porestørrelsesfordelingen, herunder dyrkningsmetoders indflydelse på denne, kan med fordel anvendes selve fordelingskurven.

De danske jordtyper er væsentligt forskellige mht. porestørrelsesfordelingen. Vandaflejrede, sortererede jorde som hedeslettejorden ved Jyndevad og marskjorden ved Højer har udprægede toppe på fordelingskurven, som kan henføres til tilsvarende toppe i partikelstørrelsesfordeling for primærpartikler. Med stigende indhold af ler i jordene tydeliggøres en top på fordelingskurven centreret omkring 0,4–0,8 μm ækvivalent porediameter. Indhold af grovere primærpartikler samt sekundærstruktur i jorden giver anledning til

mere eller mindre tydelige toppe ved større pore-diameter.

Transportbetingelserne for luft ved diffusion og trykforårsaget strømning er positivt korreleret til luftfyldt porevolumen i jorden. Resultaterne indikerer, at relativ diffusivitet stiger omtrent lineært med luftfyldt porevolumen over en vis størrelse. Luftpermeabiliteten stiger eksponentielt med luftfyldt porevolumen.

Volumenvægten har stor betydning for transportbetingelserne. Afrdræning af de mest porøse prøver ved -50 hPa gav således omtrent samme værdier for lufttransportparametre, som fandtes i de tætteste prøver afrdrænet til -500 hPa.

Samtidig bestemmelse af luftfyldt porevolumen, relativ diffusivitet samt luftpermeabilitet muliggør beregning af parametre, der udtrykker kontinuitet m.v. for poresystemet. Resultaterne antyder, at disse parametre er egnede til beskrivelse af strukturforskelle i jord. Der kræves yderligere analyser for at afdække følsomheden samt grænseværdier for de nye indekser.

Litteratur

1. Andersen, A. 1986. Rodvækst i forskellige jordtyper. I manuskript.
2. Anonym 1976. Teknisk redegørelse. Den danske jordklassificering. Landbrugsministeriet, Sekretariat for Jordbundsklassificering.
3. Ball, B. C. 1981. Modelling of soil pores using gas permeabilities, gas diffusivities and water release. *J. Soil Sci.* 32, 465-481.
4. Ball, B. C. 1981. Pore characteristics of soils from two cultivation experiments as shown by gas diffusivities and permeabilities and air-filled porosities. *J. Soil Sci.* 32, 483-498.
5. Currie, J. A. 1960. Gaseous diffusion in porous media. Part 2. Dry granular materials. *Brit. J. Appl. Physics* 11, 318-324.
6. Currie, J. A. 1979. Porosity, gas diffusion and pore complexity in dry soil crumbs. *J. Soil Sci.* 441-452.
7. Gradwell, M. W. 1961. A laboratory study of the diffusion of oxygen through pasture topsoils. *New Zealand J. Sci.* 4, 250-270.
8. Grover, B. L. 1955. Simplified air permeameters for soil in place. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 19, 414-418.
9. Hansen, L. 1976. Jordtyper ved statens forsøgsstationer. *Tidsskr. Planteavl* 80, 742-758.
10. Marshall, T. J. 1958. A relation between permeability and size distribution of pores. *J. Soil Sci.* 9, 1-8.
11. Nielsen, J. Dissing & Møberg, J. P. 1984. Klassificering af 5 jordprofiler fra forsøgsstationer i Danmark. *Tidsskr. Planteavl* 88, 155-168.
12. Nielsen, J. Dissing & Møberg, J. P. 1985. Klassificering af jordprofiler fra forsøgsstationer i Danmark. *Tidsskr. Planteavl* 89, 157-167.
13. Oden, S. 1951. Om porstorleksfordeling i jord. *Grundförbättring* 4, 233-243.
14. Pizer, S. M. 1975. Numerical computing and mathematical analysis. *Sci. Res. Ass., Incl. Chicago.*
15. Schjønning, P. 1985. Udstyr til afrdræning af jordprøver for jordfysiske analyser. *Tidsskr. Planteavl* 89, 30. Beretning nr. S 1762, 25 pp.
16. Schjønning, P. 1985. En laboratoriemetode til måling af luftdiffusion i jord. *Tidsskr. Planteavl* 89, 132. Beretning nr. S 1773, 19 pp.
17. Schjønning, P. 1985. Porositetsforhold i landbrugsjord. II. Effekt af halmnedmuldning og jordbearbejdning. *Tidsskr. Planteavl* 89, 425-433.

Manuskript modtaget den 14. oktober 1985.