



**SVERIGES  
LANTBRUKSUNIVERSITET**

## **BERÄKNING AV LERHALT FRÅN VATTEN- HALTSDATA**

En jämförelse mellan hygroskopicitets- och vissningsgräns-  
data som underlag för översiktlig jordartsbestämning

## **ESTIMATION OF CLAY CONTENT FROM WATER RETEN- TION DATA**

A comparison of hygroscopic moisture content with  
water content at the permanent wilting point, as a basis  
for soil texture classification

**Anita Ingevall**

---

**Institutionen för markvetenskap  
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik**

**Swedish University of Agricultural Sciences  
Department of Soil Sciences  
Division of Agricultural Hydrotechnics**

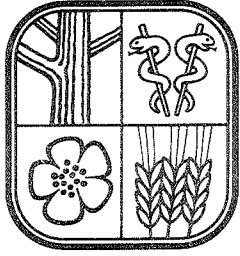
**Rapport 140  
Report**

**Uppsala 1984**  
ISSN 0348-1816  
ISBN 91-576-1946-8

---







**SVERIGES  
LANTBRUKSUNIVERSITET**

## **BERÄKNING AV LERHALT FRÅN VATTEN- HALTSDATA**

En jämförelse mellan hygroskopicitets- och vissningsgräns-  
data som underlag för översiktlig jordartsbestämning

## **ESTIMATION OF CLAY CONTENT FROM WATER RETEN- TION DATA**

A comparison of hygroscopic moisture content with  
water content at the permanent wilting point, as a basis  
for soil texture classification

**Anita Ingevall**

---

**Institutionen för markvetenskap  
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik**

**Swedish University of Agricultural Sciences  
Department of Soil Sciences  
Division of Agricultural Hydrotechnics**

**Rapport 140  
Report**

**Uppsala 1984**

ISSN 0348-1816

ISBN 91-576-1946-8

---

INNEHÅLLSFÖRTECKNING	sid
INLEDNING	1
DEL I LITTERATURSTUDIE	3
NÅGRA GRUNDLÄGGANDE BEGREPP	3
VISSNINGSGRÄNSEN	5
Metoder för bestämning av vissningsgränsen	6
Bestämning av $w_{t150}$ -värdet	7
Samband mellan vissningsgräns och kornstorleksfördelning	8
Skattning av lerhalt från vissningsgränsdata ( $w_{t150}$ -värdet)	12
HYGROSKOPICITET	13
Hygroskopicitetens beroende av finfördelning och kolloiditet	14
Samband relativ fuktighet - vattenhalt	16
Vattenuptagningens förlopp	16
Temperatureffekter på vattenadsorptionen	20
Hysteresiseffekten	20
Ekströms studier av hygroskopiciteten	20
Metodutveckling efter Ekström	22
Skattning av lerhalt från hygroskopicitetsvärdet	23
MEKANISK ANALYS	24
Metodens grundläggande principer	25
DEL II EGNA UNDERSÖKNINGAR	27
MATERIAL OCH METODER	27
Undersökningens jordprover	27
Analysmetoder	29
Rimlighetsbedömning av analysdata	29
Statistiska metoder	30
REDOVISNING AV STATISTISKA SAMBAND	31
Hygroskopicitetens beroende av ler- och mullhalt	31
Lerhalt som funktion av hygroskopicitet och glödgningsförlust	31
Vissningsgränsens ( $w_{t150}$ -värdets) beroende av ler- och mullhalt	33
Lerhalt som funktion av $w_{t150}$ -värde och glödgningsförlust	35
Mullhaltsberäkning	37
UTVÄRDERING	38
Test av sambandet (8) på ett oberoende material	38
Försök till förbättring av lerhaltsberäkningen	40
Diskussion	44
SAMMANFATTNING	45
SUMMARY	47
TABELLER OCH METODBESKRIVNINGAR (Appendix 1-3)	50
LITTERATUR	59

## INLEDNING

En jords brukningsegenskaper och produktionsförmåga är till stor del beroende av dess textur och mullhalt, jordarten. Sådana egenskaper som till exempel vattenhållande förmåga eller förmåga att leverera växtnäring till grödan varierar med jordarten och är framförallt beroende av jordens innehåll av ler och mull. Kännedom om jordarten är därför av grundläggande betydelse då man diskuterar åtgärder för att till exempel förbättra växtnäringstillgången eller jordens struktur, eftersom dessa åtgärder måste utformas olika på olika jordar för att man ska kunna uppnå önskad effekt.

I jordbrukets försöks- och rådgivningsverksamhet samt i markkarteringsverksamheten föreligger därför ett stort behov av en adekvat jordartsangivelse. Detta behov har huvudsakligen tillgodosetts genom subjektiv jordartsbestämning i fält. Den subjektiva bedömningen i fält kräver dock stor vana och lång erfarenhet och man har därför sökt efter en enkel, objektiv laboratoriemetod som skulle kunna ersätta den subjektiva jordartsbestämningen.

Den fullständigaste belysningen av jordarten erhålls genom den s k mekaniska analysen där mineralfraktionens kornstorleksfördelning tas fram genom siktning och sedimentation. En fullständig mekanisk analys är emellertid kostnads- och tidskrävande och dessutom ofta onödigt exakt. Man har därför sökt enklare och billigare metoder.

En metod som tidigt kom till användning bygger på markpartiklarnas förmåga att binda vatten till sin yta, deras s k hygroskopicitet. Den mängd vatten som adsorberas av jorden är proportionell mot markpartiklarnas yta. Eftersom lerfraktionen har en mycket stor specifik yta i förhållande till andra kornstorleksfraktioner så kan hygroskopiciteten betraktas som ett mått på lerhalten i den aktuella jorden. I matjord ger dock också mullen ett betydande bidrag till hygroskopiciteten, vilket utgör ett metodiskt problem.

Vid Lantbruksuniversitetets provcentral, Ultuna, modifierades i mitten av sjuttioalet denna metod för jordartsklassificering och rationella rutiner för bestämning av hygroskopicitet och glödningsförlust utformades. Ler- och mullhalt beräknas ur nämnda analysdata med hjälp av statistiska samband. Hygroskopicitetsbestämningen utförs i denna rutin vid 50 % relativ fuktighet. Detta innebär att vattenhalten bestäms då jordprovet står i jämvikt med en atmosfär med 50 % relativ fuktighet, vilket motsvarar ett vattenavförande tryck på 9500 meter vattenpelare.

I detta arbete tas ovanstående metod upp till granskning och jämförs med en liknande metod, där vattenhalten vid vissningsgränsen (dvs vid ett vattenavförande tryck på 150 meter vattenpelare) används som underlag för beräkning av lerhalt. Avsikten är att belysa i vad mån olika vattenhaltsdata ger besked om lerhalt och därmed jordart. De beräknade lerhalterna jämförs med de resultat som erhålls vid mekanisk analys.

Rapporten är indelad i två delar. Den första delen utgörs av en litteraturstudie där några grundläggande principer för det bundna markvattnet och för de olika bestämningsmetoderna behandlas. I den andra delen redogörs för resultaten av den undersökning som genomförts på en jordartssamling omfattande 123 stycken jordar. Ekvationer som belyser sambanden mellan ler- och mullhalt och olika vattenhaltsdata har beräknats. Dessa ekvationer har sedan jämförts med varandra och därefter testats på ett oberoende material omfattande 45 stycken jordar.

## DEL I LITTERATURSTUDIE

### NÅGRA GRUNDLÄGGANDE BEGREPP

Med totalt vattenbindande tryck i en jord avses summan av de krafter, per ytenhet, som binder vattnet i jorden. Det totala vattenbindande trycket,  $h_t$ , kan visas vara sammansatt av ett kapillärt bindningstryck,  $h_{tc}$ , ett adsorptivt bindningstryck,  $h_{ta}$ , och ett osmotiskt bindningstryck  $h_{to}$ .

$$h_t = h_{tc} + h_{ta} + h_{to}$$

Det kapillära och det adsorptiva bindningstrycket bestäms av jordens textur och struktur, och utgör tillsammans det fysikaliska bindningstrycket. Det osmotiska bindningstrycket bestäms däremot av mängden osmotiskt verksamma partiklar i jorden (Andersson & Wiklert, 1972).

När en jords vattenhållande förmåga studeras undersöks jordens vattenhalt vid ett antal väl definierade vattenavförande tryck inom området 0-100 000 m v.p. För att kunna utföra dessa bestämningar fordras att man använder sig av flera olika tekniker, framförallt tryckkammarteknik och fuktkammarteknik.

Tryckkammartekniken används vid de låga bindningstrycken, vanligen från 0-150 m v.p., och fuktkammartekniken används vid bestämningar gällande högre tryck. Principen för tryckkammartekniken är den att proven utsätts för över- eller undertryck vilket motsvarar det vattenbindande trycket vid vilket man önskar bestämma vattenhalten. Vattnet pressas på så vis ur proverna tills jämvikt inställt sig vid det önskade vattenavförande trycket. Det vattenbindande trycket sägs då vara lika med det vattenavförande och något vatten avgår inte längre från provet. Därefter bestäms vattenhalten genom vägning. Med tryckkammarteknik bestämmer man endast det fysikaliska bindningstrycket, dvs summan av det kapillära och det adsorptiva bindningstrycket.

För högre vattenavförande tryck fordras att man använder sig av en annan teknik, fuktkammarteknik eller med andra ord hygroskopicitetsbestämning. Denna teknik bygger på att jämvikt inställer sig mellan den relativa luftfuktighet i vilken proven förvaras och vattenhalten i jordprovet. Jorden kommer alltså att antingen avge eller också att ta upp vatten, till respektive från atmosfären tills jämvikt inställer sig. Mellan atmosfärens fuktighet och vattnets bindningstryck i jordproverna råder vid 20° C följande samband:  $h_t$  m v.p. =  $3,17 \cdot 10^4 \log \frac{100}{RH}$  där RH = relativ luftfuktighet (Andersson & Wiklert, 1972).

Vid 100 % relativ fuktighet är det vattenbindande trycket 0 m v.p., och en relativ fuktighet på 98,93 % motsvarar ett vattenbindande tryck på 150 m v.p. En relativ fuktighet på 50 %, som används vid hygroskopicitetsbestämning i den här undersökningen, motsvarar ett vattenbindande tryck på 9540 m v.p.

Det bör observeras att med fuktkammarteknik bestäms det totala bindningstrycket,  $h_t$ , även det osmotiska bindningstrycket inkluderas alltså. Det är i och för sig möjligt att bestämma det totala bindningstrycket med tryckkammare, men då måste man använda sig av semipermeabla membran så att salterna hålls kvar i jordprovet och inte transporteras bort med det avgående vattnet.

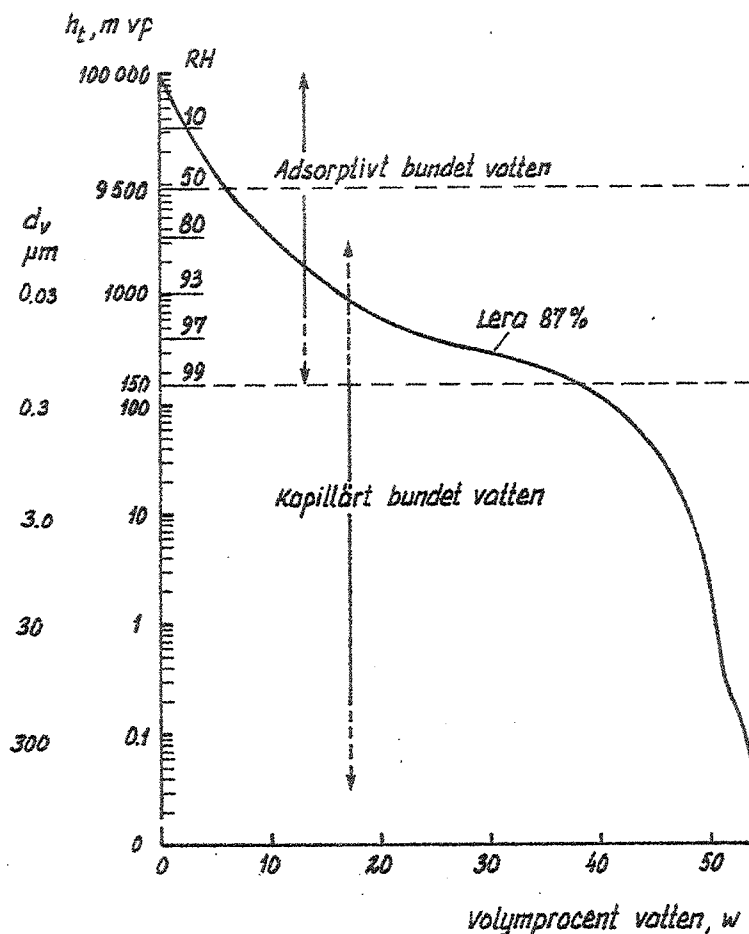
Resultaten av vattenhaltsbestämningar vid olika vattenavförande tryck brukar sammanföras och redovisas i form av ett diagram, det s k bindningsdiagrammet. Den erhållna kurvan får ett karaktäristiskt utseende för varje enskild jord, och ur denna kan sedan väsentlig information om jordens vattenhållande egenskaper utläsas (se t ex Andersson & Wilklert, 1970, 1972). En viktig bestämningspunkt i detta sammanhang är vattenhalten vid 150 m v.p., den s k vissningsgränsen.

I figur 1 visas bindningskaraktistikan för en mycket styv lerjord. Av figuren framgår hur vattenhalten hos den aktuella jorden förändras med ökande vattenavförande tryck. Man ser också hur de två vattenhaltsdata som studeras i den här undersökningen förhåller sig till varandra.

De vattenhaltsdata som studeras är alltså:

1. Vattenhalten vid 50 % relativ fuktighet, hygroskopiciteten. Med detta avses vattenhalten hos ett jordprov som står i jämvikt med en atmosfär med 50 % relativ fuktighet, vilket motsvarar ett vattenavförande tryck på ca 9500 m v.p.
2. Vattenhalten vid vissningsgränsen,  $w_{t150}$ -värdet, som är vattenhalten hos ett jordprov vid ett vattenavförande tryck på 150 m v.p.





Figur 1. Vattenhalten,  $w$ , vid olika vattenbindande tryck,  $h_t$ , för en mycket styv lera. I diagrammet finns också ekvivalentpordiametern,  $d_v$ , och den relativa fuktigheten,  $RH$ , som motsvarar de olika vattenbindande trycken inlagda. Efter Andersson & Wiklert, 1972.

The water content,  $w$ , of a heavy clay at different tensions,  $h_t$ . The relative humidity,  $RH$ , and the equivalent pore diameter that corresponds to the different tensions are also noted in the diagram.

#### VISSNINGSGRÄNSEN

Våra vanliga kulturväxter tillhör alla gruppen mesofyter, dvs de är varken speciellt torkresistenta eller extremt vattenkrävande (Fries, 1973). De har därför ungefär samma vattenupptagande förmåga, vilket innebär att det högsta vattenavförande tryck de kan mobilisera är ungefär 150 m v.p. Detta har naturligtvis en växtfysiologisk bakgrund och är främst en följd av rotcellernas osmotiska potential (Fries, 1973). Om vattnet i marken är

hårdare bundet kommer växten att börja sloka och så småningom att vissna. Det vatten som är bundet med högre bindningstryck än 150 m v.p. är alltså inte upptagbart för växterna och kan inte utnyttjas. Vissningsgränsen kan således definieras som markens vattenhalt i procent då växten inte längre kan ta upp något vatten, men lidit sådan skada att den inte kan utvecklas normalt om vatten tillförs direkt (Wiklert, 1964).

Hur stor mängd vatten som marken kan rymma i för växterna tillgänglig form är ofta avgörande för markens produktionsförmåga, och vissningsgränsen utgör därför ett av markens ekologiskt viktigaste vattenhaltsdata. Bestämning av vattenhalten vid 150 m v.p. sker därför rutinmässigt när jordars vattenhushållning studeras.

#### Metoder för bestämning av vissningsgränsen

Bestämning av vissningsgränsen kan utföras på flera olika sätt. Metoderna kan indelas i tre olika kategorier, nämligen biologiska, fysikaliska och indirekta metoder.

De biologiska metoderna var de som först utvecklades. De bygger helt enkelt på att man odlar växter som uppvisar tydlig vissning vid vattenbrist, i den jord vars vissningsgräns man önskar bestämma. Metoden utvecklades av Briggs & Schantz (1912), men har sedan modifierats på olika sätt. Vanligtvis används en blandning av vete och solros då man vill bestämma den biologiska vissningsgränsen. Solrosen är då den egentliga indikatorväxten och vetet finns endast med för att med sitt förgrenade rotsystem se till att provet blir likformigt tömt på vatten (Wiklert, 1964).

En annan variant av odlingsmetoden är tomatmetoden. I denna metod utnyttjas tomatplantans förmåga att snabbt bilda adventivrötter och det förhållandet att hela systemet mark-växt strävar mot en jämvikt bestämd av växtens förmåga att ta upp vatten. Jorden appliceras i detta fall runt tomatplantans stam och genomvävs snart av adventivrötter. Den jord som ligger runt stammen kommer, när jämvikt inställt sig, att hålla den vattenhalt som svarar mot växtens maximala vattenavförande tryck, dvs 150 m v.p. (Wiklert, 1964).

De fysikaliska metoderna utnyttjar samtliga det faktum att det vattenbindande trycket vid vissningsgränsen är 150 m v.p. Detta tryck kan sedan åstadkommas på flera olika sätt. Det vanligaste är att man använder sig av en övertryckskammare, i vilken jordprovet utsätts för ett övertryck

av 150 m v.p. (Richards, 1947), men det finns också metoder som grundar sig på förändringar i fryspunkten vid vattenhaltssänkning (Schofield, 1935) eller på ångtrycksmätning (Puri m fl, 1925). Dessutom finns möjlighet att genom centrifugering av jordprovet åstadkomma motsvarande vattenåvförande tryck (Odén, 1975). Det vattenhaltsvärde som erhålls då bestämningen av vissningsgränsen skett på fysikalisk väg brukar betecknas  $w_{t150}$ .

De flesta av de biologiska och de fysikaliska metoderna kan utföras antingen på torkade och malda jordprover eller på prov i naturlig lagring. Det vattenhaltsvärde som erhålls då vissningsgränsen bestäms på malda prover kallas texturell vissningsgräns till skillnad från strukturell vissningsgräns, vilken bestäms på jordprover i naturlig lagring. Den texturella vissningsgränsen kan betraktas som ett minimivärde eftersom den anger den minsta mängd vatten som jorden kan hålla vid det aktuella trycket. Den texturella vissningsgränsen bestäms endast av materialets texturella sammansättning, dvs av de enskilda partiklarnas storlek och form (Wiklert, 1964). Den strukturella vissningsgränsen bestäms förutom av texturen också av hur dessa primärpartiklar är lagrade i förhållande till varandra och hur de hålls samman i aggregat. Skillnader mellan texturell och strukturell vissningsgräns gör sig framförallt gällande när vissningsgränsen bestäms genom odling, eftersom en starkt utvecklad aggregatstruktur kan förhindra att provet blir fullständigt genomvävt av rötter och därmed att det blir likformigt tömt på vatten.

Den tredje kategorin av metoder för vissningsgränsbestämning utgörs av de indirekta metoderna. Med detta menas att vissningsgränsen beräknas med utgångspunkt från andra kända data som till exempel kornstorleksfördelningen.

#### Bestämning av $w_{t150}$ -värdet

I den här undersökningen har vattenhalten vid vissningsgränsen,  $w_{t150}$ -värdet, bestämts med hjälp av övertryckskammare.

Övertryckskammaren konstruerades ursprungligen av Richards (1947) och den används nu allmänt. Den består av en behållare, som kan sättas under övertryck med luft. Proven placeras i behållaren på en finporig keramisk platta, vars undersida står i förbindelse med atmosfärstrycket via ett uppsamlingskärl för utpressat vatten. För att undvika att det sker någon gasgenomströmning i den keramiska plattans porsystem måste denna vara så finporig att de vattenmenisker som bildas i porkanalerna kan stå emot det pålagda trycket.

Bestämningen utförs på störda jordprover, dvs på jord som torkats och malts. Det strukturbetingade porsystemet kan betraktas som helt tomt på vatten redan vid ett vattenavförande tryck på 50 m v.p. och den vattenhållande förmågan vid högre tryck är därför endast beroende av texturen (Andersson & Wiklert, 1972). Vattentransporten i provet sker huvudsakligen i den våta delen av porsystemet, vilket medför att transporthastigheten sjunker med minskande vattenhalt och därmed minskande vattenledande förmåga hos provet. För att analys tiden inte ska bli onödigt lång bör proverna vara tunna, så att transportvägen för det vatten som ska lämna provet blir så kort som möjligt (Persson, 1983).

Analysen avbryts när inte längre något vatten avgår från proverna, dvs då man anser att jämvikt har inställt sig mellan vattenavförande och vattenbindande tryck. Proverna tas sedan ut och vägs varefter de torkas och vägs igen. Därefter beräknas vattenhalten.

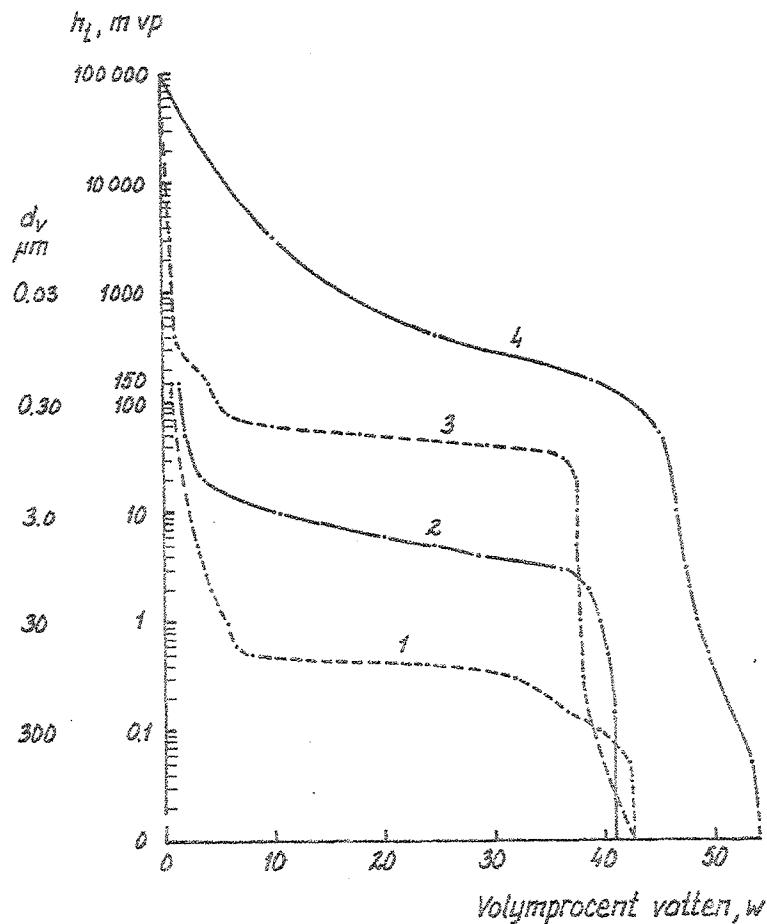
Metoden är tidskrävande, ett prov kan behöva stå i flera veckor, och den kräver relativt dyrbar utrustning. Analysen måste också alltid utföras så att man går från en högre vattenhalt till en lägre, vilket bör beaktas när  $w_{t150}$ -värdet jämförs eller kombineras med andra vattenhaltsdata, som erhållits genom jämviktsinställelse. Dessa data bör då vara bestämda på samma sätt, dvs så att jämvikten nåtts från en ursprungligen högre vattenhalt. Därigenom undgår man hysteresieffekten (se vidare sida 20). Felet i bestämningarna är vanligen mindre än 1 %, så länge det rör sig om mineraljordar (Persson, muntl.).

#### Sambandet mellan vissningsgräns och kornstorleksfördelning

Vid vissningsgränsen utgör porer med ekvivalentdiametern  $0,2 \mu\text{m}$  gränsen mellan det luftfyllda och det vattenfyllda porsystemet (Odén, 1957). De största porerna som är vattenhållande vid detta tryck är följaktligen av samma storleksordning som de största kolloidala lerpartiklarna. Vid vissningsgränsen finns således både adsorptivt bundet vatten och kapillärt vatten närvarande. Det adsorptivt bundna vattnet blir med stigande bindningstryck alltmer betydelsefullt och vid bindningstryck över 3000 m v.p. är det kvantitativt helt dominerande (Andersson & Wiklert, 1972). Bindningstrycket 3000 m v.p. motsvaras av en ekvivalentpordiameter på  $0,01 \mu\text{m}$ , vilket är den gräns ner till vilken kapillaritetlagarna allmänt anses gälla. Vid sjunkande bindningstryck kommer det kapillära vattnet att bli alltmer dominerande. Hur mycket kapillärt vatten det finns vid vissningsgränsen är en funktion av hur många porer det finns av storleksordningen

0,2  $\mu\text{m}$  och mindre i den aktuella jorden, vilket i sin tur är beroende främst av jordarten.

Variationen i vattenhalt vid vissningsgränsen mellan några renfraktioner av olika kornstorlekar visas i figur 2.



Figur 2. Bindningskaraktistikor för några renfraktioner av olika kornstorlekar. 1. Mellansand, 2. Finmo, 3. Finmjäla, 4. Lera.

Renfraktionernas bindningskaraktistikor kännetecknas av att de har utpräglade plattåer, vilka ligger högre upp ju finare fraktionen är. Efter Andersson & Wiklert, 1972.

Water content at different tensions for some fractions of different particle size. 1. Medium sand, 2. Coarse silt, 3. Fine silt, 4. Clay.

The water content curves for the different fractions are characterized by their plateaus, which are placed at higher tensions the finer the fraction is.

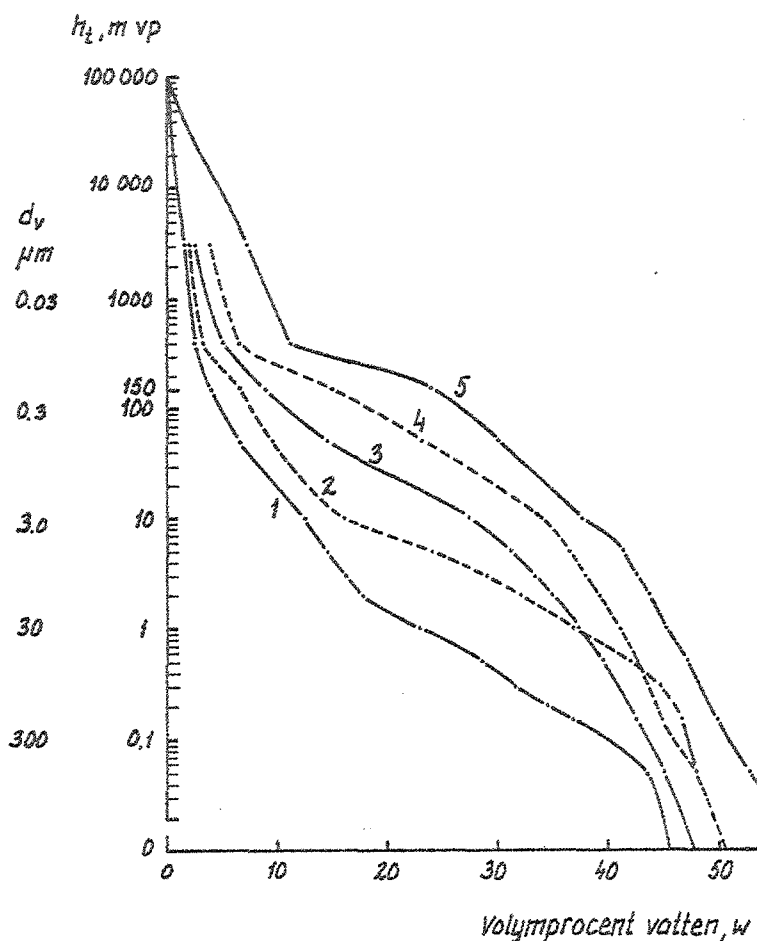


En mellansand innehåller nästan inga porer som är mindre än  $0,6 \mu\text{m}$  och har därför ett mycket lågt värde på vissningsgränsen, dvs innehåller mycket lite vatten vid detta tryck. Detta är också fallet med övriga fraktioner utom finmjåla och ler. För finmjålan utgörs ungefär 4 % av den totala volymen av porer mindre än  $0,2 \mu\text{m}$ , och för den extremt styva leran utgörs hela 39 % av den totala volymen av dessa fina porer. För leran innebär detta att inte mindre än 72 % av den totala porvolymen utgörs av dessa mycket fina porer, s k ultraporer (Odén, 1957), vars vatten inte är växttillgängligt. Leran kommer alltså att ha ett mycket högt vatteninnehåll vid vissningsgränsen.

Det ovan givna exemplet antyder lerets stora betydelse för vattenhaltsvärdet vid vissningsgränsen. Detta illustreras också i figur 3, där medeltalskurvor för ett antal lerhaltsklasser presenteras.

Det framgår av figuren att ju högre lerhalten är, desto högre är också det totala vatteninnehållet vid vissningsgränsen. Det vatten som kvantitativt ökar mest när man går från ett högre bindningstryck mot vissningsgränsen är det kapillärt bundna, vilket framförallt framträder vid höga lerhalter. En ökande lerhalt medför alltså en ökning av det totala vatteninnehållet vid vissningsgränsen, och denna ökning består huvudsakligen av kapillärt vatten.

De första som började söka efter ett matematiskt samband mellan en jords kornstorleksfördelning och dess vissningsgräns var Briggs & Schantz i en undersökning publicerad 1912. De har sedan dess fått flera efterföljare, framförallt sedan det med datorernas hjälp har blivit möjligt att statistiskt bearbeta stora datamängder. De undersökningar som utförts är dock mycket geografiskt spridda. Sambandet mellan kornstorlek och olika vattenhaltsdata har behandlats på jordar från så olika områden som t ex Finland, Uganda, England och olika platser i USA och Kanada (se t ex Heinonen, 1954; Pidgeon, 1972; Hall m fl, 1977; Nielsen & Shaw, 1958; Salter och Williams, 1969). Ett par mycket omfattande undersökningar har utförts på svenska jordar (Andersson & Wiklert, 1959; Wiklert, 1964; Kritz, 1983). De stora olikheterna i undersökningsmaterial, metodik och också i kornstorleksklassifikation gör det mycket svårt att göra några giltiga jämförelser mellan de olika undersökningarna och deras resultat. Heinonen (1954) konstaterar att det föreligger en stark korrelation mellan vissningsgränsen och andra jordartskaraktäristika hos likartade jordar, men också att ingen sådan korrelation kan förväntas vara giltig under alla



Figur 3. Bindningskarakteristikor för matjordsjordarter, medeltalskurvor för växande lerhalt, 1. Lerhalt 2 %, 2. Lerhalt 6-10 %, 3. Lerhalt 16-20 %, 4. Lerhalt 31-35 %, 5. Lerhalt 56-60 %. Efter Andersson & Wiklert, 1972.

Water content at different tensions of topsoils with different clay content. The curves are based on averages for classes of soils with increasing clay content. 1. Clay content 2 %, 2. Clay content 6-10 %, 3. Clay content 16-20 %, 4. Clay content 31-35 %, 5. Clay content 56-60 %.

förhållanden. En förutsättning för att det ska vara meningsfullt att sätta upp samband mellan kornstorlek och  $t_{ex}$  vissninggräns är därför att jordarnas ursprung och bildningssätt är tämligen likartade.

De ovan nämnda undersökningarna har samtliga använt sig av olika former av regressionsanalys vid beräkning av sambanden mellan vattenhaltsdata och de olika kornstorleksfraktionerna.

Det har då vanligen förutsatts att sambandet mellan vissningsgräns och de olika kornstorleksfraktionerna är linjärt, vilket i de flesta fall visat sig stämma, se t ex Andersson & Wiklert, 1959; Wiklert, 1964; Heinonen, 1954; Pidgeon, 1974. Ett par författare har dock funnit att sambandet bör innehålla en kvadratterm, dvs att sambandet mellan  $w_{t150}$ -värdet och  $t$  ex lerhalt bäst åskådliggörs med hjälp av en krökt linje, se t ex Hall m fl, 1977 eller Petersen m fl, 1968. Det rör sig i dessa två fall om engelska respektive amerikanska jordar. Samtliga svenska undersökningar har dock visat att sambandet är linjärt. Ekvationer har satts upp där  $w_{t150}$ -värdet står som förklarad variabel och där till exempel de olika kornstorleksfraktionerna används som förklarande variabler. Ofta har man börjat med endast en förklarande variabel och sedan efter hand ökat komplexiteten i och med att flera förklarande variabler tagits med. Man får därvid ett mått på hur mycket de olika variablerna betyder för att förklara en jords vattenhaltsvärde vid vissningsgränsen. Andersson & Wiklert (1952) och Kritz (1983) har visat att de faktorer som förklarar mest av  $w_{t150}$ -värdets variation är ler- och mullhalten. De övriga fraktionerna; sand, mo, mjäla, har visat sig förklara en mycket liten del av variationen, dvs deras vattenhållande förmåga är i stort sett betydelselös vid detta vattenavförande tryck.

#### Skattning av lerhalt från vissningsgränsdata ( $w_{t150}$ -värdet)

Jag har tidigare översiktligt redogjort för de olika försök att sätta upp statistiska samband mellan  $w_{t150}$ -värdet och kornstorleksfördelningen som gjorts. I detta sammanhang har jag nämnt de svårigheter som visat sig föreligga när det gäller att jämföra de olika undersökningarna, vilket bland annat beror på att de är utförda på så olika jordar.

För att det ska vara meningsfullt att sätta upp statistiska samband mellan vattenhaltsdata och lerhalt måste lerets sammansättning i undersökningsmaterialet vara ganska enhetligt med avseende på ursprung, mineral-sammansättning och vittringsgrad. De jordar som ingår i ett undersökningsmaterial bör därför inte komma från alltför olika geologiska regioner. Frågan är då om det räcker att begränsa sig till ett visst geologiskt enhetligt område, eller om avgränsningar i fråga om mineralsammansättning och humusinhåll måste införas för att sambanden ska bli tillräckligt entydiga. De svenska mineraljordarna utgör dock en förhållandevis homogen grupp på grund av sitt glaciala ursprung. Det lermineral som dominerar är vanligen illit, förutom i Skånes baltiska moränleror (se vidare sida 24).

Avgörande för vattenhalten vid ett vattenavförande tryck på 150 m v.p. är framförallt hur stor andel av den totala porvolymen i den aktuella jorden som utgörs av porer  $<0,2 \mu\text{m}$ . Om den mängd vatten som härrör från de vattenhållande porerna i denna storleksordning är stor i förhållande till det vatten som är direkt korrelerat till lerets yta, så är det troligt att  $w_{t150}$ -värdet är starkare korrelerat till det totala lerinnehållet än till partiklarnas sammanlagda yta.

Detta innebär, att en lerhaltsberäkning ur  $w_{t150}$ -värdet borde visa en ganska god överensstämmelse med det lerhaltsvärde som bestäms enligt mekanisk analys eftersom också detta lerhaltsvärde är oberoende av det ingående lerets totala yta.

Ovanstående resonemang är eventuellt riktigt för svenska jordar, men blir antagligen mer tveksamt om svällande lermineral blir dominerande, som t ex i tropiska jordar.

#### HYGROSKOPICITET

En av de första som studerade jordars vattenupptagning ur fuktig luft var Mitscherlich i början av 1900-talet och det var också han som införde begreppet hygroskopicitet för denna företeelse. Han utnyttjade i sina undersökningar det sedan länge kända förhållandet att en torr jord som placeras i en atmosfär med en viss relativ fuktighet kommer att ta upp vatten tills jämvikt inställt sig mellan jord och atmosfär. Hans egentliga syfte var att ta reda på den totala partikelytan hos olika jordar. Han antog att mängden adsorberat vatten var proportionell mot jordens totala yta och utvecklade därför en metod för hygroskopicitetsbestämning. Han använde sig därvid av 10-procentig svavelsyra för att åstadkomma en relativ fuktighet av 96 % i den exsikator i vilken jordproverna förvarades. Efter sju dygn togs proverna ut, vägdes, torkades och vägdes igen. De på så vis erhållna värdena användes sedan för att beräkna den totala ytan.

Mitscherlichs metod togs några år senare upp av Ekström (1927), som efter en viss modifiering använde sig av den för att få ett mått på jordars finleksgrad, vilket sedan användes som grund för jordartsklassificering.

Med ett materials eller en kropps hygroskopicitet avses dess förmåga att på sin yta adsorbera och kondensera vattenmolekyler från den omgivande atmosfären. Denna förmåga varierar med bland annat materialets finfördelning, kolloiditet, ytegenskaper, jonbeläggning etc (Andersson & Wiklert, 1970). Mängden vatten som adsorberas beror också på den omgivande atmosfärens relativa fuktighet och dess temperatur.

Med en jords hygroskopicitet menas vanligen dess vatteninnehåll i viktprocent vid 96 % relativ fuktighet (Johansson, 1979). Hygroskopicitetsbestämning kan dock också ske vid någon annan relativ fuktighet, som i den här undersökningen, där hygroskopiciteten bestämts vid 50 % relativ fuktighet.

#### Hygroskopicitetens beroende av finfördelning och kolloiditet

Det vatten som är adsorptivt bundet till jordpartiklarna överdrar dessa som en tunn hinna (Rode, 1969). Om man undersöker hygroskopiciteten hos renfraktioner av olika kornstorlek men av samma utgångsmaterial finner man att vattenfilmens tjocklek ökar med ökande kornstorlek (Rode, 1969).

Den specifika ytan (yta per viktsenhet) ökar däremot med minskande kornstorlek. Effekten av ytförstoringen blir proportionellt sett mycket större än vad minskningen i vattenfilmens tjocklek blir om man går från en grövre fraktion till en finare. Ytan av ett gram finmjåla är således tio gånger större än vad ytan av samma vikt finmo är. Vattenfilmens tjocklek minskar däremot bara med ungefär 0,5-4 gånger (Rode, 1969). Ett prov bestående av enbart fina fraktioner kommer därför att uppvisa en högre hygroskopicitet totalt sett än vad ett prov med grövre fraktioner kommer att göra, trots att de enskilda kornen överdras av en tunnare vattenfilm.

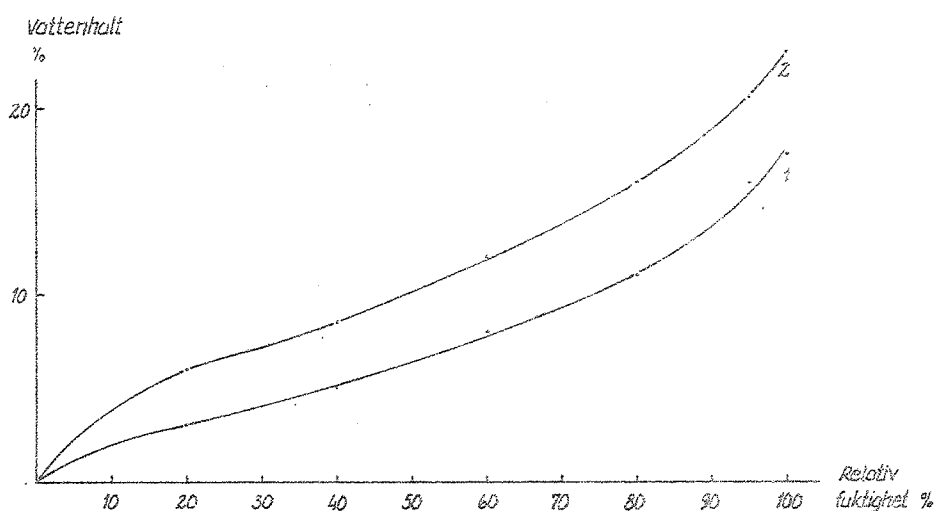
Det absolut största bidraget till en jords hygroskopicitet härrör emellertid från dess innehåll av kolloidala partiklar och det vatten som är adsorptivt bundet till dessa (Wiklander, 1976). Med kolloidala partiklar avses partiklar med en diameter mindre än 0,2  $\mu\text{m}$ . De utgörs till allra största delen av ler och humus. De kolloidala partiklarna karaktäriseras framförallt av att de har mycket stor specifik yta, ringa storlek och av att de är elektronegativt laddade (Wiklander, 1976). Den specifika ytan varierar mycket mellan olika lermineral. Som exempel kan nämnas att kaolinit har en yta på 5-20  $\text{m}^2/\text{g}$ , illit 100-120  $\text{m}^2/\text{g}$  och montmorillonit 800  $\text{m}^2/\text{g}$  (Brady, 1974). Ju mindre de enskilda partiklarna är i en jord, desto större blir jordens totala yta och därmed hygroskopiciteten. De grövre partiklarnas bidrag till hygroskopiciteten är därför försumbart liten i en jord som innehåller ler (Wiklander, 1976).

Det hygroskopiska vatten som omger de kolloidala partiklarna binds till dessa på två sätt. Först och främst genom dipolbindning till kolloidens yta, men också genom bindning till de utbytbara katjonerna. Dipolbindningen är ett resultat av att lermineralet innehåller syreatomer



som ger lerkolloidens yta en negativ laddning och av att vattenmolekylen är polär. De syreatomer som finns i lerkolloidens ytskikt kommer att attrahera vattenmolekylnas positiva ände och binda dessa till sig. Vattenmolekylerna blir på så vis ordnade runt om partikeln med sin negativt laddade ände utåt. Detta skapar i sin tur förutsättningar för att ytterligare ett lager vattenmolekyler ska kunna bindas till det första (Rode, 1969). Enligt Newman (1983) är leret vid en relativ fuktighet av 49 % endast omgivet av ett lager av vattenmolekyler. Om den relativa fuktigheten ökar, kommer fler lager av vattenmolekyler att pålagras och kapillär kondensation kommer så småningom att uppträda (Baver, 1956).

Andra faktorer än den specifika ytan är dock också av betydelse för hygroskopicitetens storlek. En lerkolloids hygroskopicitet förändras till exempel om de utbytbara katjoner som är bundna till den kolloidala partikeln byts ut mot katjoner av ett annat slag. En lerkolloid mättad med kalciumjoner uppvisar således högre hygroskopicitet än samma kolloid mättad med till exempel kaliumjoner. Detta illustreras i figur 4.



Figur 4. Vattenhalt vid olika relativ fuktighet för en lera som mättats med olika jonslag. 1.  $K^+$ -mättad, 2.  $Ca^{2+}$ -mättad. Efter Baver, 1956.

Moisture content related to relative humidity for a clay saturated with 1.  $K^+$  ions, 2.  $Ca^{2+}$  ions.

Förklaringen till skillnader i hygroskopicitet beroende på jonslag ligger dels i jonens hydratationsförmåga, dels i storleken av jonen och dess valens (Baver, 1956). Hur stor betydelse denna variation i hygroskopicitet beroende på jonslag har i praktiken är svårt att få någon

klarhet i, eftersom naturliga jordar håller ett antal olika katjoner bundna som utbytbara katjoner i varierande proportioner. De nämnda skillnaderna i hygroskopicitet vid mätning med olika jonslag framträder endast då ett jonslag är närvarande åt gången. Det kan emellertid anses klart, att den absolut största delen av det hygroskopiska vattnet utgörs av det vatten som är bundet direkt till kolloidens yta, och att den vattenmängd som är bunden till de utbytbara katjonerna utgör en mindre del av det totala vatteninnehållet (Baver, 1956).

Vid given temperatur och fuktighet kan den adsorberade vattenmängden betraktas som ett ungefärligt mått på den aktuella jordens totala yta. Eftersom vattenmängden ökar starkt med ökat innehåll av kolloidala partiklar blir hygroskopiciteten störst hos gyttjor, mulljordar och styva leror. Hygroskopiciteten kan därför betraktas som ett mått på jordens finleksgrad (Ekström, 1927).

#### Samband relativ fuktighet - vattenhalt

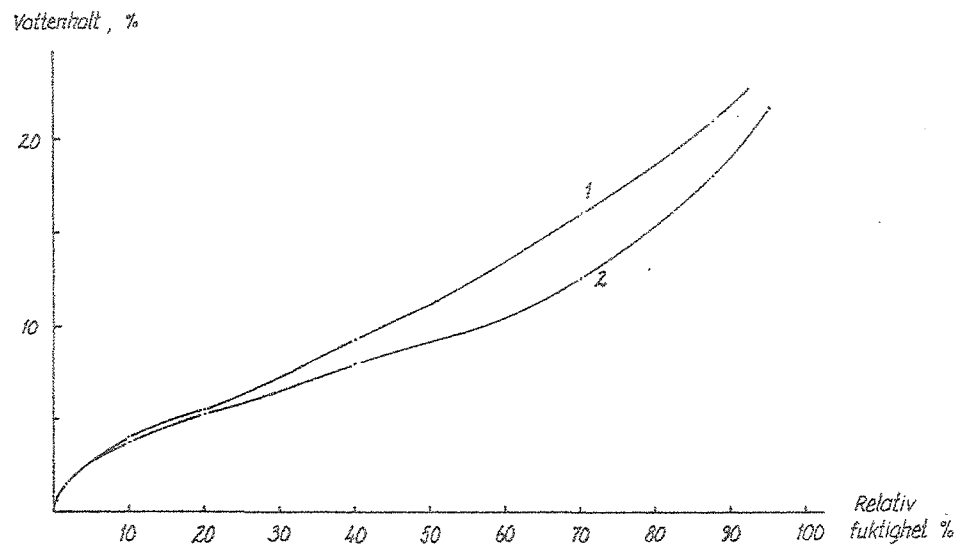
Den mängd vatten som adsorberas av ett jordprov är bl a en funktion av den omgivande atmosfärens relativa fuktighet. Ju högre relativ fuktighet desto större mängd vatten adsorberas.

Då Puri, Crowther & Keen (1925) studerade sambandet mellan relativ fuktighet och vattenhalt i olika jordar fann de att kurvorna blev S-formade med en inflektionspunkt vid ungefär 50 % relativ fuktighet. Se figur 5.

Vid låg respektive hög relativ fuktighet lutar kurvan relativt mycket för att däremellan plana ut. Detta innebär att vid låga och höga relativa fuktigheter blir förändringen i ett provs vattenhalt ganska stor om den relativa fuktigheten varierar något. Omkring 50 % relativ fuktighet däremot, är vattenhalten för samma prov relativt konstant inom ett ganska stort intervall. Man kan därför anta att det är lättare att åstadkomma reproducerbara hygroskopicitetsvärden om bestämningen sker vid 50 % relativ fuktighet än om den sker vid 96 %, där ett litet fel i den relativa fuktigheten ger en relativt stor förändring i vattenhalt.

#### Vattenupptagningens förlopp

Undersökningar av bl a Ekström, 1927; Egnér m fl, 1938, och Lindberg, 1974, har alla visat att vattenupptagningen sker snabbast under det första dygnet efter det att provet satts in i den atmosfär vid vilken hygroskopiciteten ska bestämmas. Ekström fann att vid 96 % relativ fuktighet hade vanligen

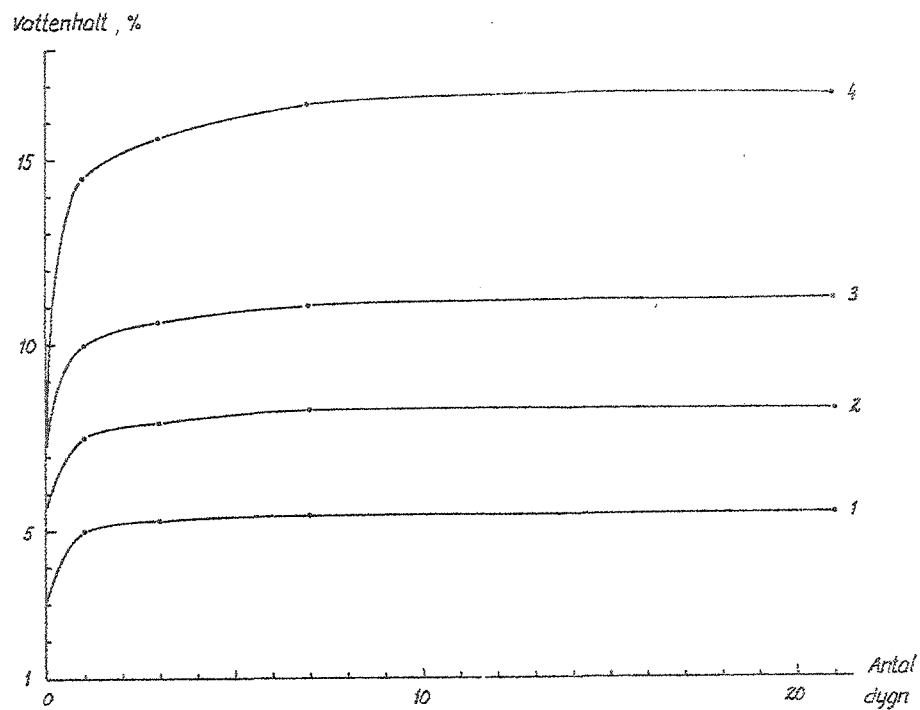


Figur 5. Vattenhalt vid olika relativ fuktighet för en lera, hysteresiseffekten. Kurva nr. 1 visar sambandet vattenhalt - relativ fuktighet när jordprovet nått jämviktsläget genom att avge vatten. Kurva nr. 2 visar samma samband när jämviktsläget nåtts genom att jordprovet upptagit vatten. Efter Puri m.fl., 1925.

Vapor-pressure curves for a clay, showing the hysteresis effect. Curve no. 1 was obtained by drying and curve no. 2 by wetting the soil sample.

90 % av befuktningvattnet upptagits under det första dygnet. Full mättnad hade dock inte uppnåtts ens efter 72 dygn, då försöken avbröts. Vattenupptagningskurvor för några olika jordar visas i figur 6.

Efter några dygn börjar kurvorna plana ut och närmar sig sedan asymptotiskt jämviktsläget. Ekström ansåg på grundval av sina undersökningar att sju dygn var en lämplig och tillräcklig tid för hygroskopicitetsbestämning, vid 96 % relativ fuktighet. Efter denna tid hade också de styva lerorna upptagit tillräckligt mycket vatten för att ligga mycket nära jämviktsläget. Egnér m fl, (1938) använde sig vid sina försök i princip av den metod som utarbetats av Puri m fl (1925). Hygroskopiciteten bestämdes i en hygrostat där den relativa fuktigheten hölls vid 50 % med hjälp av 43 % svavelsyra. De fann att efter ett dygn hade hälften av proverna uppnått 99 % av sin slutliga vattenhalt och att efter tre dygn hade samtliga prover uppnått över 99 % av sin slutliga vattenhalt. De anger dock inte när försöken avbröts. På grund av dessa resultat använde de sig av en befuktningstid av tre dygn vid sina fortsatta bestämningar.



Figur 6. Vattenupptagningskurvor för några olika jordarter vid 96 % relativ fuktighet. 1. Morän, 2. Styv lera, 3. Mullrik styv lera, 4. Mycket styv lera. Efter Ekström, 1927.

Curves showing the uptake of water for four soils at 96 % relative humidity. 1. Moraine, 2. Heavy clay, 3. Heavy clay, rich in organic matter, 4. Very heavy clay.

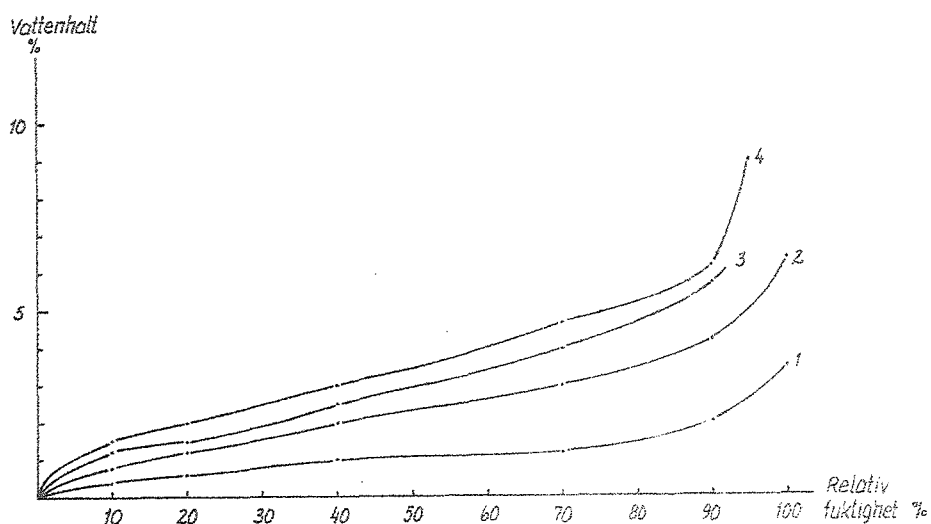
Lindberg (1974) fann vid en jämförelse mellan vattenupptagningens förlopp vid 90 % respektive 50 % relativ fuktighet att jämviktsinställelsen skedde betydligt snabbare vid 50 % än vid 90 % relativ fuktighet. Vid 50 % relativ fuktighet upptogs nästan allt vatten under det första dygnet men vid 90 % relativ fuktighet började inte värdena stabiliseras förrän efter ungefär fem dygn.

Jämviktsinställelsen sker alltså mycket snabbare vid 50 % än vid 90 % eller ännu högre relativ fuktighet om man från början utgår från lufttorra prov. Detta beror på att mindre vattenmängder behöver upptas innan jämvikt inställer sig vilket medför att bestämningen blir snabbare och säkrare (Egnér & Nydahl, 1935).

Tiden som åtgår innan vattenupptagningskurvan börjar plana ut är också beroende av jordarten. Det tar således mycket längre tid för en styv lera än för en lätt jord. Också i detta fall beror tidsskillnaden på den

mängd vatten som ska upptas, en lerjord behöver på grund av sin stora specifika yta uppta mycket större vattenmängder än en lättare jord. Hastigheten med vilken vattenupptagningen sker, dvs mängd adsorberat vatten per tidsenhet, är dock enligt Ekström (1927) densamma i båda fallen.

Kurvorna i figur 7 visar också hur vatteninnehållet vid en viss relativ fuktighet ökar med jordens innehåll av kolloidala partiklar, ler och humus.



Figur 7. Vattenhalten vid olika relativ fuktighet för några engelska jordar. 1. Lätt sandjord, 2. Mjällig lättlera, ca 15 % ler, ogödslad, 3. Mjällig lättlera, ca 15 % ler, kontinuerligt gödslad med stallgödsel, 4. Mjällig lättlera, ca 20 % ler. Efter Puri m fl, 1927.

Vapor-pressure curves of some English soils. 1. Light sand, 2, Heavy loam, 15 % clay, unmanured, 3. Heavy loam, 15 % clay, continuously receiving manure, 4. Heavy loam, 20 % clay.

Effekten av lerinnehållet är uppenbar om man jämför jord 1, en lätt sandjord, med jord 4, en relativt styv lera. Vid samma relativa fuktighet adsorberas mer vatten ju högre lerinnehållet är, vilket beror på lerets avsevärt mycket större specifika yta.

Jordarna 2 och 3 skiljer sig endast åt ifråga om multhalt. Den är dubbelt så hög (10 %) hos 3 som hos 2 (5 %), vilket också avspeglar sig tydligt i jordarnas vatteninnehåll.



### Temperatureffekter på vattenadsorptionen

Puri m fl (1925) observerade vid sina undersökningar att temperaturen påverkar mängden vatten som adsorberas även om den relativa fuktigheten är konstant. Vid låg relativ fuktighet ökade det relativa ångtrycket mycket då temperaturen steg från 20°C till 40°C, och den adsorberade vattenmängden sjönk. Vid hög relativ fuktighet däremot ökades det relativa ångtrycket nästan inte alls vid en temperaturstegring av samma storleksordning och mängden adsorberat vatten förblev därför i det närmaste konstant. Detta betyder att då vattenmolekylernas kinetiska energi ökar, så kommer partiklarna att adsorbera mindre vattenmängder (Baver, 1956). Vid konstant relativ fuktighet ökar alltså mängden adsorberat vatten då temperaturen sänks.

### Hysteresiseffekten

Jag har tidigare i diskussionen endast utgått från det fall då ett torrt jordprov ställs in i en fuktigare atmosfär och därvid upptar vatten. Jämvikt mellan jord och atmosfär kan naturligtvis också inställa sig genom att jord som från början är fuktigare än omgivningen avger vatten till atmosfären. En jord som nått jämvikt med en given fuktighet genom befuktning eller adsorption av vattenånga innehåller dock alltid mindre vatten än om samma jord torkats ner till jämvikt, dvs om vatten har avgivits under jämviktsinställningen (Puri m fl, 1925). Detta är den så kallade hysteresiseffekten, vilken illustreras i figur 5, s 17.

Vid jämförelse av olika värden från hygroskopicitets- eller andra vattenhaltsbestämningar, som innebär en bestämning av ett jämviktsläge, bör man därför vara observant på från vilket håll jordprovet nalkats detta jämviktsläge.

### Ekströms studier av hygroskopiciteten

I Sverige har framförallt Ekström (1927) använt sig av hygroskopicitetsbestämning för att klassificera jordar. Han använde sig av 10 % svavelsyra i befuktningsexsickatorerna, vilket ger 96 % relativ fuktighet vid 20°C. Han lät proven stå i sju dygn. Denna tid är, som påpekats på sidan 17, nödvändig för att styva leror ska uppnå ett konstant hygroskopicitetsvärde vid en så hög relativ fuktighet som 96 %.

Ekström uppställde med ledning av resultaten från sina undersökningar en tabell där gränser för de olika lerhaltsklasserna anges i hygroskopicitetsvärden.

För att hygroskopiciteten ska kunna användas för att klassificera mineraljordar som innehåller humus, så måste humushalten och humusens hygroskopicitet vara känd. En viss del av hygroskopicitetsvärdet kan då tillskrivas mineraljorden och utgöra grund för klassificering. Detta förutsätter att hygroskopiciteten kan betraktas som en additiv egenskap, dvs att en blandnings hygroskopicitet är lika med summan av de i blandningen ingående fraktionernas hygroskopicitet i motsvarande proportioner som de har i blandningen. Detta visar sig i Ekströms undersökning stämma mycket bra när grövre kornstorleksfraktioner inblandas i lera och också för inblandning av gyttja i lera. Vid inblandning av kärrtorvmulljord i lera blir resultaten mer osäkra. Ekström anser dock att felen inte blir oacceptabelt stora. Det bör då uppmärksammas, att man i undersökningen kommit fram till blandningens beräknade hygroskopicitet genom att hygroskopiciteten för ler och mull först bestämts var för sig.

Ekström genomför emellertid inte någon undersökning om de olika mulljordarnas eller mullslagens hygroskopicitet, utan bestämmer sig för att räkna med ett genomsnittligt hygroskopicitetsvärde för mull. Han antar således att hygroskopiciteten för ren humus är 50 och för gyttjehumus 50-60 viktprocent vatten vid 96 % relativ fuktighet.

Mineralfraktionens andel av den totala hygroskopiciteten beräknas sedan enligt följande exempel: För en jord med en total hygroskopicitet på 9,5 och en mullhalt av 5,5 % är mineraljordens andel av hygroskopiciteten

$$w_h \text{ min} = \frac{9,5 - (5,5 \cdot 0,5)}{94,5} 100 = 7,1.$$

Ett hygroskopicitetsvärde på 7,1 innebär (enligt Ekströms tabell) att jorden är en styv lera och provet kan således klassificeras som en mullhaltig styv lera.

Ekströms bedömning av mullens hygroskopicitet blev dock snart ifrågasatt. Egnér & Nydahl (1935) framhåller att hygroskopiciteten för ren humus borde sättas till 30 istället för 50, vilket de anser sig ha kommit fram till genom granskning av Ekströms eget material.

Andersson & Wiklert (1972) och Svensson (1982) har senare visat att mullens specifika hygroskopicitet i stort sett kan anses vara av storleksordningen tre gånger lerets i svenska åkerjordar.

Förutom antagandet om mullens hygroskopicitet har hygroskopicitetsmetoden också andra svagheter. Lerfria jordar kan t ex inte klassificeras med hjälp av hygroskopicitet, och jordar med helt olika mekanisk sammansättning kan ibland få samma hygroskopicitetsvärde vid en bestämning. En

styv lera kan således få samma värde som en sandig mulljord, vilket dock kan uppmärksammas om hygroskopicitetsbestämningen kombineras med glödgningsförlusten. Mullfria mineraljordar kan också ge upphov till tveksamheter, en svagt lerig sand kan t ex få samma hygroskopicitetsvärde som en mjäla (Ekström, 1927).

#### Metodutveckling efter Ekström

I mitten av sjuttioalet togs hygroskopicitetsbestämningen, i kombination med bestämning av glödgningsförlusten, upp av Sören Kälvesten vid Provcentralen, Ultuna, för rutinmässig jordartsbestämning. Avsikten var att hitta en enkel objektiv metod för jordartsbestämning som skulle kunna ersätta den subjektiva bedömning som man dittills använt sig av vid Provcentralen. Metoden har alltså aldrig varit avsedd att ersätta mekanisk analys enligt pipettmetoden. Kälvestens metodstudie (1975) föregicks av ett examensarbete "Samband mellan hygroskopicitet och lerhalt. Effekter av humus." som utfördes av Eric Lindberg, 1974. I examensarbetet belyses sambandet mellan hygroskopicitet - ler- och mullhalt genom ett antal ekvationer av typ  $y = a + b_1x_1 + b_2x_2$ , som beräknats ur analysmaterialet med hjälp av regressionsanalys.

Ekvationerna har sedan använts bland annat för att räkna fram lerhalten på grundval av hygroskopiciteten och glödgningsförlusten. Den beräknade lerhalten har sedan jämförts dels med lerhaltsbestämning enligt hydrometermetoden, dels med subjektiv bedömning av jordarten. Undersökningen visar att överensstämmelsen mellan hydrometermetoden är helt godtagbar i 90 % av fallen och klart överlägsen den subjektiva jordartsbedömningen. Man bör notera att beräkningen av lerhalten har skett på samma material som ekvationen tagits fram ur, varför man kan misstänka att resultatet är alltför positivt.

Kälvestens fortsatta undersökningar gick sedan ut på att utarbeta en praktiskt användbar rutin för jordartsbestämning grundad på hygroskopicitet och glödgningsförlust. Han testade metoder, utrustning och vidareutvecklade sambanden. Se Kälvesten (1975). Metoden har sedan 1975 använts vid Provcentralen på prov från fältförsöksverksamheten och kallas numera allmänt PC-metoden.

När PC-metoden började tillämpas vid Lantbrukskemiska stationen i Kristianstad år 1980 uppmärksammades vissa svagheter hos metoden (Svensson, 1982). Bestämningarna blev osäkra vid låga lerhalter och vid mullhalter

över ca 20 % blev de uppenbart felaktiga. I alvjordar blev mullhalterna för höga. Förklaringen till dessa fenomen antogs till stor del bero på ett teoretiskt fel i beräkningsmetodiken som angivits av Kälvesten. Då även vissa rutiner vid hygroskopicitetsbestämningen visade sig mindre lyckade beslöt man sig för att överge Provcentralens arbetsrutiner. I och med detta måste nya ekvationer för omräkning av hygroskopicitet och glödgningsförlust till ler- och mullhalt tas fram. En annan beräkningsmetod, multipel linjär regression, tillämpades. Den förutsätter att linjära samband råder mellan å ena sidan mullhalt och lerhalt och å andra sidan hygroskopicitet och glödgningsförlust (Svensson 1982). För att utveckla den nya metoden användes till att börja med en jordartssamling om 118 prover, från Statens Lantbrukskemiska Laboratorium.

#### Skattning av lerhalt från hygroskopicitetsvärdet

Av vad som tidigare tagits upp framgår att hygroskopiciteten är beroende av ett flertal med varandra korrelerade variabler som till exempel finfördelning, lerhalt, mullhalt, lermineral, andel kolloidala partiklar, utbytbara katjoner etc. Den kan således förväntas variera kraftigt med jordens sammansättning. Av betydelse är då inte bara jordens kornstorleksfördelning utan också de typer av lermineral och humus som ingår. En förutsättning för att metoden ska kunna användas för lerhaltsbestämning är således att lerfraktionens mineralogiska sammansättning inte varierar för mycket och att mängden av olika humusformer är något så när likartad i de olika jordarna. I fråga om svenska åkerjordar som brukats sedan länge kan man kanske anta att humussubstansen, åtminstone i mineraljordar med några procents mullinslag, är tämligen likartad. När det däremot rör sig om kraftiga inslag av organiskt material, beroende på att mineraljorden tidigare överlagrats av mer eller mindre förmultnat organiskt material, blir osäkerheten betydligt större.

Man kan därför förvänta sig, att ju högre mullhalten är desto mer svårtolkat blir hygroskopicitetsvärdet och därmed den ur detta beräknade lerhalten. Detta beror dels på variationen av humusslag, men också på att humusen har så mycket högre hygroskopicitet än ler.

Uppgifter om hygroskopicitet hos olika slag av humus och organiskt material är dock mycket fåtaliga.

Leret i de svenska åkerjordarna har enligt Wiklander (1976) en ganska likartad sammansättning över i stort sett hela landet. Det dominerande

lermineralet är illit som vanligen utgör ca 70 % av leret. Den resterande delen utgörs av smärre mängder av kaolinit, vermikulit och klorit. Det enda större undantaget från detta utgör de baltiska moränlerorna i Skåne som innehåller montmorillonit, ett lermineral med betydligt större specifik yta än t ex illit.

Vad som därutöver kan tänkas avspegla sig i hygroskopicitetsvärdet är skillnader i innehåll av grov- respektive finler, dvs mellan lerpartiklar  $>0,2 \mu$  och det kolloidala leret. Jordar med samma lerhalt enligt mekanisk analys kan komma att uppvisa olika hygroskopicitetsvärden beroende på om lerfraktionen huvudsakligen utgörs av grovler eller kolloidalt ler. Detta skulle således medföra att en jord med en mycket hög halt av kolloidalt ler skulle få ett beräknat lerhaltsvärde som är betydligt större än lerhalten enligt den mekaniska analysen. Detta behöver dock inte enbart vara en nackdel, utan kan också betraktas som en fördel då det kan sägas avspegla jordens egentliga egenskaper bättre eftersom det är det kolloidala leret som ger de egentliga leregenskaperna. Lerhaltsvärdena kan alltså förväntas variera mer om de bestäms med hjälp av hygroskopicitet, än om de bestäms med mekanisk analys.

### MEKANISK ANALYS

För att kunna bedöma olika jordars egenskaper är det nödvändigt att känna till deras kornstorleksfördelning och mullhalt. För kornstorleksanalys har flera förfaringssätt utvecklats, men den fullständigaste analysen erhålls genom mekanisk analys enligt pipettmetoden. I denna kombineras våtsiktning och sedimentation och på så vis erhålls en bestämning av andelen primärpartiklar inom olika storleksintervall. Pipettmetoden utvecklades ungefär samtidigt av bland andra Robinsson (1922) och Jennings m fl (1922). Den har sedan modifierats och förbättrats i olika omgångar och anses vara en metod som ger mycket god reproducerbarhet (Elonen, 1971). Metoden tillämpas i ett flertal olika varianter vid olika laboratorier men kan trots detta betraktas som en standardmetod för texturbestämning, åtminstone i Sverige. Den variant av pipettmetoden som använts vid analys av jordarna i den här undersökningen har utvecklats vid avdelningen för hydroteknik, Sveriges Lantbruksuniversitet och används också vid Statens Lantbrukskemiska Laboratoriums jordartslaboratorium.

### Metodens grundläggande principer

Analysen utförs på jordprover som lufttorkats och malts, och där fraktioner grövre än 2 mm frånsiktats. Eftersom man vill ha reda på frekvensen primärpartiklar i de olika kornstorleksgrupperna, så måste de aggregat som finns först upplösas så att de enskilda partiklarna frigörs. Först tillsätts väteperoxid som avlägsnar den organiska substansen och därefter natrium-mättas jorden, varvid natriumjoner adsorberas på partiklarna. Dessa kommer då att repellera varandra (Elonen, 1971). Detta i förening med kraftig skakning gör att de aggregerande ytkrafterna neutraliseras och primärpartiklarna frigörs. Efter dispergeringen späds suspensionen till 1000 ml i en sedimentationscylinder. Efter omrörning lämnas suspensionen stilla vid 20°C för att sedimentera.

Därefter uttages volymer om 10 ml med specialpipett på 10 cm's djup vid vissa bestämda tidsintervaller.

Tidpunkten för uttagning av volymerna bestäms av partiklarna sedimentationshastigheter, vilka kan beräknas med Stokes lag:

$$v = \frac{2r^2 (P_s - P_L) g}{9 \eta}$$

v = konstanta fallhastigheten (cm/s)

r = partikelns ekvivalentradie (cm)

P<sub>s</sub> = partikelns densitet (g/cm<sup>3</sup>)

P<sub>L</sub> = vätskans densitet (g/cm<sup>3</sup>)

g = tyngdaccelerationen (cm/s<sup>2</sup>)

η = vätskans viskositet (poise)

Stokes lag gäller dock endast för sfäriska partiklars sedimentation i vätskor. Eftersom jordpartiklar vanligen inte är sfäriska har man infört begreppet ekvivalentdiameter. Denna definieras som diametern av en sfär av samma material och med samma fallhastighet som partikeln. Enligt internationell överenskommelse (International Society of Soil Science, 1927) anses en partikel med ekvivalentdiameter 0,002 mm (minsta mjälapartikel) falla 10 cm i 20° vatten på 8 timmar. Densiteten sätts till 2,6 g/cm<sup>3</sup>. Med hjälp av dessa värden kan fallhastigheterna för övriga partikelstorlekar beräknas. Stokes lag kan i detta fall skrivas  $v = k r^2$ , varvid k vid insättning av det antagna värdet för mjälapartikel blir 34.772. Därefter kan tidpunkterna för uttagning av volymer beräknas. Efter avslutad pipettering bestäms de grövre fraktionerna genom våtskiktning.

Vad som sedan återstår för att analysen ska vara fullständig är att bestämma mullhalten. Vanligen bestäms den som glödgningsförlust vilken korrigeras efter provets lerhalt, i enlighet med en tabell uppställd av Ekström (1927).

En fullständig arbetsbeskrivning för den metod som använts i denna undersökning återfinns i appendix 3 s. 56.

Den mekaniska analysen har dock vissa begränsningar. Det går till exempel inte att få någon uppfattning om lerets kvalitet, då det inte är möjligt att separera grovler och finler genom sedimentation. Detta beror på att de så kallade Brownska rörelserna börjar uppträda när partiklarna blir så små som i lerfraktionen. Dessa oregelbundna rörelser och därmed följande kollisioner gör att partiklarna kommer att röra sig såväl uppåt och åt sidan som neråt. Det är framförallt det kolloidala leret, finleret, som uppvisar dessa rörelser men också grovleret påverkas och hindras från att sedimentera (Wiklander, 1976).

En mekanisk analys är också relativt tids- och arbetskrävande och blir därmed dyr.

## DEL II EGNA UNDERSÖKNINGAR

I denna del görs en jämförelse mellan hygroskopicitetsbestämning och bestämning av värdet för vissninggränsen ( $W_{t150}$ -värdet) som underlag för beräkning av lerhalt.

Avsikten är att undersöka om det är möjligt att ur en jords vattenhaltsdata beräkna dess lerhalt, och om det i sådana fall föreligger några avsevärda skillnader mellan olika vattenhaltsdata.

Undersökningar har genomförts på en jordartssamling omfattande 123 st åkerjordar. För de flesta av dessa jordar fanns analysresultat från mekanisk analys och bestämningar av organiskt kol, glödgningsförlust och hygroskopicitet tillgängliga. Dessa analysresultat har sedan kompletterats med bestämningar av vattenhalten vid vissningsgränsen,  $W_{t150}$ -värdet. Analysresultaten har därefter bearbetats statistiskt. En test av erhållna samband utförs på en annan provsamling, dvs ett oberoende material.

### MATERIAL OCH METODER

#### Undersökningens jordprover

Totalt har 123 jordprover ingått i undersökningen. Av dessa har 118 st tillhandahållits av Sten Ståhlberg, Statens Lantbrukskemiska Laboratorium, och de resterande fem av Institutionen för markvetenskap. De 118 proverna från SLL härrör från den samling om 130 st s k arkivjordar som används vid SLL för jämförande metodstudier och för utveckling av nya analysmetoder.

Arkivjordarna representerar de viktigaste odlingsområdena i Sverige. De har genom lantbruksnämndernas försorg samlats in från åkerjordar med den i respektive område vanligast förekommande jordarten. Samtliga prover utgörs av matjord med varierande mullhalt.

Av de 130 jordarna var dock 12 st inte användbara för denna undersökning, då de utgjordes av organogena jordar vars lerhalter inte var kända.

SLL's material har därför kompletterats med ytterligare 5 prover vilka samtliga har en mycket hög mullhalt, något som saknas i det övriga materialet. Också dessa 5 prover utgörs av matjord, men deras geografiska ursprungsområden är ej kända.

Provsamlingen utgörs alltså av totalt 123 jordprover. I provsamlingen finns i stort sett samtliga jordarter representerade, från nästan rena



sand-mojordar över leror med varierande inslag av andra kornstorleksfraktioner till mycket styva leror. Rent organogena jordar saknas dock.

I tabell 3 s. 50 redovisas jordarnas geografiska ursprungsområde, mullhalt och kornstorleksfördelning.

Provsamlingen är inte helt idealisk då antalet prover inom de olika ler- respektive mullhaltsklasserna är ganska varierande. Speciellt gäller detta fördelningen på de olika mullhaltsklasserna, där det helt övervägande antalet prover, 70 %, har en mullhalt mellan 2 % och 6 %. Endast 6 stycken prover, 5 %, har en mullhalt som överstiger 10 %. Å andra sidan kan man kanske acceptera detta, då det kan anses avspegla den verkliga jordartsfördelningen i landet. Medianvärdet för mullhalt i hela provsamlingen ligger på 3,8 %. Fördelningen på de olika mullhaltsklasserna visas i tabell 1.

Tabell 1. Provsamlingens fördelning på olika mullhaltsklasser.

Distribution of investigated soil samples in classes according to organic matter content.

	Mullhalt %	Antal
Mullfattig	<2	4
Något mullhaltig	2-3	21
Måttligt mullhaltig	3-6	67
Mullrik	6-12	25
Mycket mullrik	12-20	2
Mineralblandad mulljord	20-40	4

Fördelningen av prover på olika lerhalter är betydligt jämnare, provsamlingen omfattar prover med mellan 2 och 62 procents lerhalt, och proverna är relativt jämnt fördelade över skalan. Endast i den högsta lerhaltsklassen 60 % är antalet prover mycket få, 2 stycken. Medianvärdet för lerhalten ligger på 18 %. Fördelningen visas i tabell 2.

Tabell 2. Provsamlingens fördelning på olika lerhaltsklasser.

Distribution of investigated soil samples in classes according to clay content.

	Lerhalt %	Antal
Svagt lerig	<5	6
Lerig	5-15	39
Lättlera	15-25	33
Mellanlera	25-40	26
Styv lera	40-60	17
Mycket styv lera	>60	2

#### Analysmetoder

Bestämning av textur och organiskt kol har för de 118 jordarna ur Ståhlbergs samling skett vid SLL's jordartslaboratorium enligt den metod som beskrivits under mekanisk analys. En fullständig arbetsbeskrivning finns i appendix 3. De fem proverna med hög mullhalt som tillkommit har analyserats enligt samma metod vid avdelningen för hydroteknik. Bestämningen av organiskt kol har för dessa prover utförts vid SLL.

Samtliga bestämningar av hygroskopicitet och glödgningsförlust har skett vid Lantbrukskemiska stationen i Kristianstad, enligt arbetsbeskrivning i appendix 2 s. 55.

Bestämningarna av  $w_{t150}$ -värdet har utförts vid avdelningen för hydroteknik. Arbetsbeskrivningen återfinns i appendix 1 s. 54.

#### Rimlighetsbedömning av analysdata

Resultatet av hygroskopicitets- och  $w_{t150}$ -bestämningarna för de enskilda jordarna redovisas i tabell 3 s. 50, tillsammans med glödgningsförlust och uppgifter från den mekaniska analysen.

De flesta bestämningarna som gjorts verkar rimliga, endast prov 124 och 130 uppvisar värden som vid en närmare granskning visar sig avvika kraftigt från vad som kunde förväntas. Prov 124 uppvisar ett  $w_{t150}$ -värde som ligger osannolikt högt medan hygroskopicitetsvärdet verkar mer rimligt. Förklaringen till denna avvikelse ligger troligtvis i att jorden är starkt

karbonathaltig. Då karbonathalten är så hög som uppemot 50 % så är jorden så pass extrem att den inte kan förväntas reagera som en normal mineraljord. Provet har därför inte tagits med i de statistiska beräkningarna. Detsamma gäller prov 130, där såväl hygroskopicitets- som  $w_{t150}$ -värdena ligger högt jämfört med andra prover med liknande textur.

Den troliga orsaken till den bristande överensstämmelsen mellan textur och vattenhaltsdata i detta fall är att resultaten av den mekaniska analysen har blivit fel noterade i Acta Agriculturae Scandinavica 32:I 1982, ur vilken data hämtats. Detta styrks f ö av att samma prov har en helt annan mullhalt längre fram i samma uppsats (tabell 2 sid 7).

Uteslutningen av de nämnda proverna medför att de statistiska beräkningarna har utförts på totalt 121 prover.

### Statistiska metoder

De statistiska metoder som använts för att beräkna de sökta sambanden är enkel eller multipel linjär regressionsanalys enligt minsta kvadratmetoden (Wonnacott & Wonnacott, 1977; Nilsson, 1978). Ekvationen får i det senare fallet formen:

$$y = a + b_1x_1 + b_2x_2, \text{ där}$$

$y$  är den beroende eller förklarade variabeln

$x_1$  och  $x_2$  är de oberoende eller förklarande variablerna

$a$  är en konstant, interceptet, som visar planets skärning med  $y$ -axeln

$b_1$  och  $b_2$  är regressions- eller lutningskoefficienter.

De variabler som studerats i olika kombinationer är hygroskopiciteten ( $H$ ), vattenhalten vid det vattenavförande trycket 150 m v.p. ( $w_{t150}$ ), lerhalt ( $L$ ), glödgningsförlust ( $Glf$ ) och mullhalt bestämd som organiskt kol ( $K$ ). Glödgningsförlusten har använts som mullhaltsvariabel i de fall då mullhalten ingår som förklarande variabel. Anledningen till detta är att glödgningsförlusten är en mycket enkel bestämning. Lindberg (1974) och Kälvesten (1975) har visat att korrelationen mellan hygroskopicitet och mullhalt blir lika hög då den okorrigerade glödgningsförlusten används som mullhaltsvariabel som då mullhalten bestämd som organiskt kol används på motsvarande vis.

För att få en uppfattning om de olika sambandens användbarhet för skattning av lerhalter har de framtagna ekvationerna jämförts med avseende på tre olika statistiska parametrar. Dessa är determinationskoefficient,  $R^2$ , autokorrelation av 1:a ordningen och residualvarians. Innebörden av dessa begrepp förklaras längre fram i texten.

## REDOVISNING AV STATISTISKA SAMBAND

### Hygroskopicitetens beroende av ler- och mullhalt

Som tidigare nämnts är hygroskopicitetsvärdet vid en bestämd temperatur och fuktighet framförallt en funktion av jordens innehåll av kolloidala partiklar, dvs ler och mull. Ekvationer som visar hygroskopicitetens beroende av dessa fraktioner har därför tagits fram. Mullfraktionen representeras av den primärt bestämda glödgningsförlusten.

Om hygroskopiciteten betraktas som beroende av endast en av de valda förklarande variablerna, dvs antingen av ler (L) eller glödgningsförlust (Glf) erhålls följande ekvationer:

$$H = 0,7610 + 0,0567 L \quad R^2 = 0,598 \quad (1)$$

$$H = 0,8032 + 0,1863 \text{ Glf} \quad R^2 = 0,612 \quad (2)$$

Determinationskoefficienterna,  $R^2$ , är ungefär lika stora i båda fallen men inte särskilt höga. Man kan säga att en modell med enbart ler eller glödgningsförlust som beroende variabel kan förklara ungefär 60 % av den totala variationen. Om både ler och glödgningsförlust tillsammans används som förklarande variabler så erhålls sambandet (3).

$$H = 0,1078 + 0,0436 L + 0,1446 \text{ Glf} \quad R^2 = 0,936 \quad (3)$$

Determinationskoefficienten  $R^2$  stiger till 0,936. Av regressionskoefficienternas storlek framgår att en ökning av glödgningsförlusten med en enhet ger ett 3-4 gånger större tillskott till hygroskopicitetsvärdet än vad motsvarande ökning av lerhalten gör.

### Lerhalt som funktion av hygroskopicitet och glödgningsförlust

För att lerhalten ska kunna beräknas direkt ur hygroskopicitetsvärdet måste ett nytt samband sättas upp, där leret sätts som den beroende variabeln och förklaras av hygroskopicitet och glödgningsförlust.

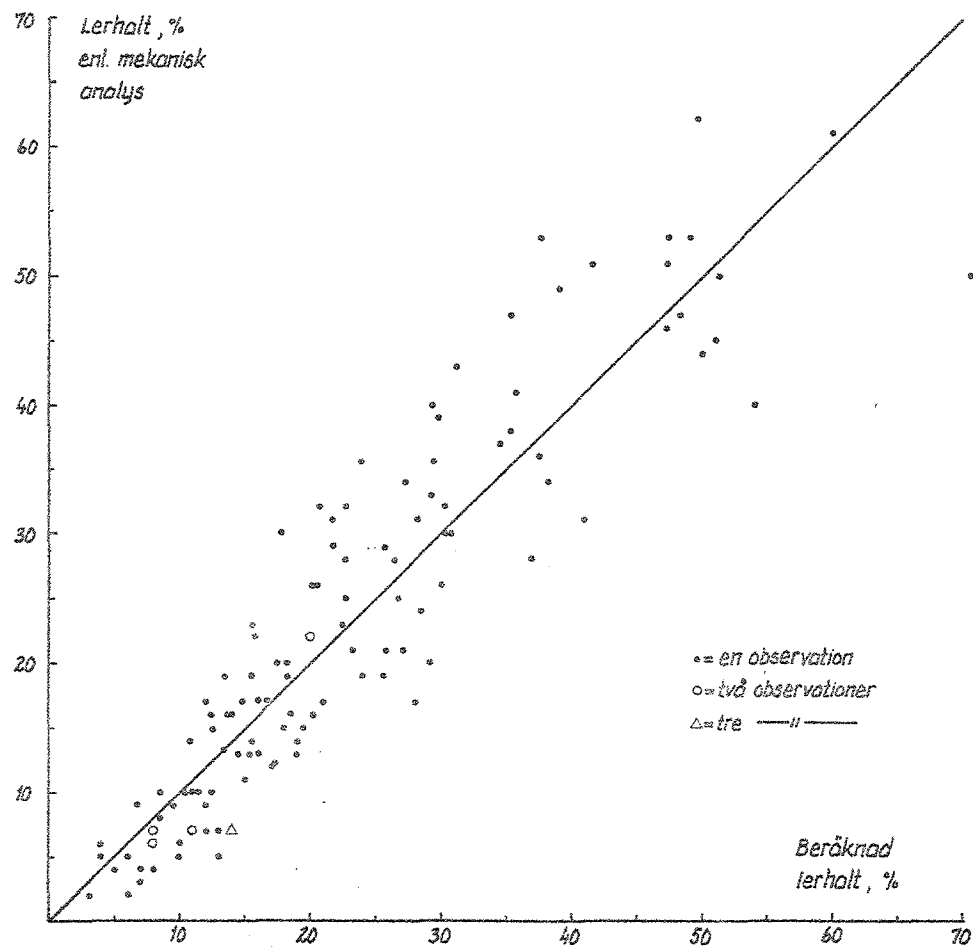
Ekvationen blir i det fallet:

$$L = 0,5778 + 19,117 H - 2,6082 \text{ Glf} \quad R^2 = 0,849 \quad (4)$$

Determinationskoefficienten anger också här hur stor del av den totala variationen som förklaras av den uppsatta modellen.

Med hjälp av ovanstående samband kan lerhalten för ett prov med känd hygroskopicitet och glödgningsförlust beräknas. Detta har gjorts för de i denna undersökning ingående proverna vilkas lerhalt redan tidigare bestämts

med mekanisk analys. Avvikelsen av det beräknade lerhaltsvärdet från det bestämda lerhaltsvärdet, residualen, har därigenom kunnat beräknas. I figur 8 har det beräknade lerhaltsvärdet angivits mot det bestämda i diagramform. Linjen i diagrammet representerar det fall då samtliga beräknade lerhaltsvärden är lika med de bestämda.



Figur 8. Lerhalt beräknad ur sambandet (4),

$L = 0,5778 + 19,117 H - 2,6082 G_{lf}$ , avsatt mot den lerhalt som bestämts med mekanisk analys för varje enskilt prov. 121 observationer, tabell 3.

Clay content estimated with equation (4) and compared with the clay content given by mechanical analysis for each sample. 121 observations, table 3.

Som framgår av figur 8 så är spridningen av de beräknade lerhaltsvärdena avsevärd och ökar med ökande lerhalt. Medelvärdet av kvadraten på residualerna för de 32 proverna med en lerhalt större än 30 % är 73.

Medelavvikelsen är alltså ungefär  $\pm 8,5$ . För de resterande 89 proverna med en lerhalt mindre än eller lika med 30 % är medelvärdet av kvadraten på residualerna 18, dvs medelavvikelsen från den bestämda lerhalten är ungefär  $\pm 4$ . De största avvikelserna föreligger där mullhalten är hög i förhållande till lerhalten. Residualvariansen för hela undersökningsmaterialet, dvs 121 st prov, är 33,5. Medelavvikelsen är således  $\pm 5,8$ . Residualvariansen kan inte tolkas som ett absolut mått på hur bra sambandet är för lerhaltsberäkning eftersom både de bestämda och de beräknade lerhaltarna är framtagna på samma material. Den kan däremot precis som determinationskoefficienten användas som ett relativt mått vid jämförelse mellan olika samband som tagits fram på samma material men där andra variabler använts som förklarande.

Observationerna har slutligen ordnats efter stigande lerhalt och autokorrelationskoefficienten har beräknats till 0,000257. Durbin-Watson's test (Wonnacott & Wonnacott, 1977, sid 628) har sedan använts för att undersöka om någon betydande autokorrelation av första ordningen föreligger, vilket dock inte är fallet här.

#### Vissningsgränsens ( $w_{t150}$ -värdets) beroende av ler- och mullhalt

Lerhalt och glödgningsförlust har också här valts som förklarande variabler. Detta beror liksom för hygroskopiciteten på att de är de variabler som förklarar den absolut största delen av variationen i  $w_{t150}$ -värdet, vilket bl a visas av Kritz (1983). För att belysa lerets respektive mullens roll i sammanhanget bestämdes först sambanden mellan  $w_{t150}$ -värdet och ler respektive glödgningsförlust.

Ekvationerna blir:

$$w_{t150} = 2,2797 + 0,3926 L \quad R^2 = 0,791 \quad (5)$$

$$w_{t150} = 4,8028 + 0,9472 G1f \quad R^2 = 0,436 \quad (6)$$

Ekvation (5) har i detta fall nästan dubbelt så hög determinationskoefficient som ekvation (6). Sambandet mellan  $w_{t150}$  och ler förklarar alltså den totala variationen betydligt bättre än ekvationen med glödgningsförlust som förklarande variabel.

Om både lerhalt och glödgningsförlust används som förklarande variabler så erhålls sambandet (7):

$$w_{t150} = -0,5507 + 0,3360 L + 0,6270 G1f \quad R^2 = 0,966 \quad (7)$$

Determinationskoefficienten höjs nu betydligt och blir så hög som 0,966. Av regressionskoefficienternas storlek framgår att glödgningsförlustens

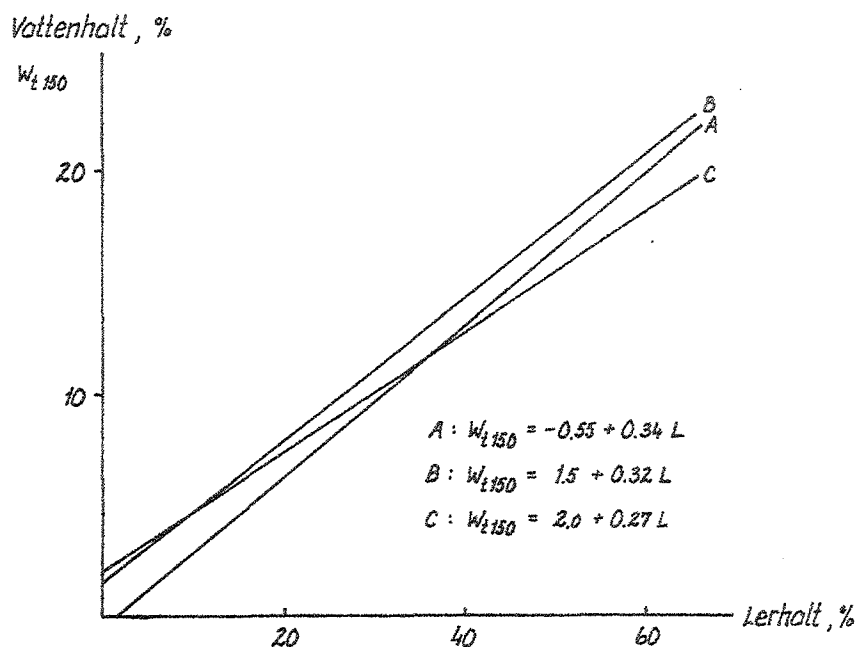
tillskott till  $w_{t150}$ -värdet i detta fall är ungefär dubbelt så stort som lerets om båda variablerna ökar lika mycket. Mullhalten, i jämförelse med lerhalten, betyder således mer för hygroskopiciteten än för  $w_{t150}$ -värdet. Jämför sid 31.

För att få en uppfattning om det här undersökningsmaterialets representativitet kan ekvation (7) också jämföras med de ekvationer som ställts upp av Kritz (1983) för matjord och av Wiklert (1964) för alvjordar. För att göra ekvationerna jämförbara sätts glödningsförlusten respektive mullhalten till 0 i de ekvationer som är avsedda för matjord, dvs dels den som tagits fram i denna undersökning, ekvation (7), och dels Kritz's ekvation.

A. Ekvation (7):	$w_{t150} = - 0,55 + 0,34 L + 0,63 Glf$	$R^2 = 0,966$
	$w_{t150} = - 0,55 + 0,34 L$	121 observationer
B. Wiklert:	$w_{t150} = 1,5 + 0,32 L$	$R^2 =$ ej bestämd
		750 observationer
C. Kritz:	$w_{t150} = 2,0 + 0,27 L + 0,65 Glf$	$R^2 = 0,848$
	$w_{t150} = 2,0 + 0,27 L$	282 observationer

De linjer som representeras av ekvationerna har också lagts in i ett diagram, figur 9 sid 35.

Av figuren framgår att alla tre linjerna ligger ganska nära varandra, men att lutningen och skärningspunkten med y-axeln varierar något. Linjerna A och B visar god överensstämmelse. De har ungefär samma lutning och konvergerar något, men kommer inte att skära varandra hur höga lerhalter det än blir fråga om. Linjerna A och C skär varandra redan vid låga lerhalter för att sedan divergera. Det undersökningsmaterial som ligger till grund för ekvation C har medianvärden för ler och mullhalt som överensstämmer mycket väl med de medianvärden som provsamlingen i denna undersökning har (ekvation A). Det är därför inte troligt att någon större skillnad i representativitet föreligger mellan de båda undersökningarna och det är därför svårt att finna någon direkt förklaring till skillnaderna. Allmänt kan dock sägas att linjerna ligger nära varandra och i samma område. Förekommande små skillnader i lutningskoefficient och skärningspunkt med y-axeln får förklaras av att underlaget för ekvationerna trots allt är begränsat.



Figur 9. Samband mellan  $w_{t150}$ -värde och lerhalt. En jämförelse mellan regressionssamband A, B och C ur tre olika undersökningar. Ekvation A erhålls ur ekvation (7) i denna undersökning. Ekvation B är hämtad från Wiklert, 1964 och ekvation C från Kritz, 1983.

Water content at the permanent wilting point related to clay content. A comparison between three regression lines A, B and C from three different investigations. Equation A is transformed from equation (7) in this investigation. Equation B is published in Wiklert, 1964 and equation C in Kritz, 1983.

#### Lerhalten som funktion av $w_{t150}$ -värde och glödgningsförlust

Sambandet mellan lerhalt och  $w_{t150}$ -värde har behandlats enligt samma mönster som sambandet mellan lerhalt och hygroskopicitet.

Lerhalten har satts som beroende variabel och  $w_{t150}$ -värdet samt glödgningsförlust som förklarande variabler. Ekvationen blir:

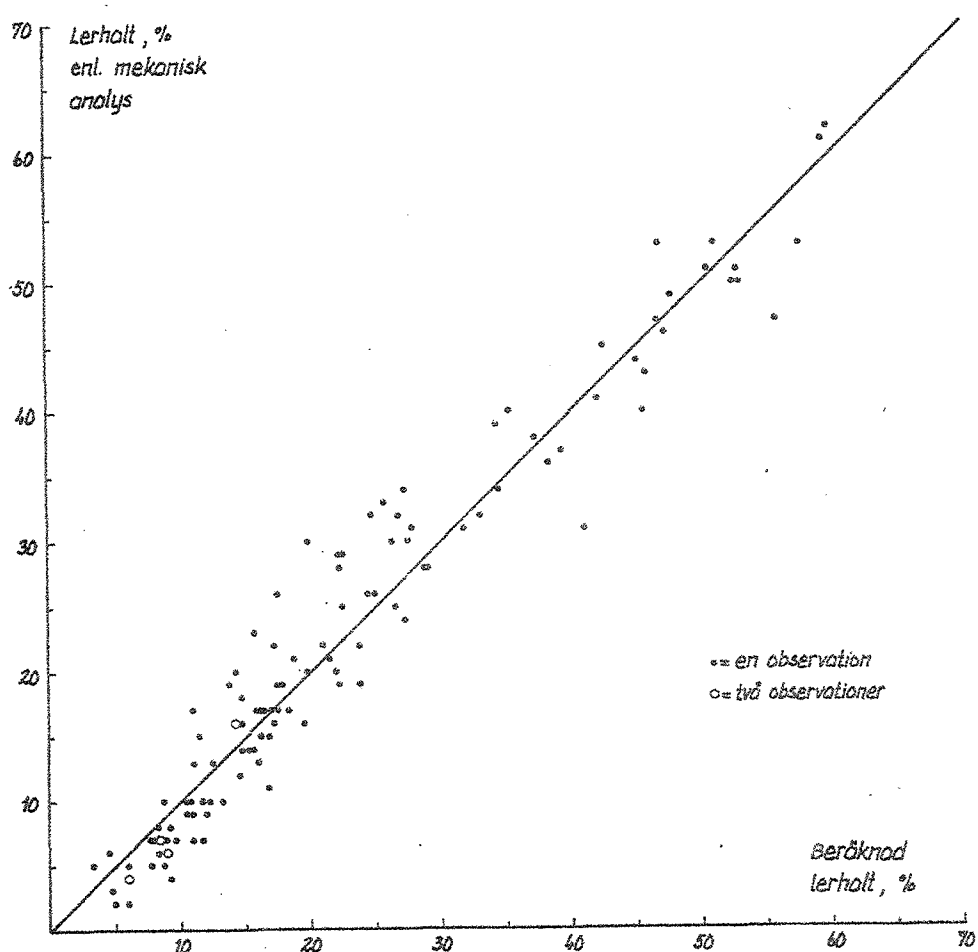
$$L = 2,5006 + 2,7969 w_{t150} - 1,6961 Glf \quad R^2 = 0,945 \quad (8)$$

$R^2$  är här betydligt högre än vad den är för motsvarande samband, när hygroskopiciteten används som förklarande variabel istället för  $w_{t150}$ -värdet.  $R^2$  är här 0,945 mot 0,849 i det tidigare sambandet.



Determinationskoefficienten är som tidigare sagts inte något mått på hur bra lerhalten kan beräknas, utan den kan endast användas vid jämförelse av olika samband.  $R^2$ -värdet visar att förklaringen av variationen är betydligt bättre i detta samband (8) än i samband (4). Vattenhalten vid det vattenavförande trycket 150 m v.p.,  $w_{t150}$ -värdet, och glödgningsförlusten förklarar alltså en större del av lerhaltens variation än vad hygroskopiciteten och glödgningsförlusten gör.

Lerhalterna har i enlighet med tidigare förfarande beräknats enligt ekvationen (8) och jämförts med de lerhalter som bestämts med mekanisk analys. I figur 10 redovisas resultatet i diagramform med de beräknade lerhaltsvärdena avsatta mot de bestämda.



Figur 10. Lerhalt beräknad ur ekvation (8),

$L = 2,5006 + 2,7969 w_{t150} - 1,6961 G_{lf}$ , avsatt mot den lerhalt som bestämts med mekanisk analys för varje enskilt prov. 121 observationer, tabell 3.

Clay content estimated with equation (8) and compared with the clay content given by mechanical analysis for each sample. 121 observations, table 3.

Spridningen av observationerna skiljer sig från det mönster med ökande spridning vid högre lerhalter som kunde iakttas då lerhalterna beräknats ur hygroskopiciteten. I detta fall ligger observationerna jämnt spridda längs hela linjen. Detta avspeglas också i residualvariansen för hela materialet som i detta fall är 12,2, vilket kan jämföras med det tidigare 33,5. Tendensen till stora avvikelser vid höga mullhalter är här mindre markerad än tidigare, men den är ändå tydlig.

Inte heller i detta fall ger Durbin-Watson's test någon anledning att befara att någon betydande autokorrelation föreligger. Det förefaller alltså som om den modell där lerhalten beräknas ur  $w_{t150}$ -värdet skulle ge något bättre resultat än den modell där lerhalten beräknas ur hygroskopiciteten.

### Mullhaltsberäkning

Genom att bestämma både ler- och mullhalt för en jord får man en god uppfattning om jordens brukningsegenskaper. Den vanligaste metoden för mullhaltsbestämning är glödning, och därefter en korrektion av glödgningsförlusten med hänsyn till lerhalten.

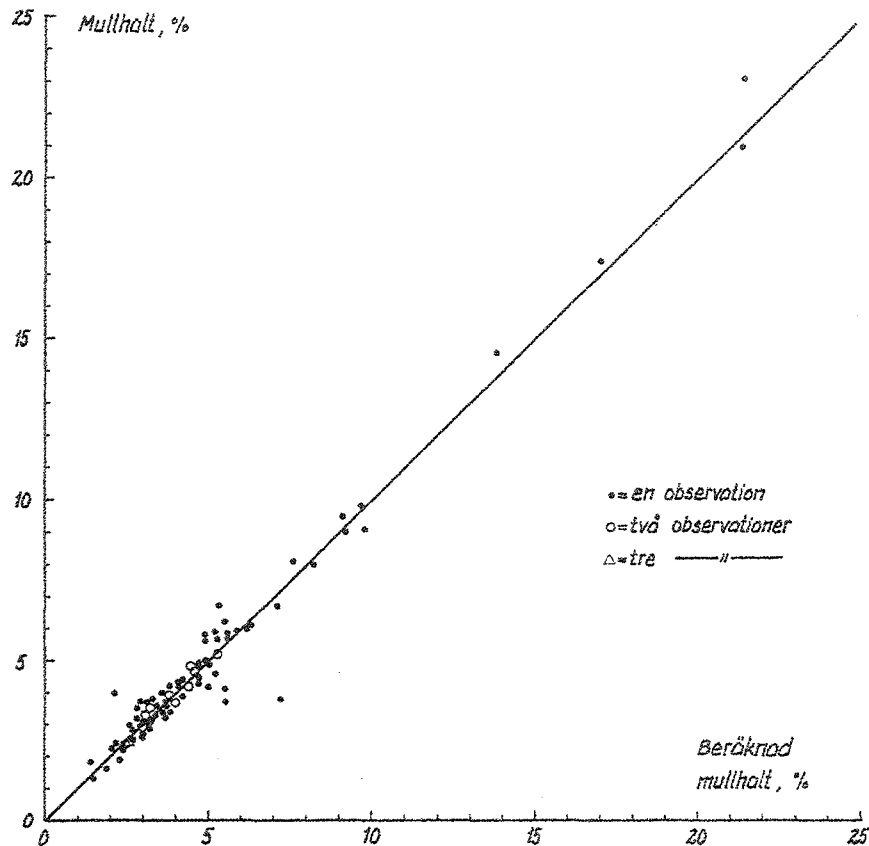
Ekvationer har därför beräknats som, med hänsyn tagen till vattenhaltsdata, räknar om glödgningsförlust till mullhalt. Mullhalten, bestämd som organiskt kol, står då som förklarad variabel och glödgningsförlust samt  $w_{t150}$  respektive hygroskopicitetsvärden används som förklarande variabel. Ekvationerna blir:

$$M = -0,1186 + 0,9109 G1f - 0,0917 w_{t150} \quad R^2 = 0,979 \quad (9)$$

$$M = -0,0410 + 0,9442 G1f - 0,6448 H \quad R^2 = 0,978 \quad (10)$$

Mullhalten är naturligtvis till allra största delen beroende av glödgningsförlusten, men det visade sig att  $w_{t150}$ -värdet respektive hygroskopiciteten trots allt höjde determinationskoefficienten något om de togs med vid beräkningen av mullhalten.

Residualvariansen är 0,3 för båda ekvationerna, vilket är mycket litet. Residualen är större än en enhet i bara 5 eller 6 av observationerna. I figur 11 visas den enligt ekvationen (9) beräknade mullhalten avsatt mot den bestämda.



Figur 11. Mullhalt beräknad ur ekvation (9),

$M = -0,1186 + 0,9109 \text{ Glf} - 0,0917 w_{t150}$ , avsatt mot den som organiskt kol bestämda mullhalten för varje enskilt prov. 121 observationer, tabell 3.

Content of organic matter estimated with equation (9) and compared with the organic matter content given by determination of organic carbon for each sample. 121 observations, table 3.

### UTVÄRDERING

#### Test av sambandet (8) på ett oberoende material.

För att se hur väl lerhalten kan beräknas på slumpmässigt utvalda jordar, gjordes en jämförande granskning mellan de lerhalter som beräknats enligt ekvation (8),  $L = 2,5006 + 2,7969 w_{t150} - 1,6961 \text{ Glf}$ , och de lerhalter som bestämts genom mekanisk analys för ett oberoende material.

Analysdata från 45 stycken slumpmässigt utvalda jordar ingående i Göran Kritz' (1976) såbäddsundersökning användes som testmaterial. Kornstorleksanalysen är på dessa jordar utförd enligt samma metod som för den tidigare använda provsamlingen. Ursprungsområde och kornstorleksfördelning redovisas i tabell 4 sid 53.

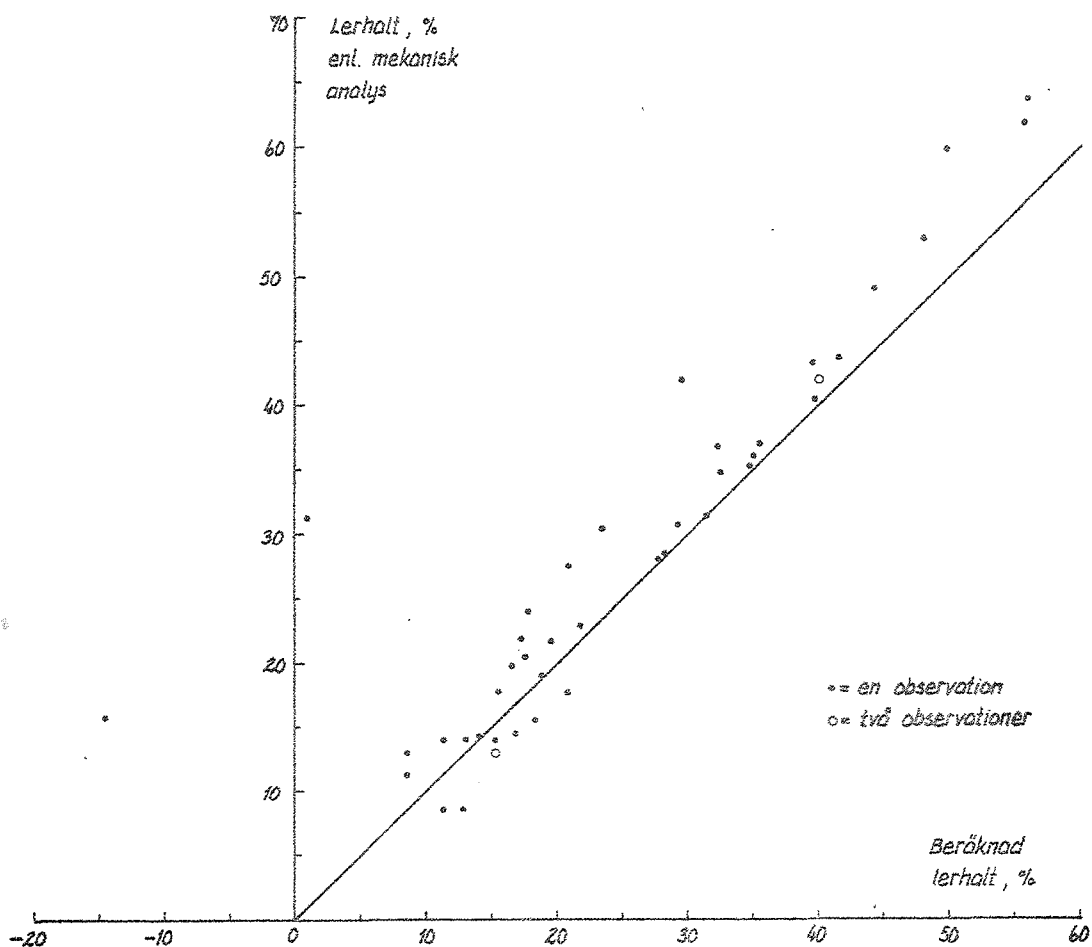
Medianvärdet på lerhalten för detta material är avsevärt mycket högre än för det tidigare använda materialet, 27,6 % mot tidigare 19 %. Medianvärdet för glödgningsförlusten ligger på 5,3 % vilket är i samma storleksordning som för det tidigare materialet.

Den bestämda lerhalten har avsatts mot den beräknade i ett diagram, figur 12.

De flesta punkterna ligger relativt nära linjen, men det finns en tendens till att de beräknade lerhaltsvärdena genomgående är för låga. Tre punkter avviker dessutom mycket starkt i sina beräknade lerhalter. De är:

Prov nr	Lerhalt	Mullhalt	Residual
228	31,2	28,6	30,2
230	42,1	13,2	12,5
243	15,7	25,7	30,2

De har samtliga höga mullhalter, och de två proverna med de största residualerna har en mullhalt som är antingen ungefär lika med lerhalten eller också överstiger lerhalten. I dessa fall fungerar ekvationen inte alls för lerhaltsberäkning, beroende på att den är framtagen på ett material där samtliga (utom ett) prover har lerhalter som överstiger mullhalten med god marginal. Detta är således en dold förutsättning för att ekvationen ska kunna användas.



Figur 12. Test av ekvation (8) på ett oberoende material.

Lerhalterna har beräknats ur ekvation (8),

$L = 2,5006 + 2,7969 w_{t150} - 1,6961 G_{lf}$ , och därefter avsatts mot de lerhalter som bestämts med mekanisk analys. 45 observationer, tabell 4.

Test of equation (8) on independent samples, not used in the calculation of the equation. Clay contents estimated with equation (8) and compared with the clay contents given by mechanical analysis. 45 observations, table 4.

#### Försök till förbättring av lerhaltsberäkningen

I avsikt att ytterligare förbättra lerhaltsberäkningen har användningsområdet begränsats till att omfatta endast mineraljordar med en glödgningsförlust mindre än 15 %, vilket ungefär motsvarar klassifikationsgränsen mullrik till mycket mullrik. Samtliga prover med en glödgningsförlust

större än 15 % har uteslutits ur materialet vilket innebär att 116 prover återstår, se tabell 3. Ett nytt samband har sedan beräknats på detta material:

$$L = 1,2031 + 2,8118 w_{t150} - 1,4863 G1f \quad R^2 = 0,955 \quad (11)$$

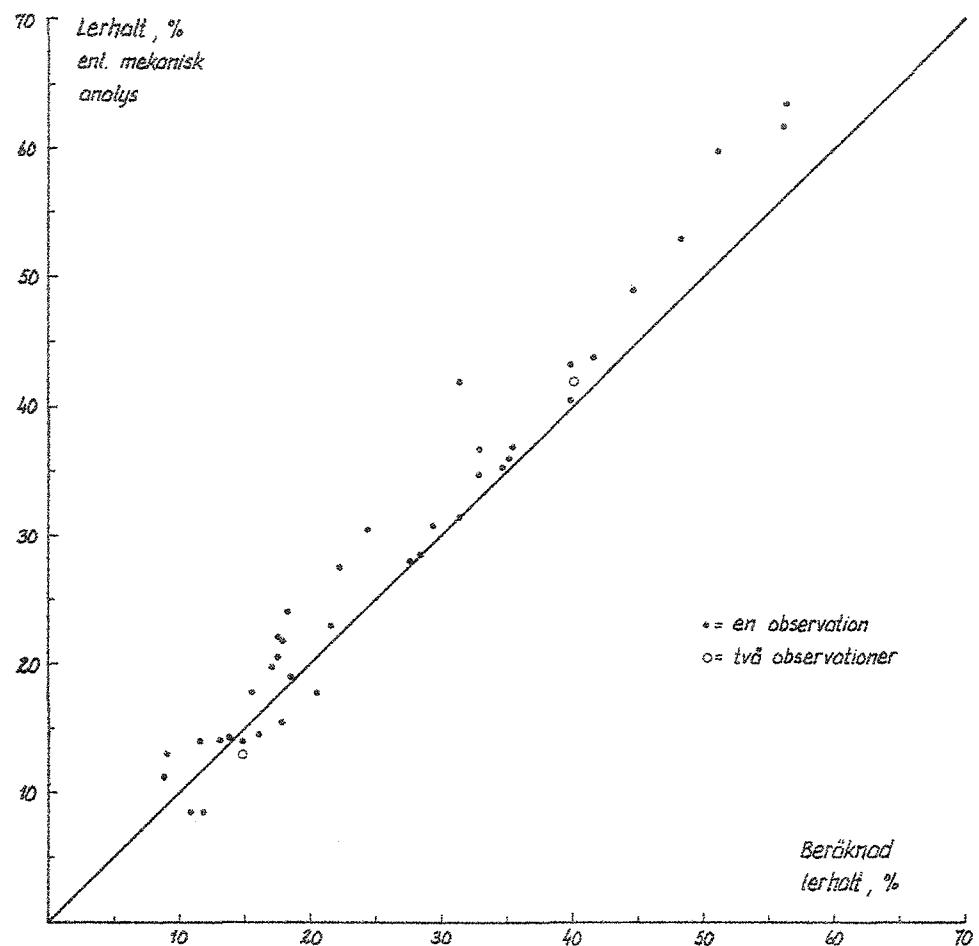
Förändringarna jämfört med ekvation (8) är dock relativt små. Koefficienten för  $w_{t150}$  har ökat något och koefficienten för glödgningsförlusten har minskat något, vilket verkar rimligt. Interceptet har halverats. Determinationskoefficienten har ökat från 0,945 till 0,955. Residualvariansen har minskat från 12,2 till 9,9. Ekvationen verkar alltså något bättre än ekvation (8).

Ekvation (11) har också testats på samma oberoende provsamling, tabell 4, som ekvation (8). Prover med en glödgningsförlust större än 15 % har uteslutits också ur denna provsamling (2 stycken). De beräknade lerhaltsvärdena finns avsatta mot de bestämda i diagrammet, figur 13. De största avvikelserna har nu försvunnit men observationerna är ändå ganska spridda runt linjen. Det verkar dessutom som om ett övervägande antal observationer nu ligger något över linjen, vilket innebär att de beräknade lerhalterna oftast är lite för låga. Förklaringen till detta är antagligen den att ekvation (11) är beräknad på ett material där lerhalten i genomsnitt är lägre än de genomgående mycket höga lerhalter som finns representerade i testmaterialet. Troligen är dock den lerhaltsnivå som den ursprungliga provsamlingen (om 123 prover) ligger på, mer normal för ett genomsnitt av svenska jordar (se t ex Kritz, 1983).

För att försöka förbättra underlaget för lerhaltsberäkning ytterligare har det ursprungliga undersökningsmaterialet slagits samman med testmaterialet. Alla observationer med en glödgningsförlust över 15 % har uteslutits. Detta gör tillsammans 159 observationer på vilka ett nytt samband beräknats. Detta blir:

$$L = -0,4282 + 2,8658 w_{t150} - 1,2027 G1f \quad R^2 = 0,957 \quad (12)$$

Interceptet sänks ganska markant och får negativt tecken. Detta beror antagligen på att vi nu får en överrepresentation av observationer med höga lerhalter. Koefficienten för  $w_{t150}$ -värdet ökar återigen något och koefficienten för glödgningsförlusten minskar ytterligare lite. Determinationskoefficienten ökar endast med 2 tusendelar, alltså helt obetydligt. Residualvariansen förändras inte utan stannar vid 9,9. Sambandet blir alltså inte speciellt mycket bättre på något av de mått som används vid jämförelsen. Den enda slutsats man kan dra av detta är att den ursprungliga

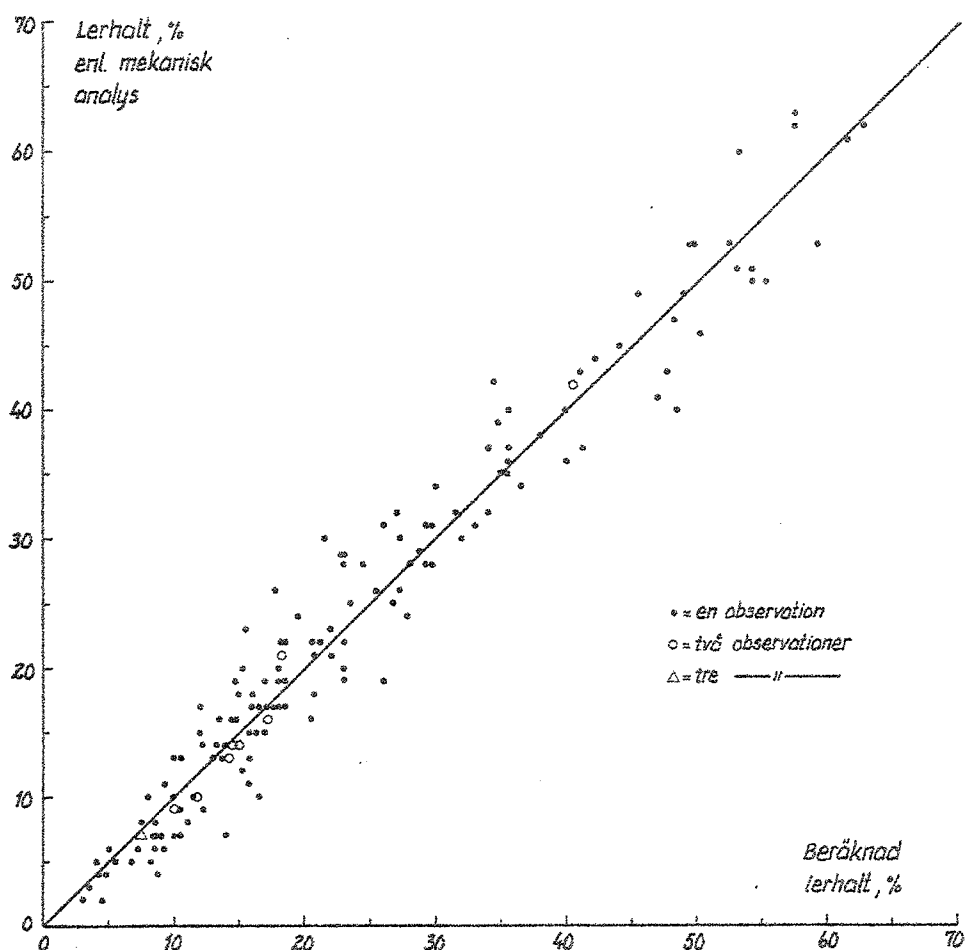


Figur 13. Test av ekvation (11),

$L = 1,2031 + 2,8118 w_{t150} - 1,4863 G_{lf}$ , på ett oberoende material. Denna ekvation gäller endast för jordar med en glödgningsförlust mindre än 15 %. Lerhaltarna har beräknats för 43 oberoende prover, tabell 4, enligt ekvation (11) och därefter avsatts mot den lerhalt som bestämts med mekanisk analys.

Test of equation (11) on samples not used in the calculation of the equation, table 4. This equation applies only to soils with a loss on ignition of less than 15 %. Clay contents estimated with equation (11) and compared with the clay contents given by mechanical analysis.

provsamlingen tydligen var ganska representativ för svenska åkerjordar. I diagrammet, figur 14, har de beräknade lerhaltsvärdena avsatts mot de bestämda.



Figur 14. Lerhalt beräknad ur ekvation (12),

$L = -0,4282 + 2,8658 w_{t150} - 1,2027 G_{lf}$ , avsatt mot den lerhalt som bestämts med mekanisk analys för varje prov. 159 observationer, tabell 3 och 4.

Clay content estimated with equation (12) and compared with the clay content given by mechanical analysis for each sample. 159 observations, tables 3 and 4.

Tendensen till systematiskt fel i de beräknade lerhalterna som erhöles i föregående fall, ekvation (11), har nu försvunnit. Det var alltså ett resultat av testmaterialets höga lerhalter. Punkterna ligger nu ganska väl samlade längs linjen.

En beräkning av prediktionsintervall för ett individuellt, slumpvis utvalt prov vars lerhalt bestäms enligt ekvation (12) har också gjorts.



Avsikten är att få ett mått på hur stor felmarginal man måste räkna med om ekvationen används för lerhaltsberäkning på slumpvis utvalda prover. Prediktionsintervallet har bestämts vid 95 % sannolikhet. Intervallets längd varierar mellan 12,4 och 13 enheter. Resultatet blir alltså, att när man med denna ekvation bestämmer lerhalten för ett slumpvis utvalt prov, så kommer man med 95 % sannolikhet att få ett fel i lerhalten som är mindre än  $\pm 6,5 \%$ .

Medelfelet för flera prover blir dock betydligt mindre. Om man antar att lerhaltsvärdena beräknas för 10 slumpvis utvalda prover så kommer medelfelet att vara omkring  $\pm 2,25$  enheter. Om antalet prov ökas till 100 kommer medelfelet i den beräknade lerhalten att vara ungefär 1,3 enheter, vilket är en effekt av att felen så småningom tar ut varandra om man har ett tillräckligt stort antal observationer.

### Diskussion

Resultatet av jämförelsen mellan sambandet ler- och hygroskopicitet (4) och sambandet ler- och  $w_{t150}$ -värdet (8) visar att det senare sambandet förklarar en betydligt större del av variablernas totala variation. Ett lerhaltsvärde som beräknats ur ekvation (8) med  $w_{t150}$ -värdet som grund kommer därför att i genomsnitt ligga betydligt närmare det lerhaltsvärde som bestämts enligt mekanisk analys, än vad ett lerhaltsvärde beräknat ur sambandet (4) kommer att göra.

Förklaringen till detta är antagligen det förhållandet att hygroskopiciteten är mycket starkt korrelerad till de kolloidala partiklarnas specifika yta. Hygroskopicitetsvärdet kommer därför att variera kraftigt beroende på de i ler- och humusfraktionerna ingående partiklarnas specifika yta. En jord vars lerfraktion består av enbart grovler kommer således att få ett hygroskopicitetsvärde som är mycket lägre än vad motsvarande jord skulle få, om samma mängd ler istället utgjordes av finler.

Vid den mekaniska analysen blir den bestämda lerhalten densamma i båda fallen, eftersom endast vikten av lerfraktionen bestäms. Följden av detta blir att den lerhalt som beräknats ur hygroskopicitetsvärdet kommer att variera mer i förhållande till de värden som bestäms enligt mekanisk analys.

Vissningsgränsen,  $w_{t150}$ -värdet, uppvisar inte samma starka beroende av den totala ytan av de kolloidala partiklarna som hygroskopiciteten. Förklaringen till detta ligger antagligen i att mycket större vattenmängder

är närvarande vid det relativt låga trycket av 150 m v.p.  $w_{t150}$ -värdet blir därför till största delen en funktion av den andel av porvolymen som utgörs av ultraporer, vilket i sin tur är en följd av det totala lerinnehållet.

Mullhalten är en annan faktor som inverkar på möjligheten att predicera lerhaltsvärdena. Som framgår av en jämförelse mellan ekvationerna (4) respektive (8) har glödningsförlusten ett betydligt större inflytande på det lerhaltsvärde som beräknas ur hygroskopicitetsvärdet än på det lerhaltsvärde som beräknas ur  $w_{t150}$ -värdet (jämför koefficienterna för glödningsförlusten i ekvation (4) respektive (8)).

För att få en uppfattning om hur bra lerhalten kan beräknas ur sambandet (8) testades det på ett oberoende material. Det visade sig då att den beräknade lerhalten avvek mycket från de bestämda lerhaltsvärdena framförallt i de fall då mullhalten är hög, och speciellt om mullhalten är av samma storleksordning som lerhalten eller överstiger denna. Förklaringen till detta ligger i att sambandet har tagits fram på ett material där lerhalten är väsentligt mycket högre än mullhalten. Detta är det vanligaste förhållandet beträffande mineraljordar och utgör alltså en dold förutsättning och begränsning för ekvationens användningsområde. Sambanden kan därför inte anses vara giltiga för material där mullhalten ligger i närheten av eller högre än lerhalten.

De prediktionsintervall som beräknats för ekvation (12) visar att man med 95 % sannolikhet får ett fel i den beräknade lerhalten som är mindre än 6,5 % för en enskild slumpvis utvald observation. Osäkerheten är alltså ganska stor. Felet i bestämningen kommer dock inte att ha så stor betydelse när det är fråga om höga lerhalter, men när lerhalten i den aktuella jorden är låg så blir en osäkerhet på  $\pm 6,5$  enheter mycket. Resultatet kan då visa mycket dålig överensstämmelse med verkligheten.

#### SAMMANFATTNING

Det har sedan länge funnits ett behov av en enkel metod för översiktlig jordartsbestämning, ett alternativ till den kostnadskrävande och ofta onödigt exakta mekaniska analysen. Av intresse är framförallt att få kännedom om den aktuella jordens innehåll av ler och mull, eftersom dessa fraktioner i betydligt större grad än övriga bestämmer en jords bruks-egenskaper.

I detta arbete undersöks de statistiska sambanden mellan två olika vattenhaltsdata och lerhalt. De vattenhaltsdata som studeras är hygroskopiciteten vid 50 % relativ fuktighet och vattenhalten vid vissningsgränsen, dvs vid ett vattenavförande tryck på 150 m v.p.

Avsikten är att undersöka om det är möjligt att ur vattenhaltsdata beräkna framförallt lerhalten med tillräcklig noggrannhet för jordartsbestämning.

Rapporten inleds med en litteraturstudie där de viktigaste faktorerna som påverkar hygroskopicitet och vissninggräns studeras. Därefter redogörs för den egna undersökningen och dess resultat.

I undersökningen har en jordartssamling om 123 stycken jordar använts som undersökningsmaterial. De representerar flertalet av Sveriges åkerjordsområden och har analyserats med avseende på textur (mekanisk analys), organiskt kol, glödgningsförlust, hygroskopicitet och vattenhalt vid vissningsgränsen. Resultaten av analyserna har därefter bearbetats statistiskt. Multipel linjär regressionsanalys har använts för att beräkna samband mellan de olika variablerna. De samband som studerats är:

1. Hygroskopicitetens beroende av lerhalt och glödgningsförlust, ekv. (3).
2.  $w_{t150}$ -värdets beroende av lerhalt och glödgningsförlust, ekv. (7).
3. Lerhaltens beroende av hygroskopicitet och glödgningsförlust, ekv. (4).
4. Lerhaltens beroende av  $w_{t150}$ -värdet och glödgningsförlust, ekv. (8).

Lerhalten har sedan beräknats för varje enskilt prov med hjälp av de framtagna ekvationerna. De beräknade lerhalterna har därefter jämförts med de värden som erhållits vid den mekaniska analysen. De olika sambanden har också jämförts med avseende på determinationskoefficient,  $R^2$ , och residualvarians. Resultaten av denna jämförelse visar att sambandet (8), där lerhalten beräknas ur vissninggränsen, ger bättre överensstämmelse mellan de beräknade lerhaltsvärdena och de lerhaltsvärden som erhållits vid mekanisk analys, än vad man kan uppnå genom att beräkna lerhalterna ur hygroskopicitetsvärdet ekvation (4). Ekvationen (8) lyder:

$$L = 2,5 + 2,8 w_{t150} - 1,7 Gf$$

Ekvation (8) har också testats på ett oberoende material. Det visar sig då att de beräknade lerhalterna ibland avviker avsevärt från de lerhalter som bestämts med mekanisk analys. Detta inträffar framförallt då mullhalten är hög och särskilt om mullhalten överstiger lerhalten. Orsakerna till detta diskuteras.

För att ytterligare förbättra lerhaltsberäkningen har ett samband på det samlade materialet från de två provsamlingarna beräknats, ekvation (12). Därvid har jordar med en glödgningsförlust större än 15 % uteslutits. Ekvation (12) grundar sig därigenom på 159 observationer.

$$L = -0,4 + 2,9 w_{t150} - 1,2 GI_f$$

För detta samband (12) har prediktionsintervall beräknats. Denna beräkning visar att man med 95 % sannolikhet kan förvänta sig att felet vid en lerhaltsberäkning för ett enskilt, slumpvis utvalt prov blir mindre än 6,5 enheter. Lerhaltsberäkning med ledning av vattenhaltsdata blir alltså ganska osäker, speciellt vid låga lerhalter.

Samband har också ställts upp för beräkning av mullhalten ur glödgningsförlusten. Mullhalten beräknad ur den organiska kolmängden står då som förklarad variabel.

#### SUMMARY

There has long been a need for a simple, objective method of soil texture classification as an alternative to the expensive and often needlessly accurate mechanical analysis. In this investigation the correlation between data on two different water retention parameters and clay content is examined. The water retention data used in this context are the moisture content at 50 % relative humidity and the water content at the permanent wilting point.

The intention is to investigate the possibility of estimating clay content with sufficient accuracy to enable soil texture to be classified from water retention data.

The first part of the report consists of a literature review, in which the most important factors affecting the hygroscopic water and the water content at the permanent wilting point are discussed. The second part contains an account of the investigation and of the statistical relationships obtained.

The investigation was carried out on 123 soil samples of different textural classes, representing the different types of arable land in Sweden. The soil samples were analysed in the following respects; soil texture (mechanical analysis), content of organic matter (determined as organic carbon), hygroscopic coefficient at 50 % relative humidity, loss on ignition and water content at the permanent wilting point. The results of

the analyses were then treated statistically. Multiple linear regression analyses were used to compute the statistical relationships between the different variables.

The relationships examined were:

1. The relationship between hygroscopic moisture, clay content and loss on ignition (Glf). Equation (3).
2. The relationship between water content at the permanent wilting point ( $w_{t150}$ ), clay content and loss on ignition. Equation (7).
3. Clay content as a function of hygroscopic moisture and loss on ignition. Equation (4).
4. Clay content as a function of  $w_{t150}$  and loss on ignition. Equation (8).

Clay contents for the 123 soil samples were then calculated with the equations obtained and compared with the clay contents given by mechanical analysis. The equations were compared with each other in respect of determination coefficient ( $R^2$ ) and the residual variance obtained. The outcome of this comparison shows that equation (8), where the clay content is calculated from  $w_{t150}$ , gives a better correlation between the calculated clay contents and the clay contents given by mechanical analysis than that given by equation (4), where the clay content is calculated from hygroscopic moisture content. Equation (8) is given below;

$$L = 2,5 + 2,8 w_{t150} - 1,7 \text{ Glf} \quad \text{Glf} = \text{loss on ignition}$$

In order to test the accuracy of the results, the clay contents for a collection of soil samples not used earlier in the investigation were calculated using equation (8). These values were then compared with the clay contents given by mechanical analyses. The results show that although most of the estimated clay contents roughly coincide with the clay contents determined by mechanical analysis, some of the contents calculated diverge widely from those determined. The divergence is most extreme for soil samples with a large content of organic matter and especially if the percentage of organic matter exceeds the clay content. The reasons for this are discussed.

In order to improve the calculation of clay contents some new equations were computed. One of these, equation (12), was obtained from 159 observations and restricted to apply only to mineral soils with a loss on ignition of less than 15 %. Equation (12) is given below:

$$L = -0,4 + 2,9 w_{t150} - 1,2 \text{ Glf}$$

To obtain an estimation of how well the clay content for an individual soil sample can be calculated with this equation, a prediction interval was computed. The prediction interval shows that the calculated clay content for an individual observation chosen at random, with 95 % probability will deviate less than 6,5 per cent from the value given by mechanical analysis. This error might be acceptable for soil samples with high clay content, but makes the estimation of clay content very unreliable at low levels.

Equations were also obtained, whereby the content of organic matter can be calculated with respect to water retention data.

Tabell 3. Analysdata för provsamlingen. Geografiskt ursprung, textur, mullhalt, glödningsförlust och hygroskopicitet efter Ståhlberg, 1980, 1982 och Svensson, 1982. Vissningsgräns enligt egna analyser. Viktprocent.

Data on investigated soil samples. Geographical origin, textural composition, organic matter content, loss on ignition, hygroscopic moisture content and water content at the permanent wilting point. Percentage by weight.

Prov nr	Ursprung län	Sand	Mo	Mjåla	Ler	Mull	Glf	Hygr	w <sub>t150</sub>
1	Uppsala	9	35	14	39	3,2	4,98	2,2	14,37
2		1	27	25	44	2,8	4,96	3,26	18,18
3		1	18	27	50	4,3	7,29	4,65	22,51
4		7	29	32	29	3,3	4,8	1,97	10,09
5		8	32	28	28	4,2	5,91	2,16	10,67
6	Örebro	4	60	20	14	2,2	3,52	1,19	6,70
7		34	39	15	9	2,6	4	1,15	5,25
8	Västmanland	4	17	27	49	3,2	5,6	2,77	19,56
9		1	18	29	46	6,0	9,15	3,69	21,55
11	Norrbottn	3	35	46	13	3,4	4,56	1,59	7,58
12		40	32	13	7	8,1	9,39	1,87	9,00
13		18	9	56	12	5,0	6,36	1,72	8,14
14		19	56	19	4	1,9	3	0,74	3,08
16	Stockholm	1	19	23	53	4,0	6,43	2,81	23,54
17		3	77	11	7	2,3	3,06	0,83	4,43
18		3	22	40	32	2,9	4,63	1,8	11,51
19		2	22	18	53	4,7	7,19	3,52	20,18
21	Malmöhus	25	40	16	16	3,3	4,29	1,29	7,01
22		28	36	15	16	4,6	6,83	1,96	10,18
23		19	41	16	21	3,2	5,17	2,08	9,97
24		33	41	9	14	2,7	4,09	1,53	6,86
25		22	47	13	15	3,3	4,77	1,41	7,84
26	Östergötland	10	9	33	43	4,8	7,26	2,59	19,90
27		3	30	21	40	6,1	9,18	4,05	20,94
28		16	29	15	34	5,9	7,47	2,99	15,98
29		17	74	4	4	1,3	2,05	0,52	2,46
30	Kalmar	18	62	12	6	2,5	3,24	0,82	4,04
31		21	55	12	8	3,6	3,67	0,88	4,63
32	Älvsborg	6	25	40	25	4,5	6,42	2,03	11,07
34		41	38	8	7	6,2	6,82	1,65	6,49
35	Halland	42	41	4	7	5,6	6,06	1,23	5,84
37		7	47	20	22	3,7	5,29	1,74	9,80
38		9	42	21	24	3,6	5,26	2,18	12,02
39		16	63	7	10	4,3	5,27	1,27	6,48
40	Värmland	13	38	27	18	3,9	5,07	1,44	7,47
41		6	22	46	23	2,9	4,35	1,38	7,38
42		1	78	14	4	3,3	4,1	0,94	4,90
43		8	65	14	10	3,3	4,21	1,09	5,40
44		13	46	20	16	4,4	5,51	1,37	7,59

Prov nr	Ursprung län	Sand	Mo	Mjåla	Ler	Mull	Glf	Hygr	w <sub>t150</sub>
45	Gbg & Bohus	7	30	22	37	4,2	7,34	2,78	17,63
46		13	42	21	22	2,2	3,46	1,49	9,67
47		4	31	26	30	9,1	12,55	3,27	16,59
48		3	37	24	32	3,8	5,86	2,35	14,49
49	Kalmar	20	52	9	16	3,4	4,91	1,61	8,22
50	Gävleborg	10	60	17	9	3,7	5,23	1,04	6,59
51		7	9	43	34	6,7	9,43	2,68	14,53
52		21	33	27	15	4,3	6,02	1,45	6,83
53		3	34	30	26	7,4	9,68	2,35	13,73
54		60	29	3	5	3,5	4,06	0,85	3,74
55	Gbg & Bohus	6	39	24	28	3,3	4,95	1,84	12,42
56		13	58	10	14	5,0	6,47	1,41	8,07
57		11	39	22	25	3,3	4,9	2,04	11,58
58		14	45	20	17	3,8	9,05	1,98	10,43
59		30	43	8	15	4,0	5,11	1,68	8,20
60	Västerbotten	1	39	41	10	9,5	11,17	2,08	10,59
61	Kronoberg	5	19	25	47	3,6	6,15	2,66	19,55
62	Värmland	11	29	24	31	5,2	7,32	2,11	13,44
63		4	31	38	22	4,9	6,59	1,69	9,28
64		3	32	32	29	4,2	5,9	1,91	10,63
65		3	81	12	2	1,6	2,48	0,62	2,79
66	Jämtland	20	29	23	19	9,0	11,66	2,82	14,12
67		11	28	38	17	5,3	6,88	1,75	9,34
68		22	27	23	20	8,0	10,39	2,31	12,50
70	Kopparberg	29	49	12	6	4,8	5,63	1,15	5,75
71		17	51	20	9	3,6	4,39	1,07	5,66
72		2	11	44	40	2,8	4,74	2,15	14,56
73		2	70	19	6	3,2	4,24	1,08	4,93
74		3	33	46	16	2,4	3,67	1,19	6,45
75	Västernorrland	14	33	32	17	4,1	6,84	1,54	7,22
76		7	20	37	30	5,9	7,66	1,95	10,85
77		4	33	43	17	3,3	4,57	1,47	7,80
78		7	28	41	19	5,2	6,78	1,7	8,14
79	Västmanland	2	20	22	51	4,9	7,51	3,46	21,77
80		22	56	9	10	3,1	3,93	0,95	4,62
82		37	28	14	19	2,4	3,83	1,45	7,71
83	Jönköping	40	38	10	7	4,8	5,58	1,4	5,53
84		24	21	21	30	4,2	6,18	2,42	12,28
85		23	60	7	7	3,1	3,96	1,07	4,40
87	Kronoberg	23	66	5	3	3,0	0,76	3,25	2,74
88		7	26	41	20	5,8	7,19	1,91	8,53
89		6	36	39	13	5,8	6,33	1,63	7,59
90		14	72	7	5	2,4	3,39	0,96	3,96
91		35	41	16	5	3,5	4,13	1,2	4,72



Prov nr	Ursprung län	Sand	Mo	Mjåla	Ler	Mull	Glf	Hygr	w <sub>t150</sub>
93	Skaraborg	4	77	6	6	6,7	6,45	1,08	4,63
95		4	24	31	38	3,3	5,06	2,51	15,49
96		7	55	25	11	2,4	3,31	1,2	7,07
97		18	48	11	17	5,7	7,25	2,05	9,22
98		53	25	8	10	3,7	3,9	1,16	5,81
99		14	75	2	5	3,7	6,58	1,07	4,30
100		5	10	20	61	3,9	7,23	4,09	24,65
101		18	19	33	26	3,9	5,19	1,75	8,54
102		2	13	28	53	3,9	6,27	3,3	21,10
103	Kopparberg	3	18	61	13	4,7	5,98	1,55	7,22
104	Västerbotten	4	71	15	7	2,8	4,02	1,26	5,49
105	Malmöhus	28	32	10	26	3,7	5,35	2,26	11,31
106		23	40	14	21	2,5	3,95	1,73	8,19
107		22	32	14	28	3,8	5,8	2,69	12,96
108		23	45	13	17	2,4	3,75	1,95	7,94
109		36	38	10	13	2,6	3,55	1,29	5,16
111	Kristianstad	35	40	14	7	4,2	4,83	1,2	4,82
112		12	21	27	36	4,2	6,64	2,84	16,80
113		1	70	13	10	5,7	6,66	1,48	7,05
114		53	29	6	8	3,7	3,94	0,95	4,46
115		18	41	18	19	4,0	3,41	1,77	9,63
116		26	42	14	14	3,0	4,33	1,37	7,24
117		56	37	3	2	1,8	1,91	0,37	2,04
118		15	59	17	7	2,2	3,2	1,13	4,14
119	Halland	19	48	13	17	2,9	4,2	1,43	7,53
120		15	26	23	31	4,7	6,6	2,35	14,42
121		29	37	11	19	4,2	5,54	1,43	8,77
122		4	14	30	31	21	26,54	5,74	29,86
123	Gotland	29	33	14	21	3,2	4,17	1,88	9,11
124		3	13	5	6	24	18,92	4,14	32,50
126	Östergötland	12	21	18	45	3,7	6,4	3,51	18,20
127		4	12	29	51	3,8	5,96	2,96	21,55
128		1	12	20	62	5,2	8,41	3,71	25,61
129		3	28	16	50	3,4	6,48	3,53	21,83
130	Halland	19	48	13	17	2,9	9,13	3,17	19,10
131	Okänd	0	6	40	41	9,8	13,0	3,62	22,04
132		2	15	31	32	17,4	20,9	3,91	20,59
133		1	9	31	33	23,1	26,13	5,06	24,14
134		1	14	31	20	27,9	34,25	6,18	27,79
135		6	6	24	47	14,6	18,30	4,97	30,10

Tabell 4. Analysdata för jordarna i testmaterialet. Geografiskt ursprung, textur, glödgningsförlust och vissningsgräns efter Kritz, 1983. Viktprocent.

Date on the independent soil samples used for the evaluation of the equations. Geographical origin, textural composition, loss on ignition and water content at the permanent wilting point. Percentage by weight.

Prov nr	Ursprung län	Sand	Mo	Mjåla	Ler	Glöf	W <sub>t150</sub>
201	Uppland	1	33	27	35	4,0	14,0
202		3	12	35	43	6,9	17,4
203		1	30	23	42	4,6	16,2
204	Skåne	38	36	11	13	3,2	6,5
205		33	38	11	15	3,2	7,0
206		34	39	11	13	3,2	6,5
207		31	40	12	14	3,7	6,8
208		37	30	13	14	5,0	7,1
209		47	35	8	8	2,1	4,9
210		29	35	14	19	4,2	8,4
211		26	37	13	18	5,9	8,2
212		43	38	7	9	2,9	4,9
213		21	35	16	23	4,8	9,8
214	Uppland	3	33	23	37	4,1	14,3
215		3	19	33	40	4,4	16,0
216		3	15	23	53	6,1	20,0
217		5	17	29	44	5,2	17,1
218		4	23	32	36	4,9	14,6
219		2	25	26	42	4,8	16,3
220		3	33	28	32	4,2	12,9
221		1	31	24	37	7,0	14,9
222		22	41	18	16	3,1	7,5
223		9	32	26	29	4,9	12,2
224		3	27	15	49	5,5	18,3
225	Östergötland	1	10	21	62	6,0	22,7
226		1	11	18	63	6,3	22,9
227		2	9	20	60	9,7	22,8
228		1	12	27	31	28,6	16,8
229	Västmanland	4	27	36	28	5,3	12,2
230		0	17	27	42	13,2	17,7
231		1	31	27	35	6,0	14,4
232		5	28	31	31	5,4	12,8
233	Gästrikland	4	46	17	24	8,2	10,4
234	Hälsingland	6	50	15	22	7,3	9,7
235		5	29	26	31	9,1	13,0
236		5	61	17	11	6,5	6,1
237		6	67	17	21	6,2	9,1
238	Uppland	2	30	45	18	4,8	9,4
239	Hälsingland	30	31	20	14	5,3	7,0
240		10	23	38	22	6,8	10,2
241		7	12	42	28	11,2	13,4
242		2	26	50	13	8,9	7,5
243		1	17	40	16	25,7	9,5
244		3	50	27	14	6,9	7,3
245		7	29	37	20	7,4	9,5

## APPENDIX 1

BESTÄMNING AV VATTENHALTEN VID 150 m v.p.Beskrivning av analysförfarandet

1. Provpreparering: Proven lufttorkas, mals och siktas genom 2 mm såll.
2. Provimmätning: Ungefär 20-30 gram jord förs över till en skål och rörs i denna ut med destillerat vatten till en ganska lös smet. Provet får sedan stå i ett dygn under lock för att kunna dra åt sig vatten och få en jämn vattenhalt. Under tiden läggs keramikplattan i vatten, om den inte är i kontinuerlig användning.
3. Keramikplattan placeras i tryckkammaren och ca 1 cm höga plastringar (en till varje prov) fördelas över ytan. Plattan fuktas med destillerat vatten.
4. Proven förs över i de märkta ringarna och en tyngd placeras över varje prov.
5. Tryckkammaren stängs och trycket skruvas upp till 150 m v.p. Proverna får sedan stå på detta vis så länge något vatten avgår från dem, vilket följs upp genom daglig avläsning på mätglas kopplat till tryckkammaren.
6. När inte något vatten avgått på några dagar avbryts bestämningen. Proverna tas ut, överförs i deglar och vägs.
7. Efter vägning placeras proverna i torkskåp i 105°C under ett dygn.
8. Proverna tas ut följande dag, får svalna och vägs sedan igen.
9. Beräkningar: Vattenhalten beräknas i viktprocent, dvs antal gram vatten som avgått under torkningen divideras med provets torra vikt. Vanligen räknas viktprocenten sedan om till volymprocent vatten, men då måste jordens skrymdensitet vara känd.

## APPENDIX 2

BESTÄMNING AV HYGROSKOPICITETEN VID 50 % RELATIV FUKTIGHETBeskrivning av analysförfarandet

Denna arbetsbeskrivning följer "Utkast till beskrivning" av Hans-Ivar Svensson 1982-08-18. De 118 proverna från SLL har behandlats enligt denna.

1. Provpreparering: Proven ska vara torkade vid högst ca 30°C, malda och siktade med 2 mm såll.

2. Provinmätning: 5-7 ml jord (Motsvarar ca 5-10 g mineraljord eller mindre mängd organogen jord) läggs i varje degel och utjämnas till ett 3-4 mm tjockt skikt. Deglarna ställs i 35-40°C i torkskåp i ca 2 timmar.

3. Hygroskopicitet: Proven får stå 3 dygn i hygroskopicitetsskåp vid en relativ fuktighet av 50<sub>+3</sub>%. Då proven ställs in kontrolleras vattentillgången i fuktighetsanordningen samt att det finns fasta kristaller i kolven med MgCl<sub>2</sub> · 6 H<sub>2</sub>O. Då proven tas ut läggs urglas på och proven vägs inom 30 minuter.

4. Torkning: Proven torkas i fläktskåp i 4 timmar vid 105°C ± 1°. När proverna tas ut läggs urglas på. Vägningen påbörjas när temperaturen sjunkit till ca 50°C och ska vara avslutad inom 20 minuter.

5. Glödning: Ugnen ska vid insättning ha en temperatur av högst 200°C och proverna får stå inne i 3 timmar efter det att ugnen uppnått 490°C. Vägning påbörjas då deglarnas temperatur sjunkit till 500° och ska vara avslutad inom 20 minuter.

6. Beräkning av hygroskopicitet och glödgningsförlust:

$$\text{Hygroskopicitet \%} = \frac{(\text{Vikt efter hygroskopicitet} - \text{Vikt efter torkning}) \cdot 100}{\text{Vikt efter torkning} - \text{Tara}}$$

$$\text{Glödgningsförlust \%} = \frac{(\text{Vikt efter torkning} - \text{Vikt efter glödning}) \cdot 100}{\text{Vikt efter torkning} - \text{Tara}}$$

7. Beräkning av ler- och mullhalt efter ekvationerna.

### APPENDIX 3

#### MEKANISK ANALYS ENLIGT PIPETTMETODEN

Analysförfarande vid avdelningen för hydroteknik, SLU.

#### Beskrivning av analysförfarandet

1. Provpreparering: Jorden lufttorkas, mals och siktas genom ett 2 mm såll. Analysen utförs på den del av jorden som passerar sikten, finjorden.
  2. Invägning av prov: 20,0 g av finjorden vägs in och överförs till 600 ml glasbägare.
  3. Oxidation av organisk substans: 50 ml 10 % väteperoxid tillsätts till jorden i bägaren. Bägaren placeras på ett vattenbad och kokas där tills den mörkbruna grumliga färgen försvunnit och vätskan blivit klar. Den kan dock fortfarande vara något färgad. Vid behov tillsätts ytterligare väteperoxid, då i form av 35 % vara.
  4. Dispergering: 50 ml 0,1 M lösning av  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$  tillsätts vilket motsvarar 1,331 g kristallvattenfri substans. Därefter överförs provet till en 1000 ml sedimentationscylinder (höjd ca 400 mm, diameter ca 64 mm). Destillerat vatten tillsätts till 1000 ml. Cylindern placeras därefter i skakapparaten över natten eller minst 8 timmar.
  5. Pipettprovtagningar: Sedimentationscylindrarna placeras på ett bord och rörs upp för hand. Volymen om 10 ml uttages sedan med följande intervall:
    - Efter 32 sekunder, då partiklar grövre än 0,06 mm har sedimenterat.  
Pipetten innehåller då finmo, mjäla och ler.
    - 4 min 58 s, då partiklar grövre än 0,02 mm har sedimenterat.  
Pipetten innehåller då mjäla och ler.
    - 53 min 20 s, då partiklar grövre än 0,006 mm har sedimenterat.  
Pipetten innehåller då finmjäla och ler.
    - 6 timmar, då partiklar grövre än 0,002 mm har sedimenterat.  
Pipetten innehåller endast ler.
- Provtagningsdjupet är 10 cm för de tre första provtagningarna och 7,5 cm för den sista.
- Pipettens innehåll förs över till en rostfri ståldegel efter varje provtagning.

6. Siktning: Innehållet i sedimentationscylindern förs över till en siktsats. Allt material spolats ur cylindern med hjälp av destillerat vatten. Siktsatsen består av två siktar med maskvidderna 0,2 respektive 0,06 mm. Vid siktningen spolats först 0,2 mm sikten med en fin stråle dest. vatten tills allt material finare än 0,2 mm passerat igenom. Därefter behandlas 0,06 mm sikten på samma sätt, tills endast grovmo återstår. Innehållet på de båda siktarna överförs därefter till varsin ståldegel, vilken då innehåller hela provets mängd av sand resp. grovmo.

7. Torkning: Ståldeglarna med de olika fraktionerna ställs i torkskåp i 105°C över natten.

8. Vägning: Deglarna med innehåll från pipettprovtagningarna vägs sedan de svalnat med en noggrannhet av  $\pm 1$  mg, och deglarna med innehåll från siktanalysen vägs med en noggrannhet av 0,01 g. Degelvikterna kompenseras med taravikter.

9. Siktning: Efter vägningen siktas sandfraktionen i mellansand och grovsand, dvs genom en 0,6 mm sikt, varefter grovsanden vägs och mellansandens vikt räknas ut som skillnaden mellan totalt sandinnehåll och grovsand.

10. Bestämning av glödgningsförlusten: En del av den torkade och siktade jorden tas ut och torkas i 105°C i 24 timmar. Därefter tas 10 g ut och förs över till en ståldegel som placeras i glödgningsugnen. Provet glödgas i 575°C  $\pm$  25°C i 1 timme och vägs efter avsvälning. Viktminskningen utgör glödgningsförlusten som uttrycks i viktprocent.

11. Uträkningar: Mängden av grov sand och mo i 20-gramsprovet erhålls direkt vid vägningen. För övriga fraktioner gäller att det vägda innehållet i deglarna utgör en hundradel av den totala mängden av fraktionen i provet. Först beräknas lerinnehållet enligt följande:

Vikten av degelns innehåll vid 4:e pipetteringen minskas med 1/100 av 1,331 g, vilket utgör degelns innehåll av  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ . Därefter multipliceras med 100 för att få totala mängden ler i provet, och efter detta så divideras med 20, (provets totala vikt) för att halten ler ska fås i viktprocent.

Övriga fraktioner beräknas som skillnaden mellan pipettprovtagning 3 och 4, 2 och 3, 1 och 2, multiplicerat med 100. Sedan divideras med provets invägda vikt enligt ovan för att få halterna i viktprocent. Procenttalen

för de olika kornstorleksfraktionerna läggs sedan ihop med den korrigerade glödgningsförlusten. Summan bör då bli 100, men eventuellt så fattas några procent. Om felet inte överstiger 5 %, fördelas det proportionellt på de olika fraktionerna. I annat fall måste analysen göras om.

Korrigerig av glödgningsförlusten: Ekström uppställde 1927 korrektionstal för glödgningsförlusten, som varierar med lerhalten enligt följande.

Sandartade jordar	0,4-1,2
Lättlera	1,4-2,2
Mellanlera	2,0-2,9
Styv lera - mycket styv lera	2,9-4,4
Mycket styv lera	3,9-5,3

Vid avdelningen för hydroteknik har sedan en funktion anpassats till ovanstående korrigeringsfaktorer, för att få korrigeringen bättre fördelad på lerhalten.

Ekvationen är: om lerhalten $\leq 20$ %	$K = 0,1 \cdot \text{lerhalten}$
om lerhalten $> 20$ %	$K = 1,0625 + 0,046875 \cdot \text{lerhalten}$

Vid en lerhalt på 15 % korrigeras således glödgningsförlusten med 1,5 vid 40 % med 2,94 och vid 60 % med 3,88.

## LITTERATUR

- Andersson, S. & Wiklert, P. 1960.  
Markfysikaliska undersökning i odlad jord XI: Studier av några markprofiler på Ultuna egendom. Grundförbättring 12, 1959, Uppsala.
- Andersson, S. & Wiklert, P. 1970.  
Markfysikaliska undersökningar i odlad jord XX: Studier av några markprofiler i Norrland. Grundförbättring 23, 1970: 1-2, sid 3-76, Uppsala.
- Andersson, S. & Wiklert, P. 1972.  
Markfysikaliska undersökningar i odlad jord XXIII: Om de vattenhållande egenskaperna hos svenska jordarter. Grundförbättring 25, 1972: 2-3, sid 53-143, Uppsala.
- Baver, L.D. 1956.  
Soil Physics, New York.
- Brady, N.C. 1974.  
The nature and properties of soils. 8th edition, New York.
- Briggs, L.J. & Schantz, H.L. 1912.  
The wilting coefficient for different plants and its indirect determination. US Dept. Agr. Bureau of Plant Industry Bulletin, 230.
- Egnér, H. och Nydahl, F. 1935.  
Jordartens betydelse vid bedömning av fosfatgödslingsbehov enligt laktametoden. NJF's kongress i Köpenhamn, sekt V Nr 1.
- Egnér, H., Köhler, G. & Nydahl, F. 1938.  
Die Laktatmethode zur Bestimmung leichtlöslicher Phosphorsäure in Ackerböden. Lantbrukshögskolans annaler, volym 6, 1938, sid 253-298.
- Ekström, G. 1927.  
Klassifikation av svenska åkerjordar. SGU, serie C, nr 345, Stockholm.
- Elonen, P. 1971.  
Particle-size analysis of soil. Acta Agraria Fennica, 122, Helsinki.
- Fries, N. 1973.  
Fysiologisk botanik, Biologi 3, Uppsala.
- Hall, D.G.M., Reev, M.J., Thomasson, A.J. & Wright, V.F. 1977.  
Water retention, porosity and density of field soils. Soil Survey, Technical Monograph No 9, Harpenden.
- Heinonen, R. 1954.  
Multakerroksen kosteussuhteista suomen maalajeissa. Agrogeologisia Julkaisuja N:a 62.
- Jennings, D.S., Thomas, M.D. & Gardner, W. 1922.  
A new method of mechanical analysis of soils. Soil Science 14, sid 485-499.
- Johansson, P.-O. 1979.  
Hygroskopicitet. Laborationskompendium i marklära. Inst för markvetenskap. Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala.
- Kritz, G. 1983.  
Såbäddar för vårstråsäd. Rapporter från jordbearbetningsavdelningen, Nr 65, Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala.
- Kritz, G. 1976.  
Såbäddens utformning på vårsådda fält III. Stickprovsundersökning 1969-72. Primärdata för 300 provplatser. Rapporter från Jordbearbetningsavd, Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala.



- Kälvesten, S. 1975.  
Orienterande jordartsbestämning, en metodikstudie. Provcentralen, Lantbrukshögskolan, Uppsala.
- Lindberg, E. 1974.  
Samband mellan hygroskopicitet och lerhalt. Effekter av humus. Examensarbete, Institutionen för markvetenskap, avd för marklära, Lantbrukshögskolan, Uppsala.
- Newman, A.C.D. 1983.  
Soil specific surface by water sorbtion. *Journal of Soil Science*, 34, sid 23-32.
- Nielsen, D.R. & Shaw, R.H. 1958.  
Estimation of the 15-atmosphere moisture percentage from hydrometer data. *Soil Science*, 86, Nr 2, sid 103-105.
- Nilsson, L.Y. 1978, 1979.  
Praktisk statistik del 1-3, Stockholm.
- Odén, S. 1957.  
Förslag till klassifikation av markens porer. *Kungl. Skogs- och Lantbruksakademiens tidskrift* årg 96, sid 297-313.
- Odén, S. 1975.  
An integral method for the determination of moisture retention curves by centrifugation. *Grundförbättring*, 27, 1975/76:4, sid 137-143.
- Persson, L. 1983.  
Metoder för bestämning av sambandet mellan vattenhalt och bindningsstryck vid bindningstryck större än 1,5 MPa. Seminarieuppsats. Avdelningen för hydroteknik, Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala.
- Petersen, G.W., Cunningham, R.L. and Matelski, R.P. 1968.  
Moisture characteristics of Pennsylvania Soils: I Moisture retention as related to texture. *Soil Science Society of America; Proceedings* 32:2, sid 271-275.
- Pidgeon, J.D. 1972.  
The measurement and prediction of available water capacity of ferallitic soils in Uganda. *Soil Science* 23:4, sid 431-441.
- Puri, A.N., Crowther, E.M. & Keen, B.A. 1925.  
The relation between the vapour pressure and water content of soils. *Journal of Agricultural Science*, 15, sid 68-88.
- Richards, L.A. 1947.  
Pressure-membrane apparatus, construction and use. *Agricultural Engineering*. St Joseph, Mich, 28, sid 451-454.
- Robinson, G.W. 1922.  
A new method for the mechanical analysis of soils and other dispersions. *Journal of Agricultural Science*, 12, sid 306-321.
- Rode, A.A. 1969.  
Theory of soil moisture, Jerusalem.
- Salter, P.J., Berry, G. & Williams, J.B. 1966.  
The influence of texture on the moisture characteristics of soils. III. Quantitative relationships between particle size, composition and available water capacity. *Soil Science* 17:1, sid 93-98.
- Salter, P.J. & Williams, J.B. 1969.  
The influence of texture on the moisture characteristics of soils. V. Relationships between particle-size composition and moisture contents at the upper and lower limits of available-water. *Soil Science* 20:1, sid 126-131.

- Schofield, R.K. 1935.  
The pF of the water in soil. Trans 3rd International Congress. Soil Science 2, sid 37-48.
- Ståhlberg, S. 1980.  
A new extraction method for estimation of plant available P, K & Mg. A trial application in Swedish cultivated soils Acta Agriculturae Scandinavica 30:1, sid 93-107.
- Ståhlberg, S. 1982.  
A fixation method for estimation of the P requirement of soils. A trial application in Swedish cultivated soils. Acta Agriculturae Scandinavica 32:1, sid 3-11.
- Svensson, H.I. 1982.  
PM angående bestämning av lerhalt och multhalt med hjälp av hygroskopicitet och glödningsförlust. Lantbrukskemiska Stationen, Kristianstad.
- Wiklander, L. 1976.  
Marklära. Lantbrukshögskolan, Uppsala.
- Wiklert, P. 1964.  
Studier av vissningsgränser. Grundförbättring 1964:1, sid 1-100.
- Wonnacott, T.H. and Wonnacott, R.J. 1977.  
Introductory statistics for business and economics. 2nd edition, New York.

Förteckning över utgivna häften i publikationsserien

SVERIGES LANTBRUKSUNIVERSITET, UPPSALA. INSTITUTIONEN FÖR MARKVETENSKAP.  
AVDELNINGEN FÖR LANTBRUKETS HYDROTEKNIK. RAPPORTER.

- 104 Andersson, S. & Wiklert, P. 1977. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del II. Norrbottens, Västerbottens, Västernorrlands och Jämtlands län. 98 s.
- 105 Andersson, S. & Wiklert, P. 1977. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del III. Gävleborgs, Kopparbergs och Värmlands län. 89 s.
- 106 Andersson, S. & Wiklert, P. 1977. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del IV. Älvsborgs och Göteborgs- och Bohus län. 72 s.
- 107 Jonsson, E. 1977. Bevattning med förorenat vatten. Hygieniska risker för människor och djur. En litteraturstudie. 30 s.
- 108 Berglund, G., Håkansson, A. & Eriksson, J. 1978. Om dikningsintensiteten vid dränering av åkerjord. Resultat av fältförsök med olika dikesavstånd. IX: Västernorrlands, Jämtlands, Västerbottens och Norrbottens län. 104 s.
- 109 Bjerketorp, A. & Klingspor, P. 1978 (1982). Inventering av avrinningen inom regioner med stor jordbruksbevattning. Faktaredovisning. 1: Kalmar län. 66 s. (109a. Korrigerat nytryck 1982. 66 s.).
- 110 Lundegrén, J. & Nilsson, S. 1978. Bevattningssamverkan. Förutsättningar och olika associationsformer. 27 s.
- 111 Berglund, G. m.fl. 1978. Resultat av 1977 års fältförsök avseende täckdikning, övrig grundförbättring och bevattning. 98 s.
- 112 Forsling, A. & Borgblad, M. 1978. Konflikten mellan jordbruket och naturvärden i markavvattningsfrågor. 58 s.
- 113 Linnér, H. 1978. Vatten- och kvävehushållningen vid bevattning av en sandjord. 16 s.
- 114 Ingvarsson, A. 1978. Bevattningsförsök inom trädgårdsområdet i Norden. Sammanfattning av försöksresultat publicerade t.o.m. 1977/78.
- 115 Ingvarsson, A. 1978. Bevattning i fältmässig trädgårdsodling - Teknik och ekonomi. 45 s.
- 116 Berglund, G. 1978. Frosthävningens inverkan på dräneringsledningar. 59 s.
- 117 Berglund, G. 1979. De odlade jordarna i Uppsala län, deras geografiska fördelning och fördelning på jordarter. 42 s.
- 118 Berglund, G. m.fl. 1979. Resultat av 1978 års fältförsök avseende täckdikning, övrig grundförbättring och bevattning. 98 s.
- 119 Valegård, A. & Persson, R. 1981. Optimering av större ledningssystem för bevattning. 49 s.
- 120 Berglund, G. m.fl. 1980. Resultat av 1979 års fältförsök avseende täckdikning, övrig grundförbättring och bevattning. 93 s.
- 121A Bjerketorp, A. 1982. Inventering av avrinningen inom regioner med stor jordbruksbevattning. 2A: Deskriptiv behandling av grunddata från Kristianstads län.
- 121B Bjerketorp, A. 1982. Inventering av avrinningen inom regioner med stor jordbruksbevattning. 2B: Resultat och slutsatser avseende Kristianstads län.

- 122 Berglund, G., Håkansson, A. & Eriksson, J. 1980. Om dikningsintensiteten vid dränering av åkerjord. Resultat av fältförsök med olika dikesavstånd. III. Jönköpings, Kronobergs, Kalmar och Gotlands län. 68 s.
- 123 Johansson, W. 1980. Bevattning och kvävegödsling till gräsvall. 83 s.
- 124 Heiwall, H. 1980. Underbevattning. Studier av grödans tillväxt och vattenförbrukning vid olika djup till grundvattenytan på en sandig grovmo. 17 s.
- 125 Berglund, K. 1982. Beskrivning av fem myrjordsprofiler från Gotland. 55 s.
- 126 Eriksson, J. 1982. Markpackning och rotmiljö. Packningsbenägenheten hos svenska åkerjordar. Förändringar i markens funktion orsakade av packning. 138 s.
- 127 Erpenbeck, J.M. 1982. Irrigation Scheduling. A review of techniques and adaptation of the USDA Irrigation Scheduling Computer Program for Swedish conditions. 135 s.
- 128 Berglund, K. & Björck, R. 1982. Om skördeskadorna i Värmlands län 1981. Linnér, H. 1982. Växtnäringsbevattning. Eriksson, J. 1982. A field method to check subsurface-drainage efficiency.
- 129 Karlsson, I. 1982. Soil moisture investigation and classification of seven soils in the Mbeya region, Tanzania. 56 s.
- 130 Wiklert, P.† , Andersson, S. & Weidow, B. Bearbetning och publicering: Karlsson, I. & Håkansson, A. 1983. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del V. Skaraborgs län. 130 s.
- 131 Wiklert, P.† , Andersson, S. & Weidow, B. Bearbetning och publicering: Karlsson, I. & Håkansson, A. 1983. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del VI. Örebro och Västmanlands län. 82 s.
- 132 Wiklert, P.† , Andersson, S. & Weidow, B. Bearbetning och publicering: Karlsson, I. & Håkansson, A. 1983. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del I. Ultuna, Uppsala län. 125 s.
- 133 Wiklert, P.† , Andersson, S. & Weidow, B. Bearbetning och publicering: Karlsson, I. & Håkansson, A. 1983. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del VII. Uppsala län. 140 s.
- 134 Wiklert, P.† , Andersson, S. & Weidow, B. Bearbetning och publicering: Karlsson, I. & Håkansson, A. 1983. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del VIII. Stockholms, Södermanlands och Östergötlands län. 122 s.
- 135 Wiklert, P.† , Andersson, S. & Weidow, B. Bearbetning och publicering: Karlsson, I. & Håkansson, A. 1983. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del IX. Hallands, Jönköpings, Kronobergs, Kalmar och Gotlands län. 104 s.
- 136 Wiklert, P.† , Andersson, S. & Weidow, B. Bearbetning och publicering: Karlsson, I. & Håkansson, A. 1983. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del X. Malmöhus och Kristianstads län. 116 s.
- 137 Wiklert, P.† , Andersson, S. & Weidow, B. Bearbetning och publicering: Karlsson, I. & Håkansson, A. 1983. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del XI. Kristianstads län. 110 s.

- 138 Berglund, G., Huhtasaari, C. & Ingevall, A. 1984. Dränering av jordar med rostproblem. 20 s.  
Ingevall, A. 1984. Dränering av tryckvatten. 10 s.
- 139 Persson, R. 1984. Vattenmagasin för bevactning. 57 s.
- 140 Ingevall, A. 1984. Beräkning av lerhalt från vattenhaltsdata. En jämförelse mellan hygroskopicitets- och vissningsgränsdata som underlag för översiktlig jordartsbestämning. 61 s.





I denna serie publiceras forsknings- och försöksresultat vid avdelningen för lantbrukets hydroteknik, Sveriges Lantbruksuniversitet. Tidigare nummer i serien redovisas längst bak i rapporten och kan i mån av tillgång anskaffas från avdelningen.

This series contains reports of research and field experiments from the Division of Agricultural Hydrotechnics, Department of Soil Sciences. Earlier issues are listed at the end of the report and can be ordered - if still in stock - from the Division of Agricultural Hydrotechnics.

---

DISTRIBUTION:

Sveriges Lantbruksuniversitet  
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik  
750 07 UPPSALA, Sweden

Tel. 018-17 11 65, 17 11 81

---