

Arne Stuanes.

JORDBUNNSLÆRE

Forelesninger ved Norges landbrukshøgskole, kurs JB 1,

av

J. L å g

ISBN 82-557-0040-4

Landbruksbokhandelen

Ås-NLH 1975

Innholdsfortegnelse

	Side
I. Innføring i faget.....	1
1. Innvirkning av jordbunnsforhold på befolkningsfordeling.....	1
2. Noen faguttrykk.....	4
3. Litt historikk.....	7
II. Oversikt over jordsammensetningen.....	10
1. Innledning.....	10
2. Mineralmaterialet.....	12
A. Den mekaniske sammensetningen.....	12
a. Kornstørrelsesskalaer.....	12
b. Bestemmelse av den mekaniske sammensetningen.....	14
B. Mineralundersøkelser i tilknytning til mekanisk analyse.....	18
C. Litt om egenskaper til materiale med forskjellig kornstørrelse.....	20
3. Det organiske jordmaterialet.....	22
III. Jordart- og jordsmonnklassifisering.....	25
1. Inndelingsgrunnlag for jordarter.....	25
2. Enkelte kjennetegn for viktige geologiske jordartsgrupper.....	27
3. Bestemmelse av det materialet jorda er dannet av..	31
4. Klassifisering etter den mekaniske sammensetningen	37
5. Prinsipper for jordsmonnklassifisering.....	41
6. Humusinnholdet i kulturjorda.....	42
IV. Noen viktige jordbunnskjemiske prosesser.....	44
1. Oversikt over jordkolloidene.....	44
A. Litt generell kolloidkjemi.....	44
B. Kolloidenes elektriske ladning.....	48
C. Dispergering og utfelling.....	51
D. Amfotere egenskaper.....	58

	Side
2. Noen begreper i tilknytning til ionebytte- prosesser.....	60
3. Kjemisk forvitring av mineralmateriale.....	62
A. Innledning.....	62
B. Oksydasjon.....	64
C. Oppløsning.....	66
D. Hydrolyse.....	68
V. Leirmaterialet.....	71
1. Leirpartiklenes størrelse.....	71
2. Leirmaterialets indre struktur.....	72
3. Undersøkellesmetoder for leirmineraler.....	74
4. Inndeling av mineralene i leirfraksjonen.....	76
5. Litt om kjemisk sammensetning av forvittrings- produkter dannet under vesensforskjellige klima- forhold.....	83
6. Kjemiske egenskaper til isoelektrisk utfelte kolloider.....	86
VI. Det organiske jordmaterialet.....	91
1. Oversikt.....	91
2. Tilføring av organisk materiale til jorda.....	92
3. Kjemisk sammensetning av planterestene.....	95
4. Næringsstoffmengder tilført jordoverflaten med planterestene.....	99
5. Noen hovedtrekk i omdannelsen av det organiske materialet.....	100
6. Kjemisk sammensetning av det noe omdannede orga- nisme materialet i jorda.....	104
7. Noen prinsipper for kjemisk undersøkelse av humus	107
8. Fordeling av forskjellige humusfraksjoner i profilet.....	110
9. Forskjellige humusformer.....	112
10. Innvirkning av humus på planteveksten.....	118
VII. Vannet i jorda.....	122
1. Innledning.....	122
2. Klassifisering av jordvannet.....	122
3. Fritt vann.....	125

	Side
4. Kapillært vann og kapillær vannbevegelse.....	128
5. Jordvannet og planteveksten.....	132
6. Tap av vann fra jorda.....	136
7. Noen merknader om den kjemiske sammensetningen av jordvannet.....	140
VIII. Jordlufta.....	143
1. Innholdet av luft i jorda.....	143
2. Sammensetningen av jordlufta.....	143
3. Luftveksling.....	145
4. Plantene og jordlufta.....	147
IX. Temperaturforholdene i jorda.....	148
1. Faktorer som påvirker jordtemperaturen.....	148
2. Daglig og årlig variasjon i jordtemperaturen.....	152
3. Teledannelsen.....	153
X. Konsistensen hos jorda.....	156
1. Faktorer som påvirker konsistensen.....	156
2. Gradering av konsistensen.....	157
XI. Jordstrukturen.....	160
1. Inndeling av strukturen.....	160
2. Dannelsen av aggregater.....	162
3. Prinsipper for undersøkelse av strukturen.....	165
XII. Plantenes forsyning av næringsstoffer fra jorda.....	167
1. Kort oversikt over faktorer som bestemmer størrel- sen av planteproduksjon.....	167
2. Mengdeforholdet mellom innhold av næringsstoffer i jorda og i plantene.....	168
3. Næringsstoffene i jorda.....	169
A. Nitrogen.....	169
B. Fosfor.....	170
C. Svovel.....	172
D. Kalium.....	172
E. Kalsium.....	173
F. Magnesium.....	174
G. Jern.....	175
H. Mikronæringsstoffer.....	175

	Side
4. Enkelte andre stoffer.....	176
5. Oversikt over absorpsjon av elektrolytter.....	177
6. Jordreaksjon, "basemetningsgrad" og kalktilstand..	180
7. Metoder for bestemmelse av tilgjengelig næring for plantene.....	186
8. Noen tall for tilføring av stoffer med nedbør og gjødsel og bortføring med sigevann.....	187
XIII. Jordsmonndannelse.....	189
1. Oversikt over de jordsmonndannende prosessene.....	189
2. De jordsmonndannende faktorene.....	192
A. Tidsrommet for jordsmonndannelsen.....	193
B. Klimaet.....	195
C. Mineralmaterialet.....	198
D. De levende organismene.....	200
E. Topografien.....	202
F. Samspillet mellom de jordsmonndannende faktorene.....	204
G. Kvantitative uttrykk for virkningen av jords- monndannende faktorer.....	204
H. Innvirkning av menneskelig virksomhet på jordsmonndannelsen.....	206
XIV. Oversikt over viktige hovedgrupper av jordsmonn.....	207
1. Verdensomfattende klassifiseringssystemer.....	207
2. Kort beskrivelse av viktige hovedgrupper av jordsmonn.....	209
A. Tundrajordsmonn.....	209
B. Podsol og brunjord.....	210
C. Svartjord (Chernozem).....	210
D. Mørkfarget jordsmonn i stiv leire med mont- morillonitt i varmt klima (Vertisols).....	211
E. Kastan Jefarget jord og andre overgangsformer mot ørkenområder.....	212
F. Saltjord og alkalijord.....	213
G. Ørkenjord.....	213
H. Laterittisk jordsmonn.....	214
I. Noen viktige intrasonale og asonale jords- monngrupper.....	214

	Side
XV. Jordarter og jordsmonn i Norge.....	216
1. Kort oversikt over Norges jordarter.....	216
2. De viktigste jordsmonntypene i Norge.....	220
A. Innledning.....	220
B. Podsol- og sumpjordsmonn.....	221
a. Utseende og dannelselse av podsolprofiler....	221
b. Forskjellige undergrupper av podsol- profiler og overgang fra podsol til sumpjord.....	226
C. Brunjord.....	228
D. Jordsmonn med saltopphoping i overflaten.....	230
E. Profilutviklingen i leirjord.....	232
F. Rendsina, ranker og lithosol.....	234
G. Utbredelse av de forskjellige jordsmonn- gruppene.....	235
XVI. Relasjoner mellom jordbunnsforhold og muligheter for planteproduksjon i Norge.....	238
1. Noen arealoppgaver.....	238
2. Årsaker til ujevn fordeling av glacialdannete jordmasser.....	242
3. Eksempler på innvirkning av jordbunnsforhold på fordeling av treslag og bunnvegetasjonstyper.....	245
4. Noen tall for størrelse av planteproduksjon under forskjellige jordbunnsforhold.....	247
5. Jordvern.....	249
Trykkfeil	253
Stikkordregister	254

I. Innføring i faget

1. Innvirkning av jordbunnsforhold på befolkningsfordeling

Jordbunnsforholdene har på mange måter hatt betydning for menneskenes liv og virke. Historien til menneskeheten er i betydelig utstrekning preget av kamp mot sult. Mulighetene for matproduksjon er i sterk grad avhengige av jordbunnsfaktorer. Også på flere andre områder har jordbunnsforhold hatt sterk innflytelse på menneskelig virksomhet.

Eksempel på klare ~~avhengighets~~avhengighetsforhold er vist ved kart over jordbruksareal og befolkningsfordeling over indre deler av Østlandet (fig. 1 og 2). Kartene viser merkelig god overensstemmelse. Befolkningen er konsentrert i de geografiske områdene som har jordbruk. Beliggenheten av kulturlanda er i første rekke bestemt av klima og jordbunnsfaktorer. Over de sørlige og østlige delene av feltet som kartet omfatter, er ikke jorddyrking på noe sted umuliggjort av klimaet. Det er altså jordbunnsforholdene som har vært avgjørende.

De viktigste jordbunnsfaktorene som bestemmer mulighetene for oppdyrking, kan grupperes under følgende 4 punkter:

1. Jorda må ha tilstrekkelig dybde.
2. Stein- og blokkinnholdet må ikke være særlig stort.
3. Visse kvalitetskrav, medregnet krav til fuktighetsforhold, må være oppfylt.
4. Jordoverflaten må ikke være særlig bratt.

Jordbruksarealet i Norge utgjør bare ca. 3% av landarealet. I mange andre land har naturvilkårene ligget til rette for relativt større jordbruksareal og større befolknings tetthet. En stor del av befolkningen som nå bor innenfor områdene med jordbruksareal, er knyttet til andre næringer enn landbruk. Befolkningsfordelingen har sterk sammenheng med utbyggingen av kommunikasjonsnettene. De gamle ferdsselsårene var best utviklet i og mellom de tette folkesatte områdene.

Gjennom meget lange tidsrom var de fleste menneskene sysselsatt i landbruket. Så seint som i midten av forrige århundre hørte mer enn halvparten til primærnæringene.

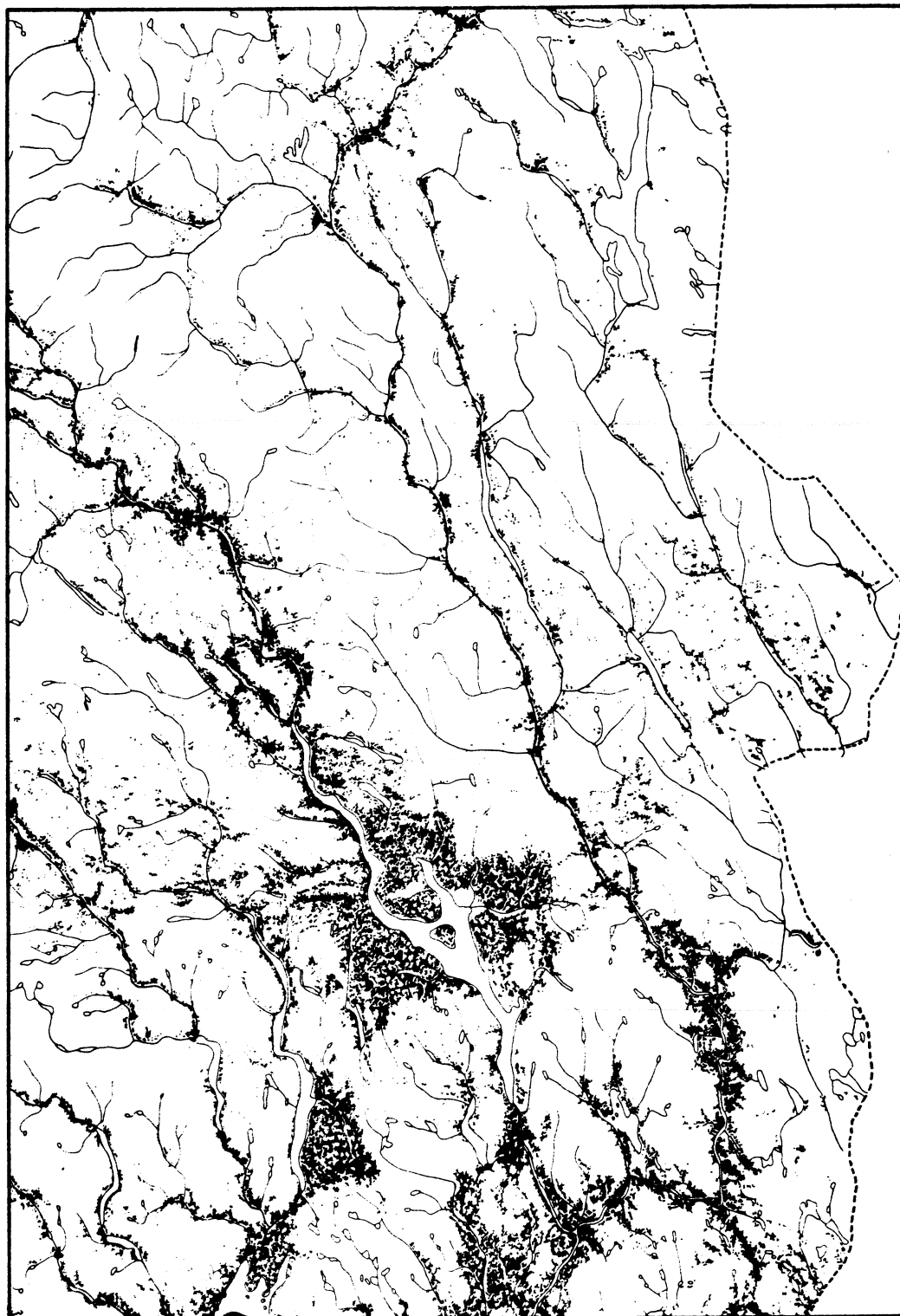


Fig. 1. Utbredelse av jordbruksareal over en del av Østlandet.
(Etter Låg og Vigerust 1971).

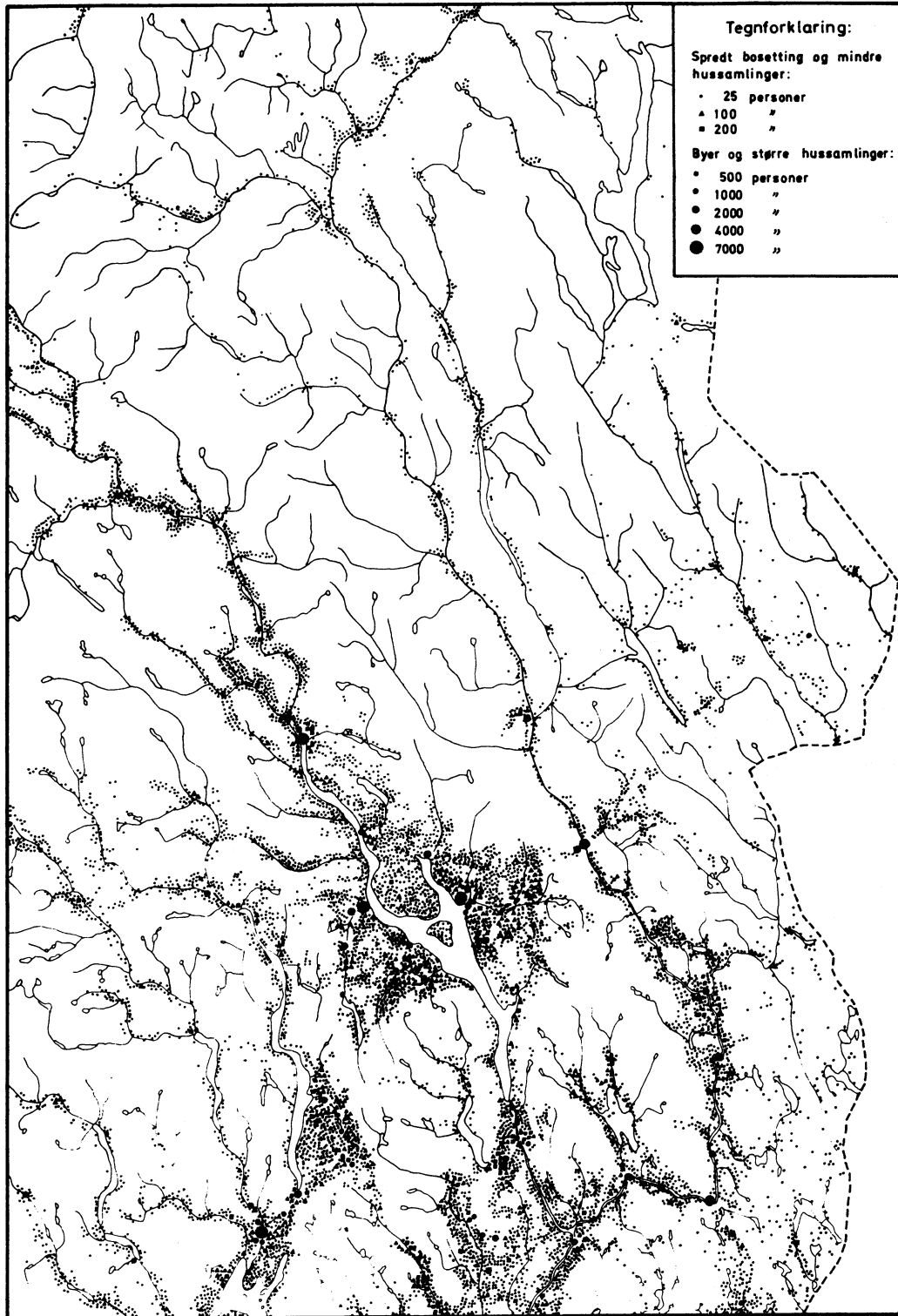


Fig. 2. Befolkningsfordeling over en del av Østlandet.
(Etter Statistisk Sentralbyrå 1955.)

Om næringslivet etter hvert endret seg sterkt, ble det i stor utstrekning fortsatt å utvide det opprinnelige samferdselsnett. Ny bebyggelse, uten direkte tilknytning til landbruk, er blitt plassert ved slike trafikkårer.

Selv i forholdsvis liten avstand fra tett folkesatte distrikter er det blitt liggende lite trafikkerte områder fordi de ikke i nevneverdig utstrekning har gitt grunnlag for jordbruk. Slike trakter har i seinere tid til dels tiltrukket seg særlig interesse. Behov for spesielle arealer i såvidt mulig naturtilstand vokser etter hvert som samfunnet blir sterkere industrialisert.

Nordmarka og vassfar-traktene kan nevnes som eksempel på slike avsidesliggende, forholdsvis lite berørte områder. På begge stedene er jorda dels så grunn og dels så stein- og blokkrik at dyrking stort sett har vært umulig. Bare noen småflekker med spesielle jordbunnsforhold har det vært prøvd å kultivere.

Som de to kartene viser, er det mange steder befolkingskonsentrasjoner i de gode jordbruksområdene. Ofte fortsetter bebyggelsen som ikke har noe direkte med landbruket å gjøre, å utvide seg på kulturjordarealene. På denne måten går verdifulle muligheter for matproduksjon tapt.

Offentlige myndigheter er etter hvert blitt sterkt opptatt av planlegging av arealbruk. Det blir ofte diskutert om disponeringene som foretas, er de mest fornuftige.

Det kan neppe være tvil om at jordsmonnet er nasjonens mest verdifulle materielle eiendom. Naturverdier av denne karakter bør forvaltes på en måte som framtidige generasjoner blir tjent med. Det skulle være rimelig å vente at personer med innflytelse over slik disponering har kunnskaper om Norges jordsmonn.

2. Noen faguttrykk

Som de fleste vitenskaper har jordbunns-læren spesiell fagterminologi. Endel av disse begrepene bør en gjøre seg kjent med tidlig i studiet. Uttrykket jord vil her bli brukt

som fellesbetegnelse for jordskorpas naturlige lausmasser. Begrepet omfatter både organisk og uorganisk fast materiale over berggrunnen, og dessuten medregnes jordvannet og jordlufta. Jord er altså etter dette et alminnelig emnebegrep som motsvarer det geologiske begrepet fast fjell. Betegnelsen jordart brukes i mer snever meining. Etter en eldre godt innarbeidd definisjon er en jordart en bestemt geologisk avleiring med laus struktur. Jordartsinndelingen skulle etter dette skje på grunnlag av den geologiske dannelsesmåten, og jordart skulle altså motsvare begrepet bergart i geologien. Men i noen tilfelle er det umulig å avgjøre den geologiske forhistorien for lausavleiringene. Det er bl.a. derfor blitt brukt en videre definisjon som sier at en jordart er jord med en bestemt mekanisk eller kjemisk sammensetning eller geologisk opphav. Navnet jordsmonn brukes om den delen av lausmaterialet som er påvirket av prosesser betinget av klimaet og de levende organismene. Undergrunnsjorda er den delen av lausavleiringene som ligger under jordsmonnet. Dybden av jordsmonnet varierer sterkt. Under norske forhold ligger den synlige grensa mellom jordsmonn og undergrunn ofte henimot 1 m under jordoverflaten, men i mange tilfelle har ikke lausmaterialet så stor tykkelse, og jordsmonnet kan da rekke like ned til fjelloverflaten. Med jordprofil meiner vi et loddrett snitt gjennom jordsmonnet, fra jordoverflaten ned i undergrunnen. Humus brukes som kollektivbetegnelse for alt dødt organisk materiale i jorda.

De definisjonene som er gjengitt her, er med små unntak de samme som er foreslått i Nordiske Jordbruksforskeres Forening. Noen av begrepene har også flere andre definisjoner, og vi skal seinere komme tilbake til enkelte av dem.

Begrepene jord, jordart og jordsmonn er demonstrert i fig 3. Enkelte andre uttrykk i figuren vil bli forklart seinere i forelesningsserien.

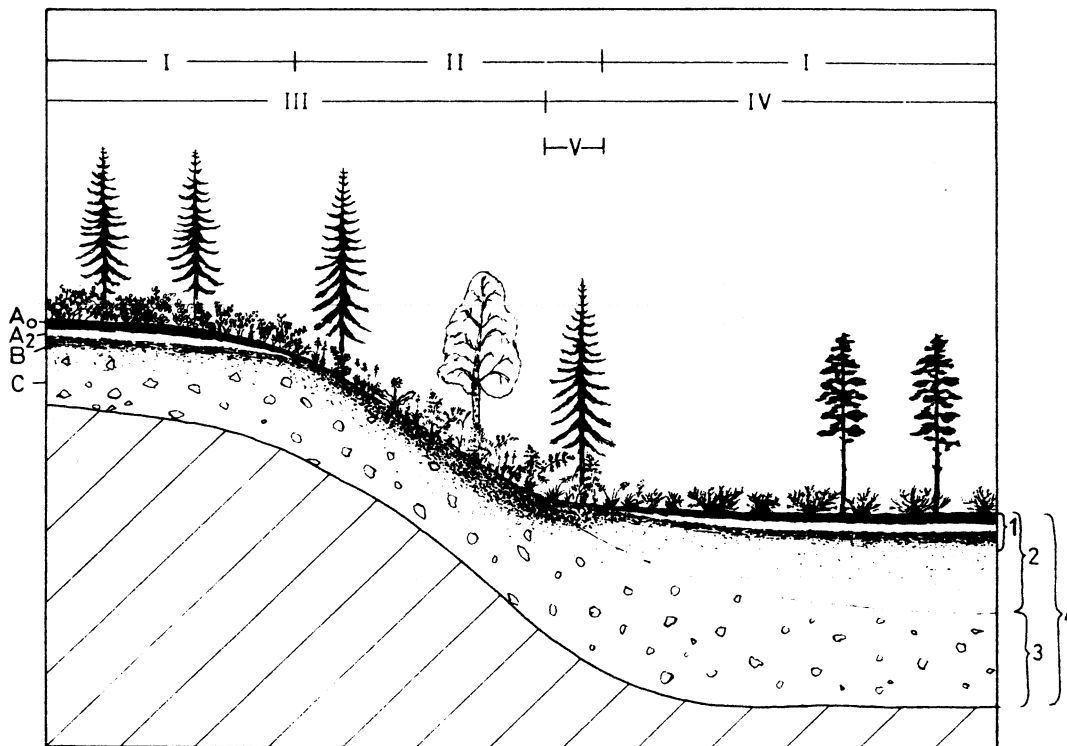


Fig. 3. Skjematisk framstilling som viser forskjellen mellom jord, jordart og jordsmonn.

A ₀	Råhumus	I	Jordsmonn med podsolprofil
A ₂	Bleikjord	II	Jordsmonn med brunjordprofil
B	Utfellingslag	III	I overflaten jordarten
C	Undergrunn		morenesand
1	Jordsmonn	IV	I overflaten jordarten
2	Jordarten elvesand		elvesand
3	Jordarten morenesand	V	Jordsmonnet (brunjord) er utvik-
4	Jord		let i to forskjellige jordarter

Uttrykt med få ord kan vi si at jordbunns læren er vitenskapen om jordsmonnet. I dette faget behandles de prosessene som foregår når det utvikles jordsmonn i de geologiske lausavleiringene, egenskapene til forskjellige slags jordsmonn og dessuten utbredelsen til de forskjellige jordsmonntypene. Fordi opphavsmaterialet spiller en meget viktig rolle for jordsmonndannende prosesser og for jordsmonnets egenskaper, er det nødvendig å ha godt kjennskap til de geologiske lausavleiringene.

I Norge brukes altså betegnelsen jordbunns­lære for dette faget. Til dels har også navnet jordlære vært anvendt. Uttrykket jordbunn er blitt brukt i en litt videre betydning enn jordsmonn. Jordbunnen er den delen av jordartene eller bergartene atmosfæren direkte berører og som gir eller kan gi feste for vegetasjon. I stedet for jordbunns­lære kunne betegnelsen jordsmonnlære ha vært brukt.

Et alminnelig brukt internasjonalt navn for faget er pedologi. Begrepet er avledet av det greske ordet pedon som er blitt brukt om jord. Ofte regnes bare læren om det naturlige jordsmonnet inn under pedologien, og dette faget kunne dermed betraktes som et reint naturfag. Uttrykket edafologi er også avledet av gresk. Dette navnet brukes om fagområdet som behandler forholdet mellom jordsmonnet og den høyere planteveksten.

I engelsktalende land brukes uttrykket soil science. Vi skal merke oss at soil science omfatter noe mer enn det vi her i Norge nå samler under begrepet jordbunns­lære. Hos oss skilles slike fagområder som arbeiding og gjødsling av kulturjorda ut fra jordbunns­læren, mens det meste av jordkulturen regnes med til soil science. På tysk nyttes navnet Bodenkunde eller Bodenlehre. Det svenske navnet på faget er marklära.

3. Litt historikk.

Jordbunns­læren har i relativt kort tid vært et selvstendig fag. Dette synes merkelig når vi er klar over at jordsmonnet danner grunnlaget for alt høyere liv på landjorda. Forklaringen ligger til dels i den stillingen jordbunns­læren har til de andre vitenskapene. Faget er på flere måter et mellomledd mellom anvendte fag og såkalte reine naturfag. Først etter at basisfagene hadde nådd en viss modenhetsgrad, ble det vilkår for utvikling av jordbunns­læren. Videre har det vist seg at mange av de spørsmålene som behandles, er meget kompliserte og vanskelige.

Så lenge det har vært drevet jordbruk, er det på praktisk grunnlag blitt samlet erfaringer om forholdet mellom jord og vegetasjon. Men som vitenskap begynte jordbunns-læren først å vokse fram i forrige århundre. De første utgangspunktene lå innenfor de to fagområdene landbrukskjemien og geologien. I den delen av kjemien som behandler spesielle landbruksproblemer, er det arbeidd mye med granskning av jordas næringstilstand. Systematiske undersøkelser ut fra dette synspunktet kunne det selvfølgelig ikke bli tale om før de viktigste prinsipper for plantenes ernæring var kjent. Oppklaring av grunnleggende plantefysiologiske lover gav impulser til jordbunnsforskning. I tilknytning til landbrukskjemien utviklet det seg en forskningsretning som la hovedvekten på undersøkelse av jordas fysiske egenskaper. Etter at franskmannen Louis Pasteur og andre hadde gjennomført fundamentale undersøkelser over mikroorganismene, ble det i siste delen av forrige århundre arbeidd intenst med utforskning av mikrobilivet i jorda. Felles for disse kjemiske, mikrobiologiske og dels også fysiske forskningsretningene var at undersøkelsene ble utført i laboratorier.

Med støtte i framgang innenfor geologien ble det tatt fatt på inndeling og kartlegging av lausavleiringene. Jorda ble klassifisert etter egenskaper som en regnet var økonomisk viktige. Denne arbeidsretningen ble ofte kalt agrogeologi. Dette navnet brukes til dels ennå for granskning av dyrka jord fra geologisk synspunkt.

I Vest-Europa hadde det meste av forskningsvirksomheten vært konsentrert om disse hovedlinjene fram mot utgangen av forrige århundre. Det var karakteristiske felles-trekk for disse retningene at jordundersøkelsene bare ble regnet inn under andre fag, og at undersøkelsene i alminnelighet skulle gi resultater som direkte kunne komme til praktisk nytte for landbruket.

I Russland, og i noen grad i USA, kom det i slutten av forrige århundre fram synsmåter som ble avgjørende for utviklingen av jordbunns-læren. Ved feltundersøkelser innen-

for de vidstrakte sletteområdene ble det oppdaget at det var karakteristiske sammenhenger mellom jordsmonnutforming og klima. Med denne oppdagelsen som fundament kunne nå jordbunns læren etter hvert vokse fram til et selvstendig fag med jordsmonnet som studieobjekt.

Som grunnlegger av denne moderne jordbunns lære regnes gjerne russeren V.V. Dokuchaev. (Navnet skrives i vårt alfabet på flere forskjellige måter, avhengig av hvilke oversettelser det velges for de russiske bokstavene). Så tidlig som i 1879 skal han ha kommet fram til at de jordsmonndannende faktorene er klimaet, mineralmaterialet, organismene, topografien og tidsrommet for jordsmonnutviklingen. Elever og medarbeidere av Dokuchaev førte faget videre. Tyskeren Fallou hadde alt tidligere vært inne på viktige resonnementer, og i USA gjennomførte Hilgard grunnleggende undersøkelser. Men den russiske skolen ble i særlig sterk grad bestemmende for den videre utviklingen av jordbunns læren.

Få fag har gått igjennom en så rask vekst som jordbunns læren har gjort i vårt århundre. Men tilveksten innenfor faget har selvfølgelig ikke vært jevn. Dels har enkeltoppdagelser og klarlegging av lovmessigheter i selve faget ført til nye framstøt, og dels har oppdagelser i de grunnleggende naturfagene gitt verdifulle utgangspunkter. Således har f.eks. framgang i kolloidkjemi, fysikalsk kjemi og analytisk kjemi hatt meget stor innflytelse på utviklingen av jordbunns læren. Klarlegging av mineraloppbygning og framgang i kjennskapet til mikrobiologi, plantenes ernæring, og geokjemiske og kvartærgeologiske prosesser har hatt gjennomgripende betydning.

De viktigste prosessene som fører til utvikling av jordsmonn er tilføring og omdannelse av organisk materiale, kjemisk og fysisk forandring av mineralmaterialet og stofftransport og stoffavleiring i profilet. Slike prosesser foregår stadig i jordsmonnet. Vi kan si det er en slags dynamisk likevektstilstand mellom de jordsmonndannende faktorene på den eine sida og prosessene og egenskapene til

jordsmonnet på den andre. Mens en tidligere gjerne drøftet jordsmonnet bare som blanding av mineralpartikler og organisk materiale med vann og luft i porene, legger en i moderne jordbunnsføre stor vekt på de stadige forandringer som foregår. Jordsmonnet betraktes som en naturlig enhet. Om en studerer kjemiske, fysiske og biologiske prosesser og egenskaper hver for seg, er en klar over at de hører heime i en større sammenheng.

I seinere tid er det bl.å. lagt vekt på å komme fram til talluttrykk for virkningen av jordsmonndannende faktorer og for produksjonsevnen til forskjellige slags jordsmonn. Matmangelen i verden gjør det sterkt ønskelig å skaffe bedre grunnlag for vurdering av mulighetene for planteproduksjon. Også sammenhenger mellom jordbunnsforhold og den kjemiske sammensetningen av planteprodukter som brukes til mat og fôr, har tiltrukket seg stigende oppmerksomhet.

Det er lagt vekt på å utrede betydningen av jordbunnsfaktorer for virkninger av kulturinngrep som gjødsling, kalking, grøfting og vanning. Jordas evne til å uskadeliggjøre forurensningsstoffer er forsøkt klarlagt.

Økologiske vurderinger av naturforhold og menneskenes inngrep i naturen er etter hvert blitt alminnelige. Men grundige utredninger av slike problemkomplekser fordrer forholdsvis inngående kunnskaper om jordarter og jordsmonn.

Det synes rimelig å vente en fortsatt rask vekst for faget jordbunnsføre.

II. Oversikt over jordsammensetning

1. Innledning

Jorda er sammensatt av de fire hovedbestanddelene: 1) mineralmateriale, 2) organisk materiale (humus), 3) jordvann (jordvæske) og 4) jordluft. Fordelingen av volumet mellom hver enkelt av disse fire gruppene kan vises grafisk. I middels moldholdig matjord fra dyrka mark kan forholdet mellom volumene f.eks. være som gjengitt i fig. 4.

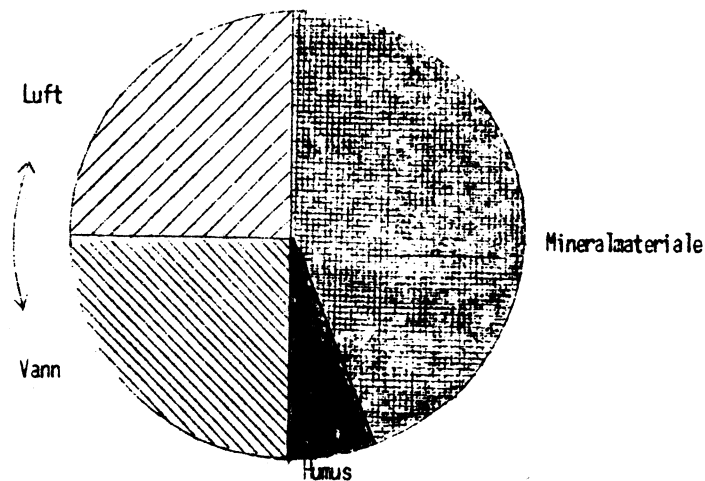


Fig. 4. Skjematisk framstilling av volumfordeling i moldholdig mineraljord.

Mengdeforholdet mellom luft og vann veksler stadig. Fullstendig vannmettet jord er uten luftinnhold. Når jorda tørker, inntar lufta det volumet vannet hadde tidligere.

Den prosentdelen av volumet som ikke er oppfylt av fast materiale, kalles porevolum. Til sammen fyller altså jordvann og jordluft porevolumet. Størrelsen av porevolumet kan beregnes hvis en kjenner jordas volumvekt og den spesifikke vekt for det faste materialet. Bruker vi a som betegnelse for volumvekten for en jordprøve, s for partiklenes spesifikke vekt og p for porevolumet uttrykt i prosent, får vi ligningen:

$$p = \left(1 + \frac{a}{s}\right) 100$$

Tallverdien av brøken $\frac{a}{s}$ er lik volumet det faste materialet inntar av heile volumenheten.

Størrelsen av porevolumet er sterkt varierende for forskjellig slags jord. Som eksempel kan nevnes at kvit-mosetorv kan ta opp en vannmengde som er mer enn ti ganger så stor som tørrstoffvekten, og at undersøkelse av tettpakket morenejord har vist porevolum på under 20%.

Mineraljorda er blitt til av berggrunnen. Vi kan dele de jorddannende prosessene etter hva slags krefter som virker. Det er alminnelig å skille mellom: 1) fysisk 2) kjemisk og 3) biologisk nedbryting. Av omsyn til forståelse av jordsmonndannelsen må vi drøfte endel forvittringsprosesser mer inngående seinere. Særlig blir det nødvendig å diskutere den kjemiske forvitringen relativt grundig.

Det meste av lausmaterialet som dekker fjellgrunnen i Norge, ble til under istida. Men endel av denne jorda er seinere flyttet mer eller mindre. Det er først og fremst vannet som har vært i virksomhet ved denne transporten. I noen grad har også vinden og dessuten tyngdekraften direkte gjort seg gjeldende. Etter istida er det særlig dannet lausmateriale ved oppsmuldring av fjell som ble liggende bart eller nesten bart da isdekket smeltet. Plantene har tilført organisk materiale.

2. Mineralmaterialet

A. Den mekaniske sammensetningen

a. Kornstørrelsesskalaer

Med uttrykket mekanisk sammensetning meiner vi mengdeforholdet mellom partikler av forskjellig størrelse. I stedet for dette begrepet brukes ofte uttrykket tekstur. Mange viktige egenskaper hos jorda er bestemt av partikkelstørrelsen. Det er derfor ofte bruk for å skaffe talluttrykk for mengdeforholdet mellom materiale av forskjellig størrelse.

Ved undersøkelse av den mekaniske sammensetning har en pleid å gruppere materialet etter bestemte kornstørrelsesskalaer. Den skalaen som har størst interesse for oss, er foreslått av svensken Atterberg i 1912. Nedenfor gjengis

skalaen slik den lenge er blitt brukt i Norge.

Blokker.....	over	20	cm
Stein.....	20 "	-	6 cm
	6 "	-	2 "
Grus.....	20 mm	-	6 mm
	6 "	-	2 "
Grovsand.....	2,0 "	-	0,6 mm
	0,6 "	-	0,2 "
Finsand.....	0,2 "	-	0,06 "
	0,06 "	-	0,02 "
Grovleir.....	0,02 "	-	0,006 "
	0,006 "	-	0,002 "
Leir (finleir).....	under	0,002	"

Den siste gruppen blir til dels inndelt videre. Partikler med størrelse mellom 0,002 og 0,0002 mm kalles mikroleir, og partiklene mindre enn 0,0002 mm kolloidleir. Den første gruppen i skalaen blir også av og til delt i to med betegnelsen små blokker for materiale med tverrsnitt 20 - 60 cm, og store blokker for materiale større enn 60 cm.

Ved mange undersøkelser er det ellers blitt brukt mindre detaljert oppdeling. Det internasjonale jordbunns-læreselskap har foreslått å følge hovedinndelingen i Atterbergs skala (under 0,002, 0,002-0,02, 0,02-0,2 og 0,2-2 mm).

Fram til begynnelsen av 1920-åra ble følgende inndelingssystem mye brukt i Norge: 2,0-1,0 mm, 1,0-0,5, 0,5-0,1, 0,1-0,05, 0,05-0,01, 0,01-0,005 og mindre enn 0,005 mm. (Hovedprinsippene for denne inndelingen er innført av tyskeren E. Schöne).

Det er i bruk et stort antall andre kornstørrelses-skalaer verden over. Mange av disse skalaene har, på samme måte som Atterbergs, 0,002 mm som øvre grense for leirfraksjonen og 2 mm for sandfraksjonen. Men inndeling innenfor disse grensene er altså forskjellige. I jordbunns-litteratur vil vi ofte støte på graderingssystemet som er

fastsatt av USA's landbruksdepartement. Geologer og geoteknikere bruker ofte Wentworth's skala (under 0,002 mm, 0,002-0,063, 0,063-2, 2-64, 64-256 og over 256 mm).

I de nordiske land er det mye uklarhet med omsyn til terminologi for forskjellige kornstørrelsesfraksjoner. Den engelske betegnelsen silt blir nå til dels tatt i bruk for en gruppe med partikkelstørrelse over 0,002 mm, men det oppgis forskjellige øvre grenser for denne fraksjonen. Navnet grovleir er ikke særlig dekkende. Ved framstilling av resultater av mekanisk analyse i trekantdiagram (jfr. fig.6 er det behov for inndeling av materialet mellom 0,002 og 2 mm i to grupper. Det synes nødvendig å forsøke å få standardisert nomenklaturen på dette område i de nordiske land.

b. Bestemmelse av den mekaniske sammensetningen

Talluttrykk for mengdeforholdet mellom materiale med forskjellig partikkelstørrelse skaffer en seg ved mekanisk jordanalyse.

I alminnelighet meines bestemte laboratorie-operasjoner når det snakkes om mekanisk analyse. Men en kan også ha bruk for å kjenne innholdet av materiale som er så grovt at det ikke blir tatt med i prøver en behandler i laboratoriet. En nærliggende framgangsmåte er å skille også de grovere fraksjonene fra hverandre ved hjelp av sikter, og bestemme mengdene ved veiing. Men det må behandles store jordmengder for å få riktige resultater, og i avleiringer med grove blokker er det selvfølgelig umulig å gjennomføre slike undersøkelser.

For vurdering av jord til oppdyrking er det blitt brukt en framgangsmåte med en slags forsøksmessig oppdyrking. Jorda graves opp til 30 cm dybde på ruter som er 1 m², steiner og små blokker plukkes ut og legges opp, og volumet av steinhaugen bestemmes. Stein- og blokkinnholdet i dette øverste 30 cm tykke laget er av særlig interesse ved nydyrking. Med et innhold mindre enn 25 l i løst mål regnes morenejorda å være steinfattig. Ved en inventering i stats-

skoger i Nord-Sverige ble moreneavleiringer med et steininnhold på opp til 50 l pr. m² (50 m³ pr. dekar) godtatt som dyrkingsjord når forholdene ellers var gunstige. I Norge er det blitt dyrka atskillig morenejord som har hatt betydelig større steininnhold. Til dels er 100 m³ pr. dekar blitt antydnet som øvre grense ved vurdering av jord til oppdyrking.

En annen framgangsmåte for undersøkelse av mengden av grovmateriale i jorda går ut på å finne et gjennomsnittsmål for hvor dypt en kan stikke en stålstang før den støter på steiner eller blokker. Denne metoden er blitt gjennomprøvd i Finland.

Et inntrykk av steininnholdet i dyrka jord kan en få ved å bedømme hvor stor del av overflaten i åpen åker er steindekt.

For udyrka jord har en også til dels prøvd å skaffe mål for innholdet av steiner og blokker ved å bedømme hvor stor prosentdel av overflaten er dekt av slikt grovt materiale. Men det er en vanskelighet at under forskjellige naturforhold kan disse grove bergartsbruddstykkene i ulik grad være dekt av vegetasjon og humus.

Det er ofte ønskelig å ha nærmere opplysning om størrelsen av blokkene, f.eks. når en skal vurdere dyrkingsmuligheter eller bedømme om blokkene i overflaten lager vanskeligheter for skogsdrifta.

Oppfrysing av steiner, bortspyling av finpartikler og forvitring av grovt materiale kan føre til at det blir et heilt annet innhold av steiner og blokker i overflatelaget enn ellers i avleiringen. For bestemmelse av stein- og blokkinnholdet i morenejord er det derfor prøvd et annet prinsipp. I skjæringer har en direkte målt hvor stor del steiner og blokker på den eine sida, og finere materiale på den andre utgjør av heile flaten. Samtidig prøver en å bedømme hvilken gruppe hver enkelt av disse grove bergartsbruddstykkene ville ha kommet i hvis det var blitt utført sikting.

Framgangsmåten for undersøkelsen er at en måler langs parallelle linjer i skjæringen hvor mange cm faller henholdsvis på materiale større og mindre enn 2 cm. For hver stein eller blokk gjør en notater om størrelsen. Den høveligste avstanden mellom linjene, og den nødvendige størrelsen av arealet for oppmålingen, avhenger først og fremst av hvor store bergartsbruddstykker det finnes i materialet. Dersom steinstykkene er orienterte på en bestemt måte, må en ta omsyn til dette forholdet under oppmålingen slik at en f.eks. ikke måler bare langsiden eller bare bredden på avlange steiner.

Grusinnholdet bestemmes ved sikting. Det er en fordel å utføre frasiktingen av grus i laboratoriet, men en må da være klar over at en må ha forholdsvis store prøver skal en få bestemt grusinnholdet noenlunde nøyaktig.

Labotatorieanalysen fortsetter med det materialet som har gått gjennom en 2 mm sikt. Det foretas som regel særskilt utregning for dette materialet. Summen av prosenttallene for alle fraksjonene under 2 mm skal altså da bli 100.

For at analyseresultatene skal gi et riktig uttrykk for mengdeforholdet mellom enkeltpartikler med forskjellig størrelse, må materialet være fullstendig dispergert.

Fraksjonene 2,0-0,6 mm og 0,6-0,2 mm kan tas ut med sikter. Det er vanskelig å bruke sikter med mindre åpning enn 0,2 mm ved mekanisk jordanalyse. For å skille de mindre partiklene nyttes som oftest lovmessigheten for partikkelstørrelse og fallhastighet i væske.

Det finnes mange forskjellige systemer for bestemmelse av disse finere fraksjonene. F.eks. kan en ta ut prøver av jordsuspensjonen i bestemt dybde fra overflaten etter at oppslemningen har stått i ro en bestemt tid (pipettemetoden), eller en kan måle endring i tetthet i suspensjonen i bestemte nivåer til fastsatte tidspunkter (hydrometermetoden).

(Både forbehandling av jordprøver og prinsipper for mekanisk analyse vil bli demonstrert under øvelsene i jordbunnslore.)

Fordi mekaniske jordanalyser etter de nøyaktige metodene tar lang tid, har en sett seg om etter enklere og raskere framgangsmåter.

Fast stoff som har den egenskap at det fuktes av vann, kan ta opp vannmolekyler fra fuktig luft. Mengden av vann som kan holdes fast, er avhengig av størrelsen av overflaten. Når fuktighet og temperatur holdes konstant, skulle vannmengden som bindes være et mål for størrelsen av overflaten. Da overflaten for mineraljord først og fremst er avhengig av leirinnholdet, kan en få et tilnærmet mål for innholdet av den fineste fraksjonen ved å bestemme mengden av vann som kan tas opp fra luft med bestemt fuktighet og temperatur. (En ser da bort fra at mineralmateriale med forskjellig kjemisk sammensetning og partikkelform har noe ulik evne til å holde fast vann på overflaten.)

Det har vært i bruk forskjellige metoder til bestemmelse av vannmengden jorda kan ta opp fra lufta. En alminnelig brukt framgangsmåte går ut på å oppbevare jordprøven over 10% svovelsyre ved værelsestemperatur. Lufta i det tette rommet der jordprøven blir satt inn, har en relativ fuktighet på ca. 96%. Etter hvert opptar eller avgir jorda vann slik at jordfuktigheten kommer i likevekt med luftfuktigheten. Når likevekt er inntrådt - altså når vekten av jordprøven ikke forandrer seg mer - veier en prøven, tørker den ved 100°C og veier den på nytt. Differansen uttrykt i % av den tørre prøven, kalles hygroskopisitetstallet eller hygroskopisitetskoeffisienten. I litteraturen brukes ofte betegnelsen W_H for hygroskopisitetstallet.

Det organiske materialet i jorda har stor evne til å ta opp fuktighet, og en må korrigere for den organiske komponenten når hygroskopisitetstallet skal brukes som mål for leirinnhold.

I stedet for 10% svovelsyre er det ofte brukt svovelsyre av konsentrasjon 43%. Den relative luftfuktigheten over en slik oppløsning blir 50%. Det hygroskopisitetstallet som bestemmes etter en slik metode, får gjerne betegnelsen W_{50} . Tallverdien for denne størrelsen er selvfølgelig mindre enn for W_H . Det er funnet at $W_H = 2,5 W_{50}$. En fordel ved å bruke 43% svovelsyre er at likevekten som regel innstiller seg raskere når en undersøker jordprøver som er lufttørre på forhånd.

Ved jamføring mellom tallene fra mekanisk analyse og hygroskopisitetsbestemmelse må en være merksam på at to jordprøver med samme vektmenge materiale mindre enn 0,002 mm kan ha forskjellig hygroskopisitetskoeffisient fordi størrelsen av leirpartiklene kan være forskjellig i de to prøvene. Den prøven som gjennomgående har de minste partiklene, har den største samlede overflate og følgelig det største hygroskopisitetstallet.

For å fjerne det vannet som er bundet til overflaten av enkeltpartiklene, kreves det mer varme enn til fordampning av samme mengde fritt vann. En tilsvarende varmemengde blir frigjort ved fukting av den heilt tørre jordprøven. Denne varmemengden - fuktingsvarmen - kan måles og brukes som uttrykk for innhold av finkornet materiale.

B. Mineralundersøkelser i tilknytning til mekanisk analyse.

I forbindelse med mekanisk jordanalyse kan det være aktuelt å skaffe seg rede på hva slags mineraler en har for seg. Partikler som er større enn grovsand, består i alminnelighet av bergartsbruddstykker. Grensa for enkeltmineraler ligger ofte mellom grovsand og grus.

(Leirmaterialet blir behandlet forholdsvis inngående seinere, og metoder for undersøkelser av leirmineraler blir omtalt i den sammenheng. Her skal vi merke oss at det er ved slemning en skaffer seg de prøvene som bare inneholder partikler mindre enn 0,002 mm.)

Det er som regel forholdsvis enkelt å bestemme de mineralpartiklene som er klart synlige i mikroskop. En klassisk metode går ut på å bruke polarisasjonsmikroskop og en serie oppløsninger med bestemte lysbrytningsindekser. Det er lett å finne ut om mineralets brytningsindeks er større eller mindre enn væskens. Ved å prøve med forskjellige væsker som har liten forskjell i brytningsindeks, kan mineralets brytningsindeks bestemmes, og en kan da i alminnelighet komme fram til hva slags mineral en har for seg. Men det er meget arbeidskrevende å skaffe et stort materiale for belysning

av den kvantitative mineralsammensetningen på denne måten. Det er derfor prøvd å komme fram til enklere metoder.

Noen mineralgrupper kan skilles ut etter farging med bestemte fargestoffer. Dels blir det først gjennomført etsing med fluss-syre.

Magnetiske egenskaper utnyttes til utskilling av endel grupper av mineraler.

Et annet prinsipp som har vært utnyttet, er separasjon i tunge væsker av mineraler med forskjellig spesifikk vekt. De mest alminnelige tungt forvitrelige mineralene (kvarts, kaliumfeltspat og albittrik plagioklas) har liten tetthet. Et unntak danner nefelin med egenvekt 2,57, men dette mineralet er relativt sjeldent.

Ensvensk jordbunnsforsker (professor O. Tamm) har innført bruk av oppløsning med spesifikk vekt 2,68 for å bestemme den såkalte basemineralindeksen. Med basemineralindeks menes den vektprosent av fraksjonen 0,6 - 0,2 mm som har spesifikk vekt større enn 2,68. Mange ertsmineraler har liten interesse for plantenes ernæring, men kommer i gruppen med spesifikk vekt over 2,68. Slike partikler kan trekkes ut med magnet før vektprosenten av de tunge mineraler blir bestemt. Det prosenttall en kommer til når en først tar bort de magnetiske ertsmineralene, kalles korrigert basemineralindeks.

Det er store variasjoner i basemineralindeksen under ulike jordbunnsforhold. For Nord-Sverige er det oppgitt at 10 er en normal verdi, og at jorda mineralogisk sett må sies å være god når tallet kommer opp i 15-20.

Ved hjelp av oppløsninger med forskjellig spesifikk vekt kan en sortere materialet i mange fraksjoner, og slike framgangsmåter blir brukt ved mer inngående mineralundersøkelser. Det kan brukes sentrifugering for å få sedimenteringen til å gå noenlunde raskt, også når det er liten forskjell på egenvekten hos partiklene og væsken.

C. Litt om egenskaper til materiale med forskjellig kornstørrelse

Noen viktige kjemiske og fysiske egenskaper hos mineralmateriale med forskjellig partikkelstørrelse vil bli drøftet mer inngående seinere. Foreløpig skal vi nøye oss med en kortfattet oversikt som tar sikte på å skaffe grunnlag for klassifikasjon av jorda.

Et stort innhold av blokker og steiner i jorda er på flere måter uheldig. I mange tilfelle er mengden av slikt grovt materiale avgjørende for hvorvidt jorda er skikket til oppdyrking. Mye morenejord og skredjord i Norge egner seg ikke til dyrking fordi stein- og blokkinnholdet er for stort. Det er kostbart å rydde vekk store mengder steiner og blokker, og småsteiner som ikke fjernes ved oppdyrking, skaper på mange måter vanskeligheter for jordbruksdrifta.

I tillegg til de tekniske vanskelighetene som et stort innhold av blokker og steiner fører med seg for utnytting av jorda, får en også nedgang i produksjon. Det frigjøres praktisk talt ikke plantenæring fra stein- og blokkfraksjonen, og innholdet av grove bergartsbruddstykker medfører at volumet av finere materiale blir mindre. Røttene må altså bre seg gjennom et større volum for å få fatt i samme mengde næring. Ved en tysk undersøkelse viste det seg ellers at det ikke ble noen nevneverdig nedgang i avling før steininholdet kom opp i over 10 volumprosent.

Et gammelt ordspråk sier at "steinen gjødsler jorda", men noen direkte gunstig innflytelse på næringstilgangen har altså ikke det groveste materialet. Steiner og blokker kan derimot på andre måter ha heldig innvirkning på planteveksten. Varmeledningsevnen er større i et fast bergartsbruddstykke enn i samme slags materiale i pulverisert tilstand. Under ellers like vilkår varmes jorda lettere opp i dypere lag når den inneholder steiner enn når den er steinfri. Den avkjøles selvfølgelig også lettere. Men f.eks. når plantene trues av nattefrost, kan det være en fordel at varmen lett ledes opp til overflaten fra dypere lag.

Fordampningen av vann fra jorda blir nedsatt når det er steiner i overflaten. Til dels foregår det lettere kondensering

av vanndamp i jord med steininnhold.

Noe av det samme som er sagt om blokker og steiner, gjelder også for grus. Fra gruskorna frigjøres det meget lite plantenæring, og grus har lignende innflytelse på fordampning og jordtemperatur som det groveste materialet. Ved et eksperiment viste det seg at fordampningen ble nedsatt til 32,4% når jorda ble dekt med et 1 cm tykt gruslag. Mange høyere planter kan rotfeste seg i rein grusjord. Når de får tilført næring utenfra, kan de altså vokse i slikt materiale. I veksthuskulturer har det til dels vært nyttet grus som voksemedium og tilføring av næring i vannopløsning.

Det groveste materialet i jorda har liten evne til å holde fast vann. Både fraksjonene grus og grovsand har så store porer at vannet uten videre kan renne gjennom. Den nedre grensa for materiale som vannet renner gjennom, ligger ved 0,2 mm. I fraksjonene mindre enn 0,2 mm har altså tyngdekraften liten innflytelse på vannbevegelsen.

Flytejordegenskaper begynner å gjøre seg gjeldende i den fineste fraksjonen av finsand (under 0,06 mm). Jorda tar altså lett opp så store vannmengder at heile massen går over i flytende tilstand. De finere delene av leirmaterialet (under 0,0006 mm) har lite merkbare flytejordegenskaper. I den såkalte mojorda (f.eks. kvabb og mjele) utgjør fraksjonene 0,06-0,002 mm hovedmassen, og denne jorda har derfor lett for å flyte ut og er altså vanskelig å ha med å gjøre som byggegrunn.

Telehiving er plagsom på jord med slik mekanisk sammen-setning fordi den har så god kapillær ledningsevne.

Grovleirfraksjonene (0,02-0,002 mm) har ofte lys grå eller gråkvit farge. Også fineste finsandfraksjonen er i alminnelighet lys av farge. Med normal synsevne regner en å kunne se enkeltpartikler som er 0,05 mm. Grensa mellom groveste og fineste finsandfraksjonen ligger altså noenlunde der en ikke lenger kan skjelne enkeltkorna uten forstørrelse.

Jord med partikkelstørrelse 2-0,2 mm har ofte mer eller mindre rødbrun farge, mens fargen hos leirfraksjonen gjerne er relativt mørkt grålig.

Leirpartiklene (mindre enn 0,002 mm) er kjemisk sett det mest aktive mineralmateriale. Blant leiras fysiske egenskaper kan vi merke oss: 1) Plastisitet, 2) stor evne til å ta opp vann og forandring av volum ved større endringer i vanninnhold, og 3) stor sammenhengskraft i tørr tilstand.

I geoteknikken har sammenhengskraften i forskjellig slags jord stor interesse. Det blir her skilt mellom friksjonsjordarter og kohesjonsjordarter. I den første gruppen er det friksjonen mellom de enkelte mineralkorna som bestemmer fastheten hos massen. Jo større trykket er, desto større blir friksjonen og altså sammenhengskraften. I finkornet jord er det kohesjonen i massen som bestemmer fastheten. Adhesjon mellom mineralpartiklene direkte og mellom partiklene og vannet holder jordmassen sammen. Denne sammenhengskraften er uavhengig av trykket. Som kohesjonsjordarter regnes leirjorda, mens mer grovkornet materiale regnes til friksjonsjord. Adhesjonskreftene gjør seg i noen grad gjeldende også i materiale grovere enn leire. De mest finkornete mojordartene kan i noen grad danne klumper ved uttørking.

3. Det organiske materialet

Det organiske jordmaterialet stammer opprinnelig fra plantene, men planterestene har til dels vært næring for dyreorganismer. Materialet har forskjellig nedbrytingsgrad. Det finnes både friske planterester med tydelig cellestruktur, tilsynelatende heilt strukturløs masse, og alle overgangsformer mellom disse yttergrensene. Ofte er betegnelsen humus blitt brukt bare om det omdannede, svarte eller mørkfargete, strukturløse organiske materialet. Det har ellers vært framholdt at betegnelsen humus bare skulle brukes for den delen av det organiske materialet som kan reagere med jordas mineralbestanddeler.

Det organiske jordmaterialet har stor innflytelse på næringstilgangen for plantene og på mange andre viktige egenskaper hos jorda (jfr. mer utførlige drøftelser seinere).

Derfor må en ta omsyn til humusinnhold og humustilstand ved jordklassifisering.

For dyrka jord snakker en ofte om moldinnhold i stedet for humusinnhold. Mengden av organisk materiale veksler fra praktisk talt ingenting i de dypere lag i mineraljorda, til ca. 99% i en gruppe av torvjord.

Det blir brukt mange forskjellige metoder til bestemmelse av humusinnholdet i jorda. En meget enkel framgangsmåte går ut på å bestemme glødetapet og korrigere for det vannet som drives ut fra den tørkede mineraljorda ved glødning. Mengden av vann mineralmaterialet kan inneholde etter tørking ved 100°C, avhenger først og fremst av leirinnholdet. Den delen av glødetapet som skyldes utdriving av vann, blir altså større desto større leirinnholdet er. Det er satt opp en skala for differensen mellom glødetap og humusinnhold hos forskjellig slags jord. Korreksjonen angis ved det antall prosentenheter som skal trekkes fra glødetapet for å gi humusinnholdet.

		Differens mellom glødetap og humusinnhold, %
Leirfri - leirholdig jord	1	0-15%
Skjør leire.....	2	15-25%
Middels stiv leire.....	2,5	25-40%
Stiv leire.....	3,5	40-60%
Meget stiv leire.....	4,5	> 60%

En prøve av middels stiv leire med glødetap 7,5% skulle altså ha et humusinnhold på 5%. Men det har vist seg at det kan være betydelig variasjon for jordprøver med samme leirinnhold. Det er dermed klart at særlig for leirjord med lite humusinnhold kan feilen på en bestemmelse ut fra korrigerings av glødetap bli stor.

Ved glødning foregår det også andre forandringer i jorda enn bare oksydasjon av humusen. Som eksempel kan nevnes at toverdige jern kan oksyderes til treverdige, og dermed kan det bli vektauke på grunn av at det bindes mer oksygen.

Ved meget sterk oppvarming kan det også nedbrytes andre stoffer enn humus.

Det er utformet metoder der det nyttes hydrogenperoksyd til oksydering av det organiske materialet. Vekttapet av jordprøven ved behandling brukes som mål for humusinnholdet. Ved bruk av oppløsninger med forskjellig konsentrasjon kan en i noen grad skille mellom organisk materiale av forskjellig karakter.

En annen gruppe av metoder bygger på bestemmelse av karboninnholdet. Disse framgangsmåtene har gjerne vært holdt for å være de mest nøyaktige. En har pleid å regne at humusen har et karboninnhold på 58%. Det prosentiske karboninnholdet multipliseres derfor med faktoren 1,724 for å få humusinnholdet. Som vi skal høre mer om seinere, veksler karboninnholdet i forskjellig slags humus atskillig. Ved en detaljundersøkelse av jordprøver fra Vestlandet viste det seg at innholdet av karbon gjennomgående var lavere enn 58%.

Når en legger karboninnholdet til grunn for kvantitativ bestemmelse av det organiske materialet i jorda, må en være merksam på at elementært karbon og karbon fra karbonatmineraller selvfølgelig ikke skal være med i de mengdene som regnes om til humus. I trakter med karbonholdige sedimenter i berggrunnen kan det forekomme innblanding av elementært karbon i jorda, og etter skogbrann kan det finnes trekullbiter i humusdekket.

Karboninnholdet kan bestemmes som karbondioksyd etter oksydasjon av materialet. Det er ellers i bruk metoder der det nyttes våtoksydasjon med bestemmelse av forbruket av oksydasjonsmiddel, f.eks. kaliumdikromat ($K_2Cr_2O_7$) i svovelsyre, i stedet for mengden av utviklet karbondioksyd.

I stedet for beregning av humusinnholdet ut fra karboninnholdet er det prøvd å bruke hydrogen- eller nitrogenmengden som grunnlag for humusbestemmelse. Men metodene er usikre. Det er også utarbeidd metoder for ekstrahering av humus fra mineraljorda og bestemmelse av mengden av det organiske materialet ved kolorimetrisk analyse.

Ved drøftelse av sammensetningen av jorda hører også med omtale av jordvannet og jordlufta. Men da det er det faste materiale som først og fremst interesserer for klassifiseringen, skal vi utsette behandlingen av bestanddelene i jordporene.

III. Jordart- og jordsmonnklassifisering

1. Inndelingsgrunnlag for jordarter

Tidligere er nevnt at en jordart har vært definert som en geologisk avleiring med laus struktur. Etter denne definisjonen skulle altså jordartsinndelingen bygge på ulikheter i dannelsesmåte for lausmateriale. Vi skal med andre ord dele inn jordskorpas lausavleiringer etter den måten de er blitt dannet. De viktigste jordartsgruppene i Norge blir etter denne inndeling:

1. Morenejord
2. Sedimentær jord (vannsedimenter)
3. Forvittringsjord
4. Organisk jord

Som egne grupper (men med mindre utbredelse) regnes dessuten:

5. Skredjord
6. Flygesand

Årsaken til at vi prøver å få med i jordartsbetegnelsen hva slags geologisk avleiring vi har for oss, er at vi av dannelsesmåten kan slutte oss til enkelte viktige egenskaper hos jorda. Vi veit f.eks. uten videre at vi har med usortert eller lite sortert materiale å gjøre om jordartsbetegnelsen er morenejord. Dersom begrepet sediment er knyttet til jordartsnavnet, veit vi at vi har for oss sortert materiale. Sedimentær sand inneholder i alminnelighet lite eller ikke noe leir og er fri for steiner, mens morenesand som regel har innhold både av steiner og leirpartikler.

Innenfor de enkelte gruppene prøver vi å dele inn etter det materialet jorda er blitt til av. Det er som regel lett å avgjøre hva slags bergart forvittringsjord og skredjord er

oppstått av. Morenejorda er det også ofte mulig å dele inn etter bergartsmaterialet, og torvjorda etter de plantesamfunn som har gitt opphav til den. Finkornete vannsedimenter og materiale som er flyttet av vind, kommer det sjelden på tale å inndele på dette grunnlaget. Men ved spesielle undersøkelser kan en finne ut mineralsammensetningen også i slike avsetninger. (I enkelte andre land er spesielle avleiringer av vindtransportert materiale som løss og vulkansk aske meget viktige.)

I vanskelige tilfelle kan en bli i tvil om hva slags geologisk avleiring en har for seg. Det hender altså at en ikke klarer å gjennomføre klassifikasjon på grunnlag av dannelsesmåten. Fra jordbunnslærens synspunkt kan det også hevdes at det ikke spiller noen rolle hvordan jorda er blitt til bare vi får rede på egenskapene til materialet. Vi kan som regel heller ikke nøye oss med å angi dannelsesmåten for fastmarksjordartene og eventuelt mineralsammensetningen, men må også ta omsyn til den mekaniske sammensetningen. Med unntak for flygesand veit en lite om partikkelstørrelsen hos materialet når en bare får opplyst hvilke av disse jordartsgruppene lausmaterialet hører til. F.eks. i forskjellig slags morenejord kan en finne at fraksjonene like fra leir oppover til blokker kan dominere. Noe lignende kan en også si om vannsedimentene. Det er altså nødvendig for slik jord å karakterisere sammensetningen nærmere. Men i alminnelighet vil opplysninger om dannelsesmåten likevel være av verdi.

Organisk jord har som regel et stort humusinnhold. Torvjorda spiller størst rolle. Gytje og rester etter skalldyr er jord som hører til den samme gruppen. Inndeling av organisk materiale i jordsmonnet blir drøftet seinere.

Som oppsummering kan vi slå fast at ved jordartsklassifisering prøver vi i alminnelighet å få bestemt:

1. Geologisk avleiring
2. Opphavsmateriale (særlig for morenejord, forvittringsjord, skredjord og torvjord. For torvjorda brukes videre inndelinger f.eks. etter omdannelsesgrad og dannelsesmåte).
3. Mekanisk sammensetning av mineraljord.

2. Enkelte kjennetegn for viktige geologiske jordartsgrupper

For lettere å kunne gjennomføre inndeling av jordartene etter dannelsesmåte, skal vi ta for oss noen viktige kjennetegn for de alminnelige geologiske lausavleiringene. Vi skal gjøre oss kjent med enkelte karakteristiske trekk både ved overflateformene og ved selve jordmassen.

Landskap som er preget av moreneavleiringer, har alltid mer eller mindre kupert overflate. Dette gjelder både i grove trekk og i mindre detaljer. Overflaten har ofte nærmest bølgeform, med steiner og blokker som stikker opp med kortere eller lenger mellomrom. Over store deler av Norge er morenedekket tynt, og fjellgrunnen kommer derfor mange steder fram i dagen, særlig over forhøyningene. Store områder har så lite lausmateriale at arealene er karakterisert ved spredte, små moreneavleiringer over berggrunnen.

Når en ser på snitt i typisk morenejord, finner en ikke regulær lagdeling. En viss orientering f.eks. av avlange steiner er derimot ganske alminnelig, og av og til kan en finne små sandsjikt inne i en morenemasse som ellers er uten lagdeling. Alle partikkelstørrelser fra leir og oppover til grus og steiner er representert. Ofte finner en også blokker, men i enkelte morenejordarter kan dette aller groveste materialet mangle. Men det er meget stor variasjon i fordelingen på de forskjellige fraksjonene. Leirinnholdet kan svinge fra under 1% til over 50%, og sterke variasjoner kan en også finne i hver enkelt av de andre gruppene. Men trass i disse store vekslingene har typisk morenejord det viktige karaktertrekk at den er usortert eller lite sortert. I enkelte høve kan det være tatt opp sedimentære avleiringer i morenemassene eller spylt vekk endel av finmaterialet, slik at jorda altså i noen grad er sortert.

Morenejorda inneholder som nevnt alltid steiner. Formen på disse grove bruddstykkene varierer sterkt, både med bergarten og med transportavstanden. Men det er en alminnelig regel at steinene er mer eller mindre kantete. I avleiringer der materialet er flyttet over større avstander, finner en

gjerne endel steiner med skuringsmerker. Men i morenejord laget ved pulverisering av bergartsmateriale noenlunde på samme stedet som det er revet laus fra fjellgrunnen, mangler slike skuringsstriper på steinene. Steinene i slik morenejord har også som regel skarpere kanter en i mer transportert materiale.

Særlig i dypere lag er morenematerialet i alminnelighet tett sammenpakket og har høy volumvekt.

Grus og sandkorn er som regel mer skarpkantete i morenejord enn i sedimentær jord. Dessuten inneholder morenematerialet noe leir. Begge disse kjennetegnene kan brukes når en skal ta standpunkt til om en liten jordprøve er av morenejord eller sedimentær jord.

Grensa mellom en moreneavleiring og fjellgrunnen er markert, selv om fjelloverflaten er svært ujevn. Dette kjenneteket bruker en i vanskelige tilfelle når en skal skille lite transportert morenejord fra forvittringsjord.

Den sedimentære jorda er karakterisert ved at den er lagdelt og sortert. Landskap med sedimentære avleiringer utmerker seg ved å ha relativt store plane flater, ofte horisontale eller med svak helning.

Opp mot jordoverflaten er det ofte vanskelig å skimte noen lagdeling selv om en har snitt i en typisk sedimentær avleiring. De jordsmonndannende prosessene har som regel forstyrret den lagdelingen en fra først av har hatt også øverst i profilet. I leirjord kan det også ofte være vanskelig å øyne noen sjiktvis oppbygning dypere i jordmassen. Men til forskjell fra moreneleira er den sedimentære leira som regel steinfri. En må være merksam på at en i ishavseleire kan finne spredte steiner, materiale som er fraktet utover havet av drivende isflak. Av og til finner en skjell i leirsedimentene. Men selv uten slike klare beviser er en som oftest ikke i tvil om dannelsesmåten.

Sorteringsgraden kan angis tallmessig. Et mye brukt uttrykk for sorteringsgraden er:

$$S = \sqrt{\frac{Q_{75}}{Q_{25}}}$$

Q 75 og Q 25 er de partikkelstørrelser som henholdsvis 75% og 25% av prøven er mindre enn (jfr. de kumulative diagrammene, fig. 5).

I forvittringsjord er det bruddstykker bare av den samme bergarten som en har i fjellgrunnen under. Mineralkorna er skarpkantete, og steiner og gruskorn er ofte gjennomslått av sprekker. Overgangen fra lausmateriale til fast fjell er uskarp. Forvittringsprosessen fortsetter jo stadig ned gjennom fjellgrunnen.

Forvittringsjord finner vi i vårt land først og fremst i skifertraktene. Leirskifer og fyllitt forvittrer ofte forholdsvis lett. Enkelte eruptivbergarter kan også forvitre raskt. Finkornete kvartsitter og sparagmitter, de fleste silisiumrike grunnfjellsbergarter og mange yngre eruptivmasser forvittrer svært langsomt. Vi regner altså ikke med å finne nevneverdig forvittringsjord der fjellgrunnen er sammensatt av slike bergarter. Over meget store arealer i Norge er det litt forvittringsjord. Men lite av slik jord er dyrka.

Når forvittringen av fjelloverflaten foregår i bratt lende, raser materialet nedover og samler seg som skredjord ved overgangen til svakere fall i terrenget. På mange steder er det mest bare steiner og blokker så avleiringen må kalles ur. Mengden av finmateriale er her så liten at mellomrommene mellom disse grove bruddstykkene ikke er fylt. I andre tilfelle er innholdet av fint materiale større, slik at det blir en virkelig jordmasse med vilkår for utvikling av et sammenhengende vegetasjonsdekke.

Til dels blir ikke forvittringsmaterialet flyttet etter hvert som det dannes, men ved større skred eller ras en gang iblant. Med slike enkelte, voldsomme skred kan det også bli flyttet morenejord og i enkelte tilfelle også sedimentære avleiringer. I noen distrikter i Norge er det alminnelig å kalle også dette materialet for skredjord når det er flyttet på en slik måte. Som regel utløses slike skred eller ras når jorda er sterkt oppbløtt. Da medvirker altså vann i noen grad ved disse materialflytningene. En kan på denne

måten få overgangsformer mellom to eller tre forskjellige jordartsgrupper.

Skredjorda ligger karakteristisk i terrenget, og ofte ser en relativt friske rasmerker ovenfor avleiringene. I snitt har slik jord som regel usortert karakter, og avleiringene av skredjord er, generelt sett, tykkere enn av forvittringsjord. Steininnholdet er i alminnelighet stort. Skredjorda bærer ofte en frodig vegetasjon.

Flygesandavleiringene er gjerne lette å kjenne på overflaten. Sanddynene har jo karakteristisk form. Materialet er godt sortert og har en kornstørrelse på omkring 0,2 mm. Sandkorna er mer eller mindre avrundete. I sand som ikke har vært flyttet lenge av vinden, finnes også endel både av grovere og av finere partikler.

Løssavleiringene regnes å være blitt til ved avsetning av støv som vinden har ført med seg gjennom lufta. Kornstørrelsen hos slikt materiale ligger gjerne omkring 0,02 mm. Løss og løsslignende jord dekker veldige arealer i andre land, f.eks. Island, Mellom-Europa, Amerika og Øst-Asia.

Uttrykket eoliske avsetninger brukes ofte som navn på materiale flyttet av vind. Fremmedordet talus blir til dels brukt om skredjord. Begrepet colluviale dannelser brukes gjerne i noe videre mening, men avgrenses til flyttet materiale der tyngdekraften direkte har vært den viktigste årsak til transporten. Endelig kan en merke seg uttrykket alluviale dannelser som blir brukt om vannsedimenter av liten geologisk alder. Navnet er avledet av et latinsk ord for oversvømmelse. Disse klassiske uttrykkene brukes ellers noe forskjellig av forskjellige forfattere.

Det kan av og til være vanskelig å finne ut hvilken geologisk jordartsgruppe en bestemt avleiring tilhører. Men en bør huske at det også eksisterer overgangsformer. Det er nettopp nevnt overganger mellom skredjord og andre jordartsgrupper. Smeltevann fra isbreene har mange steder ført til sortering av overflatelag av morenemasser. Forvittringskreftene kan angripe og løsne berggrunnen under et tynt dekke av f.eks. morenejord, og de kan pulverisere bergarts-

bruddstykker i forskjellige jordarter. Under den marine grensa er det svært alminnelig å finne utvasket morenejord med overgangsformer mot sedimentær jord. Det kan altså til dels bli et skjønsspørsmål hvorvidt avleiringen skal plasseres i den eine eller den andre gruppen.

3. Bestemmelse av det materialet jorda er dannet av

Forvittringsjorda er som nevnt blitt til av den bergarten en har i fjellgrunnen på stedet. Det skulle altså i dette tilfelle være enkelt å få rede på hvilken bergart jorda er blitt til av. Ved undersøkelse av fjellgrunnen er det i alminnelighet best å prøve å få fatt i bergartsbruddstykker med friske flater. Geologiske kart og beskrivelser er ofte til god hjelp når en skal skaffe seg rede på bergarten på stedet. Men en må huske på at det kan finnes variasjoner som ikke framgår av de alminnelige berggrunnskartene. Over store distrikter finnes ellers bare oversiktskarter i liten målestokk. De fleste norske berggrunnskartene er utgitt av Norge geologiske undersøkelse. (I publikasjonen NGU nr. 193 er det trykt oversikt over norske berggrunnskart. Seinere har NGU mangfoldiggjort slike oversikter i enklere form. Det forutsettes at hver student skaffer seg kjennskap til geologiske kart over heimstedet.)

På grunnlag av berggrunnskart over Norge i målestokk 1:1 million, utgitt av Høltedahl og Dons i 1953 som bilag til NGU nr. 164, er utbredelsen av forskjellige bergartsgrupper beregnet, og tallene gjengis i følgende tabelloversikter. (Noen små bergartsområder er ikke tatt med, så summen utgjør 99,8% av totalarealet.) I 1960 ble det trykt en revidert utgave av kartet, men forandringene fra foregående kartutgave er små. Seinere er det innført nye tolkninger av aldersforhold for enkelte bergartsgrupper. F.eks. regnes nå Valdres-sparagmittene til eokambrium og Lofot-eruptivene til prekambrium. Mange geologer holder også andre bergartsgrupper for å være av prekambrisk alder. Som opphavsmateriale for jordsmonndannelse står flere av de øvrige bergartsgruppene noenlunde nær grunnfjellsbergartene.

Arealfordelingen av noen viktige grupper av bergarter i fjellgrunnen i Norge (etter artikkel av J. Låg, i Medd. fra Det norske Skogforsøksvesen, BD. 14, 1957).

	% av Norges landareal
1. Grunnfjell.....	31.0
Av dette utgjør:	
Kvartsitt.....	1.3
Trysil-sandstein.....	0.3
Hyperitt og noritt m.v.	0.1
Gabbro m.v. og amfibolitt.....	0.4
2. Overveiende gneisbergarter, i Vest-Norge og Trøndelag.....	14.0
Av dette utgjør:	
Kvartsitt og hellegneis.....	0.2
3. Eokambriske bergarter (inklusive tilgr. øyegneis).....	14.2
Av dette utgjør:	
Overveiende gneisbergarter, i Nord-Norge.....	1,8
Kalkstein og dolomitt.....	0.1
4. Kambrosiluriske sedimentbergarter m.v.....	23.4
Av dette utgjør:	
Bergarter i Oslofeltet.....	0.7
Kalkstein og dolomitt.....	1.0
5. Kaledonske intrusiver i Sør-Norge og antatte kaledonske intrusiver i Nord-Norge.....	5.2
Av dette utgjør:	
Gabbro m.v., dioritt og amfibolitt.....	1.9
Olivinstein og serpentin.....	0.1
Trondheimitt, oppdalitt m.v.....	0.9
Silisiumrike bergarter, mest granitt, i Nord-Norge.....	2.3

	% av Norges landareal
6. Devoniske bergarter.....	0.4
7. Valdres-sparagnitt.....	0.4
8. Skyvedekkenes bergarter i Jotunheimen m.v.	4.2
Av dette utgjør:	
Sterkt deformerte, overveiende suprakrustalbergarter.....	0.6
Overveiende silisiumrike dyp- bergarter.....	1.2
Overveiende silisiumfattige dypbergarter.....	1.5
Anortositt og mangeritt m.v.	0.9
9. "Bunngranitt" m.v. i Nord-Norge.....	3.0
10. Gneisbergarter av injeksjonsgneis-karakter i Nord-Norge.....	1.2
11. Lofot-eruptiver.....	0.9
Av dette utgjør:	
Granitt.....	0.1
Syenitt og monzonitt.....	0.6
12. Permiske bergarter i Oslofeltet.....	1.9
Av dette utgjør:	
Eruptive dagbergarter.....	0.4
Silisiumrike dypbergarter (granitt- nordmarkitt).....	1.0
Silisiumfattige dypbergarter (larvikitt - essexitt).....	0.5

Ved sammentrekning av tallene i tabellen
kan en få følgende forenklete oversikt:

Grunnfjell, gneiser og eruptiver av kaledonisk alder (Gr. 1, 2, 5, 8, 9, 10 og 11).....	59,5%
Eokambriske og devoniske bergarter (Gr. 3, 6 og 7).....	15,0%
Kambrosiluriske sedimentbergarter m.v.....	23,4%
Permiske bergarter i Oslofeltet.....	1,9%

Ved undersøkelse av bergartsmateriale i morenejord har en ofte god nytte av de geologiske kartene. Materialet i morenejorda må være enten av den bergarten en har på stedet, eller av bergarter en finner i den retningen isen er kommet fra.

Ved å se på blokker, steiner og gruskorn i skjæringer, kan en raskt få et innblikk i hva slags bergartsmateriale som er best representert. Men et fullstendig bilde får en ved å utføre såkalte steintellinger. En graver da helst fram steinene direkte fra moreneavleiringene. Bergarten blir bestemt i f.eks. 100 steiner, og mengdeforholdet blir beregnet i prosent. Hver stein blir altså tillagt samme vekt ved beregningen, uavhengig av størrelsen.

Skal slike steintellinger gi et noenlunde riktig bilde av mengdeforholdet mellom forskjellig slags mineralmateriale i finjorda, må de bergartene jorda er blitt til av, ha noenlunde samme motstandsevne mot isens nedbrytende virkning. En bør altså vurdere forholdene på stedet før en anvender denne framgangsmåten. Brukt med kritikk kan metoden være til meget god hjelp ved bedømmelse av morenejordas sammensetning.

Ved vurdering av opphavsmaterialet for skredjord gjelder stort sett de samme synsmåtene som er nevnt for forvittringsjord og morenejord.

I grovkornet sedimentær jord er det til dels mulig å bestemme bergartene og regne ut mengdeforholdet slik som for morenejord. Men for sedimentene ellers blir det ofte bare mineralbestemmelser som kommer på tale. For avleiringer av lokal karakter er det ofte lett å avgjøre hvor materialet er kommet fra. Landskapsformene gir generelt sett holdepunkter for bedømmelse av materialtransporten, og videre bør en huske den alminnelige lovmessighet at materialet i vannsedimentene er tilført fra høyereliggende områder.

Det finnes mange forskjellige systemer for inndeling av bergartene ut fra jordbunnslærens synspunkt. Vi skal her bare merke oss en klassifikasjon i 6 grupper etter verdien materialet har i jordsmonnet (i hovedtrekk innført av O.Tamm).

1. Kalkspatholdige bergarter, særlig kalkspatholdige skifrer og kalksteiner. Skifrene regnes som særlig verdifulle fordi de har den mest allsidige mineralogiske sammensetningen.
2. Leirskifrer og leirglimmerskifrer (fyllitter).
3. Mørke eruptivbergarter som gabbro og dioritt. Stort sett er de grovkornete bedre enn de finkornete, og gabbrobergartene bedre enn diorittene.

4. Granitter og gneiser. Til samme gruppen regnes også syenitter og noen glimmerskifrer. Disse bergartene dekker til sammen de største arealene, og denne gruppen kan derfor sies å være den normale. Men en må være merksam på at det er store variasjoner innenfor gruppen.
5. Leptitter (finkornete gneiser) og kvartsrike porfyrbergarter. Til gruppe 5 regnes også til dels kvartsrike glimmerskifrer.
6. Kvartsitter, sparagmitter og andre næringsfattige sandsteiner.

Ved denne inndelingen av bergartene er det tatt hensyn til hvor lett mineralene avgir plantenæring og hvor finkornet jord det dannes. Med omsyn til næringsstoffene er det lagt stor vekt på kalktilstanden. Det ble derfor tidligere snakket om inndeling av bergartene etter "kalkvirkningen", mens en nå heller bruker uttrykket "forvittringsvirkningen".

En bergart med gode egenskaper kan prege jorda selv om det er innblandet små mengder av den, fordi den forvitrer lett. På den andre sida må altså bergarter med liten evne til å avgi næringsstoffer dominere sterkt før de preger jorda med sine dårlige egenskaper.

I endel torvjordarter er det noenlunde lett å finne ut hva slags planterester storparten av massen er bygd opp av. F.eks. er Sphagnum-rester som regel lette å kjenne igjen når torven ikke er sterkt omdannet. Flere andre plantearter eller -grupper kan en også bestemme makroskopisk i torven. Torvmyrull etterlater seg en strylignende masse av de nederste stengeldelene, starr og andre nærstående planter kjennes på filtet rotmasse, osv. Ved mikroskopiske undersøkelser er det som regel mulig å komme mye lenger med bestemmelse av planteartene torven er blitt til av. Men slike undersøkelser krever atskillig øvelse.

Vegetasjonen på myroverflaten er selvfølgelig langt lettere å bestemme, og den kan gi gode holdepunkter for bedømmelse av materialet i den øverste torvmassen. Men en kan selvfølgelig ikke uten videre gå ut fra at samme slags

vegetasjon har vært opphav til torven i dypere lag. Det kan ha foregått mange forandringer i vegetasjonen gjennom tidene.

For praktisk torvbedømmelse har det i Norge i seinere tid vært i bruk to forskjellige systemer for inndeling etter den botaniske sammensetningen. Det er (av G. Holmsen) innført en inndeling i: 1) Mosemyrtorv, 2) grasmyrtorv, 3) lyngmyrtorv, 4) krattmyrtorv og 5) skogmyrtorv. Gruppen mosemyrtorv deles først i undergruppene kvitmosetorv (Sphagnum-torv) og gråmosetorv (torv av Rhacomitrium lanuginosum), og hver av disse i en undergruppe for lyngrik og en for grasrik torv. Skogmyrtorven er også inndelt i undergrupper. Etter et annet klassifikasjonssystem (brukt av P. Thurman-Moe, i hovedtrekk etter svenskene L. von Post og E. Granlund) inndeles først i de 3 hovedgruppene: Gytje, torv og dytorv. Gruppen torv deles videre etter vegetasjonen i 10 underavdelinger. Ved pollenanalytiske undersøkelser er brukt egne inndelings-systemer.

Den organiske jorda kan også klassifiseres etter andre prinsipper. Vi skal merke oss noen viktige systemer. En alminnelig framgangsmåte er inndeling etter fuktighetsforholdene på dannelsesstedet. Limniske dannelser er avsatt under vann, telmatiske på steder som er oversvømmet bare endel av veksttida, og terrestriske på steder som aldri eller bare unntaksvis står under vann. Det kan ellers skilles mellom topogene, ombrogene og soligene torvdannelser. I første tilfelle er det oppsamling av vann i forsenkninger i topografien, i andre tilfelle nedbøren, og i tredje tilfelle tilsig av vann fra sida som betinger torvdannelsen. Prøver vi å kombinere disse to systemene finner vi at limniske og telmatiske dannelser er topogene, mens de terrestriske er enten ombrogene eller soligene. Til dels brukes uttrykket geogen i stedet for soligen.

Den organiske jorda kan også inndeles etter hvorvidt materialet er tilført eller dannet på stedet. Det er selvfølgelig den siste gruppen som generelt sett er viktigst. Men lokalt kan organiske sedimenter (f.eks. i gytje- og dyavleiringer) spille stor rolle.

Torven inndeles etter omdannelsesgraden (humifiseringsgraden). Det er (av L. von Post) satt opp en 10-delt skala for slik klassifisering. Graden 1 (H 1) angir fullstendig frisk og dyfri torv som ved pressing i handa gir fra seg klart vann. Med graden 10 (H 10) betegnes heilt omdannet torv uten synlig plantestruktur. Ved pressing i våt tilstand glir heile massen ut mellom fingrene.

Etter tilgangen på næringsstoffer på avleiringsstedet har en skilt mellom: 1) Eutrof (eutrafent), 2) mesotrof (mesotrafent) og 3) oligotrof (oligotrafent) torv, med den første gruppen som den næringsrikeste.

4. Klassifisering etter den mekaniske sammensetningen

Fordi mange betydningsfulle egenskaper ved jorda er bestemt av den mekaniske sammensetning, er inndeling på dette grunnlaget meget viktig. Fra gammelt er det i landbruket nyttet klassifisering etter kornstørrelsen, og jorda er gitt navn som grusjord, sandjord og leirjord,

Særlig i noe eldre jordbunns litteratur er ofte uttrykket petrografisk klassifikasjon brukt i stedet for klassifisering etter den mekaniske sammensetningen. Men vi kan merke oss at ved en fullstendig petrografisk inndeling må en også ta hensyn til hvilke mineraler som opptre i jordmassen.

En hovedregel ved klassifisering etter den mekaniske sammensetningen er at en gir jorda navn etter den fraksjonen som setter sitt preg på materialet. Viktige innblandinger angis med adjektiver foran hovednavnet. Vi må i denne sammenheng merke oss at en fraksjon kan være bestemmende for jordmassens egenskaper selv om den kvantitativt sett ikke dominerer. Blander vi f.eks. sammen 30 vektprosent av materiale mindre enn 0.002 mm og 70 vektprosent grovsand, vil denne jorda få leirkarakter trass i at grovsandfraksjonen utgjør den største delen av massen. Leirmateriale er mer reaktivt enn grovsand. En gammel definisjon for leirjord sier at leire er plastisk jord som får de fysiske egenskapene bestemt av kolloidalt mineralmateriale. Når det er mineralkolloider nok til å bestemme de fysiske egenskapene, blir altså jorda

kalt leire. Vektprosenten av materiale mindre enn 0.002 mm tar denne definisjonen ikke direkte hensyn til. Men det er selvfølgelig nøye sammenheng mellom den prosentiske sammensetningen og de fysiske egenskapene. Etter det inndelings-skjemaet vi skal gjennomgå i det følgende, brukes hovedbetegnelsen leire når innholdet av materiale under 0.002 mm kommer opp i mer enn 15%. I Norge er det forholdsvis små arealer med jord der leirfraksjonen utgjør så mye som 50%.

Leirinnholdet er meget viktig også for jord der grovere fraksjoner setter preg på materialet. F.eks. er nærings-tilgangen for plantene avhengig av innholdet av leir. Det er derfor alminnelig å angi leirinnholdet ved jordarts-klassifisering. Vi skal her gjøre oss kjent med inndelings-systemet som det har vært enighet om å bruke i Nordiske Jordbruksforskeres Forening. (I hovedtrekk utarbeidd av svensken G. Ekström).

Det er først og fremst en øvelsessak å bli i stand til å bestemme den mekaniske sammensetningen riktig ute i marka. Det er til å begynne med en hjelp å sammenligne med prøver med kjent kornstørrelse når en skal bestemme de groveste fraksjonene. For jord med stort innhold av finere materiale er det særlig aktuelt å forsøke med utrullingsprøve. En elter jorda med vann og prøver å rulle den ut i tråder. Den minste tykkelsen tråden kan rulles ut til, gir et mål for leirinnholdet.

Inndeling etter leirinnholdet

Vektprosent leir (< 0.002 mm)		Trådtykkelse ved utrulling
< 2	Leirfri jord	Kan som regel ikke rulles ut.
2 - 5	Svakt leirholdig jord	Jord rik på materiale 0.02-0.002 mm kan formes i 4-6 mm tykke tråder
5 - 15	Leirholdig jord	Ca. 3 mm
15 - 25	Skjør leire	Ca. 2 mm
25 - 40	Middels stiv leire	1 - 1.5 mm
40 - 60	Stiv leire	ca. 1 mm
> 60	Meget stiv leire	< 1 mm

Fastheten av den eltete massen gir også et mål for leirinnholdet. Når materialet har avgitt så mye av vannet at det har fått en tydelig lysere farge, er fastheten størst hos den jorda som har størst leirinnhold. En kan undersøke fastheten ved å måle hvor stor kraft det skal til for å trykke sammen tilskårne terninger av massen.

I tørr tilstand har jordklumpene større sammenhengskraft desto større leirinnholdet er. En kan undersøke stivhetsgraden ved å ripe med en tilrundet glasstav eller stryke med fingeren på en plan overflate av lufttørre leirklumper. Jo stivere leira er, desto mindre materiale løsner fra overflaten. Disse metodene krever lufttørre klumper med plane overflater. Framgangsmåten brukes i laboratoriet, men passer sjelden når en ute i marka skal gjøre seg opp mening om leirinnholdet i en bestemt jordart.

Under ellers like vilkår er fargen av leirjorda i alminnelighet mørkere desto større leirinnholdet er.

I stedet for uttrykkene skjør og stiv leire brukes til dels mager og feit leire eller lett og tung leire. Uttrykket skjør refererer seg til at trådene under utrulling smuldrer ved forholdsvis stor tykkelse.

I tabellen nedenfor er gjengitt som eksempler den mekaniske sammensetningen av noen prøver av norske jordarter. Prøven M 2 er fra moreneleire, M 56 fra morenejord av nordmarkitt - eikeritt, M 38 fra morenejord av leirskifer, F 17 fra en spesiell type forvittringsjord av basalt, og de 3 siste prøvene fra sedimentær jord.

Mekanisk sammensetning. % av materialet < 2 mm.

Prøve nr.	2.0- 0.6 mm	0.6- 0.2 mm	0.2- 0.06 mm	0.06- 0.02 mm	0.02- 0.006 mm	0.006- 0.002 mm	<0.002 mm
M 2	9.3	13.9	15.6	11.9	11.6	8.7	29.0
M 56	34.7	27.3	16.7	8.5	8.2	2.1	2.5
M 38	20.2	29.7	24.2	8.7	6.2	2.2	8.8
F 17	40.2	34.5	7.9	9.5	3.0	1.7	3.2
VI,7	0.1	0.3	5.5	20.5	19.8	10.9	42.9
XVI,8	45.0	39.9	12.3	1.5	0.0	0.7	0.7
II,6	0.0	0.2	52.4	37.1	6.7	1.7	1.9

Etter det klassifiseringssystemet som nettopp er gjennomgått, vil prøven M 2 få betegnelsen middels stiv moreneleire. Analysetallene for M 56 viser størst innhold av grovsand. Men denne jordmassen hadde så mye av fraksjonen 20-2 mm at den måtte få hovedbetegnelsen morenegrus. Prøven M 38 må betegnes som leirholdig, finsandrik morenegrovsand, og F 17 leirfattig grovsand av forvittringsmateriale. VI,7 er stiv sedimentær leire, XVI,8 leirfri sedimentær grovsand, og II,6 leirfri sedimentær finsand. I tillegg til disse karakteristikene kommer bl.a. opplysninger om bergartene jorda er dannet av.

I stedet for oppstilling i tabellform kan resultater av mekanisk analyse gjengis i såkalte kumulative diagrammer (en slags summeringsdiagrammer). Kurver for 4 jordprøver er presentert i fig. 5. For to av prøvene er leirmaterialet delt i 4 fraksjoner. Dersom en nøyer seg med å bruke en kornstørrelsesskala med 3 grupper (sand, "silt", og leir), kan hver enkelt jordprøve representeres ved et punkt i et trekantdiagram (se fig 6).

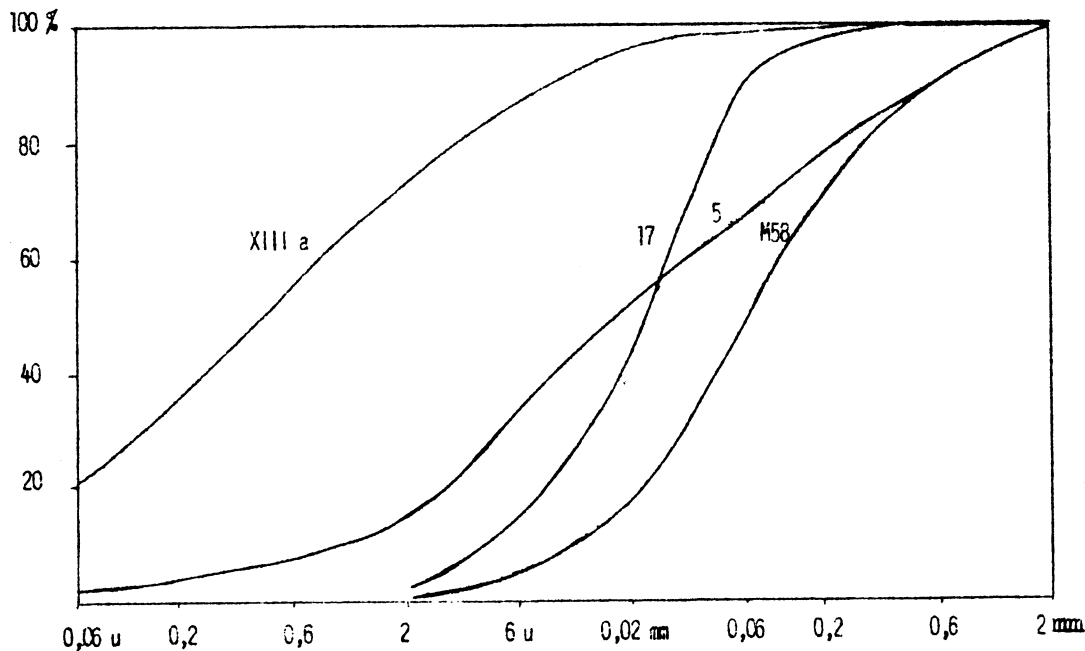


Fig. 5. Eksempler på kumulative diagrammer.

Det finnes mange forskjellige systemer for inndeling i slike diagrammer. Vi skal her bare gjøre oss kjent med et klassifikasjonsskjema som brukes i USA (se fig. 6). Da noen av de engelske faguttrykkene er umulige å oversette heilt dekkende til norsk, gjengis de engelske begrepene i figuren. Med uttrykket silt menes i dette tilfelle partikler med størrelse 0.002 - 0.05 mm. I andre høve blir dette og også enkelte andre av de engelske faguttrykkene brukt i andre betydninger enn i denne figuren.

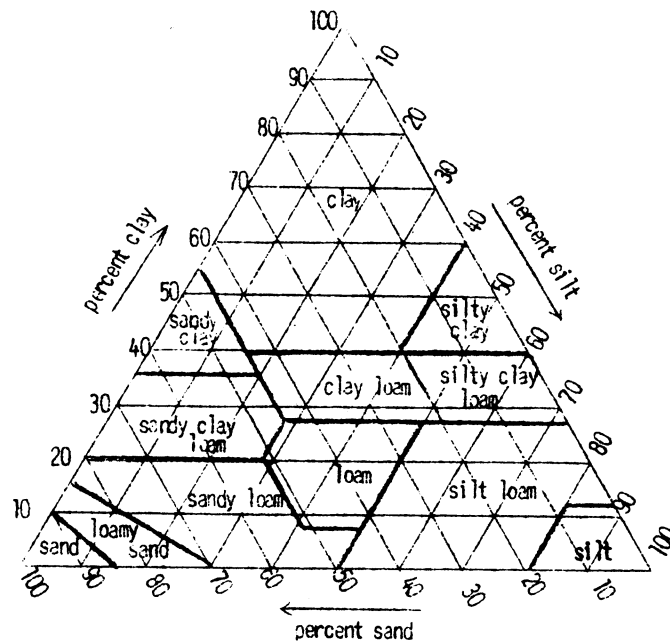


Fig. 6. Klassifiseringsskjema som brukes i USA.

5. Prinsipper for jordsmonnklassifisering

Grunnlaget for klassifisering av jordsmonnet er forskjeller med hensyn til jordprofilets egenskaper. Sjikt-differensiering, humusinnhold, farge, mekanisk sammensetning, struktur og andre fysiske og kjemiske ulikheter er egenskaper som tillegges vekt ved utforming av klassifiseringssystemer.

Det er viktig å kunne gi klar karakterisering av de egenskaper inndelingen bygger på. Såvidt mulig prøver en å basere klassifiseringen på målbare kjennetegn.

Den mest utbredte hovedgruppen av jordsmonn i Norge er podsol. Navnet er russisk og betyr noe slikt som askelignende jord. Det øverste mineraljordlaget har en avbleiket, til dels askelignende farge.

Det blir lagt vekt på praktiske egenskaper ved gruppering av jordsmonntypene. Særlig tillegges faktorer som innvirker på den planteproduserende evne, stor betydning. I Norge er jordsmonnet mange steder tynt fordi det er lite jord over berggrunnen, så mulighetene for produksjon av plante-masse av denne årsak er sterkt redusert.

Som meget viktige jordsmonngrupper i tillegg til podsol har vi i vårt land brunjord og sumpjord. Jordsmonnklassifiseringen drøftes nærmere seinere i forelesningsserien.

6. Humusinnholdet i kulturjorda

Oppdyrking fører til sammenblanding av de øverste sjiktene i jordsmonnet. Ved alminnelig jordbruksmessig drift vil matjordlaget (den delen av jordmassen som blir arbeidd) ha noenlunde ensartete egenskaper ned gjennom profilet. De dypere liggende delene av jordsmonnet blir til dels kalt alv.

Det knytter seg spesiell interesse til humusinnholdet i dyrka jord. Ved klassifisering av matjord har det i lengre tid vært brukt dette inndelingssystemet i de nordiske land:

Moldfattig mineraljord		under 3% humus	
Moldholdig	"	3 - 6%	"
Moldrik	"	6 - 15%	"
Mineralblanda moldjord		15 - 40%	"
Organisk jord		over 40%	"

I seinere tid har det vært prøvd med mer detaljert inndeling:

Moldfattig mineraljord		under 2% humus	
Noe moldholdig	"	2 - 3%	"
Middels	"	3 - 6%	"
Moldrik mineraljord		6 - 12%	"
Meget moldrik	"	12 - 20%	"
Mineralblanda moldjord		20 - 40%	"
Organisk jord		over 40%	"

Innenfor ensartete områder kan det være ønskelig med en slik detaljert klassifisering. Men i mange høve må en være fornøyd om en ved feltundersøkelser klarer å inndele noenlunde riktig etter det enkleste systemet.

Å vurdere humusinnholdet riktig er i første rekke en øvelsessak. De kjennetegn som en særlig bruker, er farge, struktur og volumvekt.

Fargen blir mørkere med aukende innhold av humus. Men fargen endres også med vekslende fuktighet. Fuktig jord er mørkere enn tørr. Sandjord ser også i alminnelighet mørkere ut enn leire med samme humusinnhold og fuktighetsgrad.

Med stigende humusinnhold i mineraljorda finner en gjerne mer av trevler av organisk materiale i massen.

Volumvekten avtar med stigende humusinnhold. Humussubstansen har spesifikk vekt på omkring 1.3 - 1.4, altså omkring halvparten av mineralmaterialets egenvekt. Men endringen i volumvekt er langt større enn denne forskjellen tilsier, fordi strukturen blir åpnere med aukende humusinnhold i jorda.

Ved bedømmelse ute i marka merker en seg ellers de faktorer som en veit påvirker humusinnholdet. Med aukende vanninnhold stiger som regel mengden av organisk materiale. Grovkornet jord er ofte relativt tørr og godt gjennomluftet og får dermed i alminnelighet mindre innhold av humus enn mer finkornet jord.

IV. Noen viktige jordbunnskjemiske prosesser

1. Oversikt over jordkolloidene

A. Litt generell kolloidkjemi

Mange av de viktigste kjemiske reaksjonene i jordsmonnet er knyttet til det kolloidale materialet.

I en oppløsning av et ekte salt, som kaliumsulfat, natriumklorid eller kalsiumnitrat, er ionene spredt enkeltvis omkring i væsken. Når enkle organiske stoffer som f.eks. sukker løses opp, fordeles enkelt-molekylene i oppløsningsmidlet. Størrelsen av disse minste enhetene i ekte oppløsninger er blitt bestemt. Vi kan merke oss dimensjonene av noen av de ionene som er av særlig interesse i jordbunns læren.

	Ioneradius Å ($1 \cdot 10^{-7}$ mm)		Ioneradius Å
Si ⁺⁺⁺⁺	0,42	O ^{÷÷}	1,32
Al ⁺⁺⁺	0,51	Cl [÷]	1,81
Mg ⁺⁺	0,66	Si ^{÷÷÷÷}	2,71
Fe ⁺⁺⁺	0,64	Se ^{÷÷}	1,93
Fe ⁺⁺	0,74		
Na ⁺	0,97		
Ca ⁺⁺	0,99		
K ⁺	1,33		
NH ₄ ⁺	1,43		
H ₃ O ⁺	1,54		
Se ⁺⁺⁺⁺⁺	0,32		

Generelt sett er de positive ionene mindre enn de negative. Ved jamføring av alkali- og jordalkali-ioner med samme valens finner en størst dimensjoner hos de tyngste ionene. F.eks. har kalium (atomvekt 39,1) et elektronskall mer enn natrium (atomvekt 23,0) og større ioneradius. Sammenlignes på tilsvarende måte grunnstoffer med forskjellig valens, men med plassering ved siden av hverandre i det periodiske system, finner en størst dimensjoner hos ionene med minst ladning.

I kationer med stor elektrisk ladning trekkes altså elektron-skallene sterkt inn mot kjernen. F.eks. har kalsium (atomvekt 40,1) mindre ioner enn kalium, magnesium (atomvekt 24,3) mindre enn natrium, silisium (atomvekt 28,1) mindre enn aluminium (atomvekt 27,0) osv.

Ionestørrelsen er viktig for mange kjemiske egenskaper til vedkommende grunnstoff. Bl.a. har den betydning for hydratasjon og dermed for evnen til å nøytralisere kolloidpartikler (se drøftelser i følgende avsnitt).

Kompleksjoner (sammensatte ioner) er selvfølgelig større enn enkeltkomponentene. Molekylene har sterkt varierende størrelse. Er molekylene bygd opp av få atomer, avviker ikke dimensjonene særlig mye fra ionestørrelsene. Kompliserte organiske molekyler (f.eks. eggehvittemolekyler, med molekylvekt på mer enn 100 000) har kjempemessige tverrsnitt sammenlignet med enkeltionene.

En ekte oppløsning er karakterisert ved at det oppløste stoffet er jevnt fordelt som ioner eller små molekyler i oppløsningsmidlet. Med alminnelige optiske hjelpemidler kan en ikke skille mellom forskjellige bestanddeler i en ekte oppløsning. Et slikt system sier en er homogent. Ved grovere fordeling av stoffet kan en skille, f.eks. med mikroskop eller ultramikroskop, mellom forskjellige faser i systemet. En snakker da om et heterogent system. Uttrykket en fase brukes om de delene som hver for seg er homogene i et system.

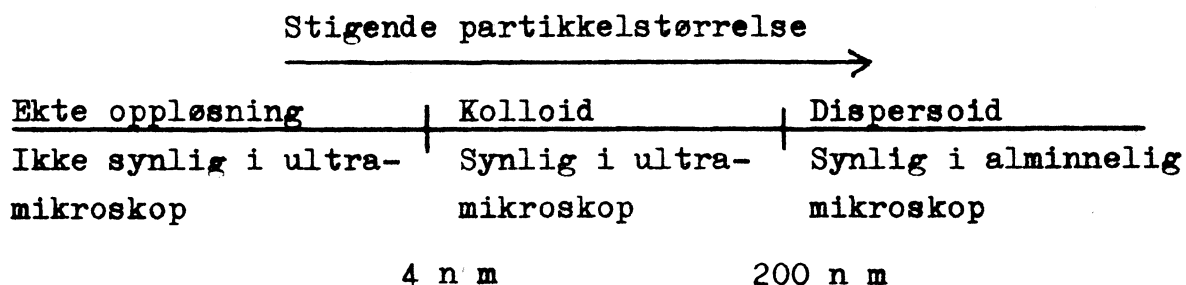
Grensa mellom et homogent og et heterogent system avhenger selvfølgelig av hvor gode hjelpemidler en rår over når en skal prøve å skille mellom forskjellige faser. Det regnes i alminnelighet at systemet er homogent når en ikke kan skille forskjellige faser ved hjelp av ultramikroskop.

I et system av eggehvittemolekyler i vann kan en peke ut to forskjellige faser. Dette systemet må altså sies å være heterogent. Riktignok er partiklene enkeltmolekyler, men det er særlig store molekyler.

Et heterogent system med sterk finfordeling kalles kolloid. Grensene for partikkelstørrelsene i kolloidene oppgis forskjellig. En alminnelig definisjon er at et kolloid

et heterogent system med partikkeldiameter mellom 1 n m og 100 n m ($1 \text{ n m} = 0.001 \mu \text{ m} = 10 \text{ \AA}$). Men vil en holde seg til mulighetene for eksperimentell påvisning av kolloidene, vil grensene 4 og 200 n m passe bedre. Partikler mindre enn 200 n m er usynlige i alminnelig mikroskop, og når diameteren kommer under 4 n m kan de heller ikke skilles fra dispersjonsmidlet med ultramikroskop. Med elektronmikroskop er det derimot mulig å skille også mindre partikler.

En pleier å kalle systemene for dispersoider når finfordelingen ikke er så sterk som i kolloidene, men enkeltpartiklene ikke er synlige uten forstørrelse. Størrelsen av den finfordelte fasen i et dispersoid ligger altså anslagsvis mellom 0.2 og $50 \frac{1}{n} \text{ m}$. Men en må være klar over at det selvfølgelig ikke eksisterer noen skarp grense mellom ekte oppløsning og kolloid og mellom kolloid og dispersoid. Inndeling på dette grunnlaget vil gi følgende grupper:



I bergartsmassene spiller kolloidene relativt liten rolle, men ved prosesser som fører til at det utvikles jord og jordsmonn, dannes kolloidalt materiale av de uorganiske stoffene. I planter og dyr er kolloidal struktur sterkt framtrædende. Humus er i stor utstrekning kolloidalt stoff.

Uttrykket sol brukes om et kolloid i flytende tilstand. en gel er et mer eller mindre fast kolloidalt system med en flytende fase.

Kolloidene har meget stor overflate. Et regneeksempel kan vise dette forholdet. En terning med sidekant 1 cm har en overflate på 6 cm^2 . Deler vi den opp i terninger med sidekant 1 mm, får vi 1000 stykker med en samlet overflate på 60 cm^2 . Fortsettes delingen til terningene måler 0,1 mm,

blir overflaten 600 cm^2 . For hver ny oppdeling som fører til terninger med sidekant $\frac{1}{10}$ auker antallet av terninger 1000 ganger, og den samlede overflaten hos massen blir 10 ganger så stor som før.

Terningenes sidekant		Massens overflate	
1	cm	6	cm^2
1	mm	60	"
0,1	"	600	"
0,01	"	6000	"
0,001	"	6	m^2
0,0001	"	60	"
0,00001	"	600	"

I leirfraksjonen har partiklene mindre diameter enn 0,002 mm. Den samlede overflaten av 1 g kvartsterninger med sidekant 0,001 mm vil ligge omkring $2,3 \text{ m}^2$ (spesifikk vekt for kvarts 2,6). Formen på partiklene har innflytelse på størrelsen av overflaten. En kulerund partikkel har noe mindre overflate enn en terning eller et prisme med samme volum. Mange mineraler har plateformet oppbygging (jfr. drøftelse av leirmineralene). I enkelte kolloidsystemer finner en fibrillær struktur (asbestlignende mineralmateriale, fiberstruktur i planterester).

Naturlig leirjord har som regel mye materiale mindre enn 0,001 mm. Overflaten blir altså tilsvarende større. Ved mange undersøkelser er det funnet total overflate på 5-20 m^2 pr. g.

De reaksjonene som er knyttet til overflaten av partiklene, får bedre muligheter desto lenger finfordelingen drives. Som en typisk overflatereaksjon kan nevnes adsorpsjon. Adsorpsjon er konsentrasjonsøkning av et stoff inn mot overflaten av et annet. En pleier ofte si at overflaten "suger til seg" materiale. Forklaringen på denne konsentrasjonsvariasjonen er at det foregår den største energifrigjøring når stoffene fordeler seg slik i systemet.

Et begrep som er nær beslektet med adsorpsjon er absorpsjon. Motsvarende til disse substantivene har en verbene

adsorbere og absorbere. Ofte brukes disse uttrykkene om hinannen. Men begrepet adsorpsjon skulle referere seg til stoffopptagelse og binding mot en overflate, mens disse reaksjonene skjer inne i en stoffmasse når en snakker om adsorpsjon. Hvorvidt vi bruker det ene eller det andre begrepet, skulle altså avhenge av om vi snakker om en enkelt jordpartikkel eller om heile jordmassen. Som samnavn for disse to begrepene brukes til dels uttrykket sorpsjon.

B. Kolloidenes elektriske ladning

Ved en grov skjematisk inndeling av de viktigste jordkolloidene etter den kjemiske sammensetningen kan det skilles mellom: 1) silisiumrike mineralkolloider, 2) humuskolloider og 3) hydroksyder av jern og aluminium. Humusstoffer og alminnelige silisiumforbindelser har lettere for å avspalte kationer enn anioner ved den hydrogenionekonsentrasjonen som råer i jorda. De blir altså elektronegative. Kolloidpartikler av jern- og aluminiumhydroksyd har derimot lettere for å få positiv ladning, men disse kolloidene er det langt mindre av i jordsmonnet.

De alminneligste kolloidpartiklene i jorda har altså negativ elektrisk ladning. Men de naturlige jordkolloidene har oftest en komplisert kjemisk sammensetning. En må altså ikke skille skarpt mellom kolloider av humusstoffer, silikater og jern- og aluminiumhydroksyder.

En elektronegativ kolloidpartikkel er omgitt av kationer, og en positiv partikkel av anioner. Den elektriske ladningen til hver enkelt partikkel finnes fordelt i overflaten. Det kan altså snakkes om et elektrisk sjikt i partikkeloverflaten. Ionene med motsatt ladning omgir partikkelen som en sverm. Tettheten øker innover mot partikkeloverflaten. En kan derfor med en viss rett si at en har også den motsatte elektrisitet samlet i et lag, men det er her minkende ionetetthet utover fra partikkelen. Det var lenge alminnelig å bruke uttrykket Helmholtz's elektriske dobbeltsjikt om elektrisitetsfordelingen i og omkring en kolloidpartikkel. Etter denne forenklete modellen ble det

regnet med at alle de ionene som nøytraliserte partikkelens ladning, var samlet i ett sjikt. I seinere tid er det utarbeidd modeller som tar hensyn til den mer diffuse fordelingen av ionene i oppløsningen omkring partikkelen. F.eks. regner både teorien til Gouy-Chapman og teorien til Stern med en slik ionefordeling. I begge forklaringsmåtene blir det videre tatt omsyn til at ioner med samme ladning som partikkelen blir skjøvet vekk fra partikkeloverflaten. Den såkalte negative adsorpsjon er altså kommet med i bildet. I den modellen som er utformet av Stern, blir det også regnet med at ionene har forskjellig størrelse.

Sendes det elektrisk likestrøm gjennom forskjellige kolloider, vil de positive kolloidpartiklene bevege seg mot katoden og de negative mot anoden. Ionene som omga partiklene, går til den motsatte elektrode. Denne vandringen av elektrisk ladde partikler kalles elektroforese (kataforese). Ordner en seg slik at elektroforesen foregår under ultramikroskop, kan en raskt bestemme vandringsretningen og altså fastslå hva slags elektrisk ladning kolloidpartiklene har.

Ved hjelp av elektrisk likestrøm kan en også separere fra ionene omkring partiklene. Det brukes da et elektrodialyseapparat. Et slikt apparat har tre rom. Midtkammeret er skilt fra de to siderommene med semipermeable (halvgjennomtrengelige) hinner, f.eks. av pergamentpapir. Slike membraner slipper gjennom ioner, men stenger for større partikler. I ytterkamrene plasseres plateformete platinaelektroder i liten avstand fra membranene. Jorda fylles sammen med destillert vann i midtkammeret. Når strømmen settes på, går kationene til katoden og anionene til anoden, mens jordmaterialet holdes innenfor de halvgjennomtrengelige membranene. Det foregår forskyvninger også i selve jordmassen. Kolloidene beveger seg i noen grad henimot elektrodene.

I katoderommet samles Ca, Mg, K og Na. Hydrogenionene føres også hit, men de utlades straks og unnviker som hydrogengass. Til anoden kommer f.eks. hydroksyd-, sulfat-, nitrat-, fosfat- og klorionene. pH blir lavere ved anoden enn ved katoden. Ved å tappe av og analysere katode- og

anodevann, kan en finne ut hvor store mengder av næringsstoffer som er blitt frigjort fra jorda. Dersom en foretar slike avtappinger til forskjellige tidspunkter etter at strømmen er satt på, kan en også i noen grad få rede på hvor raskt de forskjellige næringsstoffene blir frigjort. Men undersøkelser etter denne framgangsmåten tar lang tid og kan derfor ikke bli alminnelige.

Ved elektrodialyse kan en skaffe seg materiale som er praktisk talt fritt for andre ombyttbare ioner enn hydrogen- og hydroksydioner. Slik jord som bare inneholder vannets ioner, har stor teoretisk interesse. En pleier å si at denne jorda er umettet, fordi den ikke inneholder ombyttbare metallkationer. Elektrodialyseprosessen kan føres så langt fordi vannet er elektrisk ledende. I tillegg til vannets egne ioner inneholder det som regel karbonsyre. Alle metallkationene kan etter hvert byttes med hydrogenioner. Men den stigningen av hydrogenionekonsentrasjonen som en får i alminnelig jord, kan medføre at mineralmaterialet i noen grad angripes og brytes ned. Ved slike forvitningsprosesser frigjøres stoffer, og det er vanskelig å avgjøre eksakt når frigjøringen av de adsorberte ioner slutter. I noen grad foregår samtidig nedbryting av krystallgitrene og frigjøring av ioner som er adsorbent av kolloidpartiklene. En kan skaffe seg uttrykk for den mengde ioner som transporteres ved å måle strømmengden. Strømstyrken avtar først, men blir etter en stund noenlunde konstant. Når strømstyrken har innstilt seg på et bestemt, lavt nivå, regner en at alle de adsorberte ionene er avgitt. Det skulle altså nå bare foregå nedbryting av partiklene.

De fleste kolloidpartiklene i alminnelig jord har, som nevnt, negativ elektrisk ladning. I løpet av elektrodialysen blir det altså stadig færre metallkationer og flere hydrogenioner i midtkammeret, og pH må altså synke. For å opprettholde elektrisk likevekt, blir det transportert inn en del OH-ioner i katoderommet og H-ioner i anoderommet. Dette er årsaken til pH-endringene i disse elektrodekamrene.

Når elektrisk strøm går gjennom fuktig jord, beveger vannet seg i noen grad mot katoden. Kationene er sterkere hydratisert og transporterer mer vann enn anionene. Det er eksperimentert med å utnytte i praksis dette forholdet med vanntransporten. For å stabilisere leire som byggegrunn har det vært prøvd å sende elektrisk strøm mellom elektroder som er nedsatt i jorda, og å pumpe ut det frigjorte vannet ved katoden.

C. Dispergering og utfelling

En viktig grunn til at kolloidale partikler kan holde seg svevende i lang tid i en væske, er at de er små. Tyngdekraften har liten makt over disse lette partiklene. Den Brown'ske bevegelsen kan gjøre seg sterkt gjeldende i forhold til tendensen til sedimentasjon.

De enkelte partiklene i en kolloidal oppløsning har elektrisk ladning, og de er hydratiserte. At en partikkel er hydratisert, vil si at den er omgitt av et lag av orienterende vannmolekyler. I et vannmolekyl ligger tyngdepunktet for den positive elektrisitet og tyngdepunktet for den negative elektrisitet på hver sin side av massens tyngdepunkt. Årsaken er at de to hydrogenatomene ikke er symmetrisk fordelt i forhold til oksygenatomet. Inntil en elektrisk ladd partikkel vil vannmolekylene orientere seg. Har partikkelen negativ ladning, snur vannmolekylet den positive delen – altså "hydrogensida" – mot partikkelen. Inn mot et kation eller en positiv ladd kolloidpartikkel vender vannmolekylet den negative delen. Til det indre molekyllaget kan det legges seg nye lag av orienterende vannmolekyler, og denne hydratasjonskapen virker som en slags støtpute når kolloidpartiklene kommer inn til hverandre.

Både den elektriske ladningen og hydratasjonen motvirker at kolloidpartiklene klumper seg sammen og synker til bunns. Kolloidet er mer stabilt desto større potensialet er mellom de to lag i det elektriske dobbeltsjiktet. Potensialet (P) for en kulerund, kompakt partikkel kan beregnes etter ligningen:

$$P = \frac{e \cdot d}{D \cdot r^2}$$

Kondensatorligningen
Bredt og Röhrlin 1932.

Mathson, Soil Sci. 28, 179-

Her er e ladningen på partikkelen, D er dielektrisitetetskonstanten, r er partikkelens radius og d er avstanden mellom de to lag. Så lenge det ikke skjer større forandringer i systemet, er størrelsene e , D og r noenlunde konstante, mens avstanden mellom de elektriske sjiktene lettere kan variere. Størrelsen d er avhengig av hydratasjonen og av oppløseligheten av den saltlignende forbindelsen kolloidet danner med de ionene som er til stede. Når det gjelder en gitt kolloidpartikkel, er altså d avhengig av hva slags og hvilken konsentrasjon av ioner som finnes i væsken omkring den.

Når potensialet kommer under en viss minsteverdi, kan partiklene klumpe seg sammen. De sterkest hydratiserte kolloidene kan ellers holde seg dispergert selv om potensialet er meget lavt. Minsking av avstanden mellom de to elektrisk ladde sjiktene vil lette koaguleringen eller utflokningen. Ved å øke konsentrasjonen av et av ioneslagene som finnes i svermen omkring partikkelen på forhånd, vil dissosiasjonen nedsettes. Avstanden mellom de to lagene i det elektriske dobbeltsjiktet minskes ellers ved å innføre mindre hydratiserte eller sterkere ladde ioner i ionesvermen enn de som var der på forhånd.

Innføring av et bestemt slags ioner kan føre til sterkere felling enn forskjellen i hydratasjon og ladning skulle tilsi, hvis kolloidpartikkelen danner en særlig tungt dissosierbar forbindelse med vedkommende stoff. F.eks. danner kalsium tungt oppløselige forbindelser med endel humusstoffer. Foruten kjemisk binding ved elektrostatisk ionetiltrekning finnes det som kjent også andre bindingskrefter. Det opptrer f.eks. ved visse typer av molekylbindinger særlig sterke krefter mellom atomer eller atomgrupper.

Da hydratasjonen spiller stor rolle for viktige egenskaper ved ionene, skal vi se på noen tall for størrelsen av noen en- og toverdige ioner med og uten hydratasjonskappe:

Partikkeldiameter, Å, for hydratiserte ioner:

Li	Na	K	Rb	Cs	Mg	Ca	Sr	Ba
7,3	5,6	3,8	3,6	3,6	10,8	9,6	9,6	8,8
Ionene uten hydratasjonsvann, Å:								
1,36	1.94	2.66	2.94	3.34	1.32	1.98	2.24	2,68

Det framgår av tallrekkene at hydratasjonen avtar med stigende ionediameter hos ioner med samme valens. De elektriske kreftene som orienterer vannmolekylene ved overflaten av ionet, blir mindre desto større avstanden er fra kjernen til ionets overflate.

Den koagulerende effekten av forskjellige ioner er videre sterkt avhengig av ladningen. Denne lovmessigheten ble oppdaget på et tidlig tidspunkt i kolloidkjemiens historie. Det ble utledet en viktig regel som sier at den fellende virkningen av en elektrolytt avhenger av valensen hos de ioner som har motsatt ladning av kolloidpartiklene. (Hardy - Schulzes regel. Dels skrives disse personnavnene i omvendt rekkefølge.) *Schulze-Hardy regel ca. 1900*

Etter denne forklaringsmåten skulle ikke valensen til ioner med den samme slags elektriske ladning som kolloidpartiklene, ha noen innflytelse. En så enkel teori gjelder ikke i alle tilfelle, men en kan si at stort sett har valensen av anionene liten innflytelse på koagulering av negative kolloider og kationene liten innvirkning på positive kolloider.

Det er utført mange eksperimenter for å klarlegge den koagulerende virkningen av ioner med forskjellig valens. Forholdet mellom en-, to- og treverdige kationer oppgis til dels å være som $1 : x : x^2$, der x er et tall mellom 16 og 32. Etter dette må en ha mellom 16 og 32 ganger så stor konsentrasjon av enverdige som toverdige ioner for å få samme fellingseffekt. I litteraturen finner en f.eks. nevnt forholdet $1 : 20 : 350$ for den relative fellingsvirkningen til Na, Ca og Al. Det er i andre tilfelle funnet sterkt avvikende tallforhold. Virkningen er bl.a. avhengig av egenskapene til de kolloidene som skal felles ut. Talleksemlene må bare oppfattes som antydning om hvordan fellingsvirkningen kan karakteriseres kvantitativt.

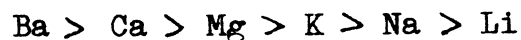
Et eksempel på utnytting av den sterke fellende virkningen av aluminium og treverdige jern har en i den rensingsmetoden som brukes i mange vannverk. Etter en alminnelig framgangsmåte destrueres mikroorganismene med klor, og de dispergerede partiklene felles ved tilsetning av jern- eller

aluminiumholdige forbindelser (f.eks. et alunsalt). Kolloidmateriale kunne selvfølgelig felles ut også ved tilsetning av f.eks. koksalt, men det måtte da brukes langt større mengder. I sjøvannet er konsentrasjonen av natrium så stor at også dette stoffet får en betydelig fellingseffekt. Det gjennomsnittlige saltinnholdet regnes å være 3,45%, og av dette utgjør Na 30,6%, Mg 3,7%, Ca 1,2% og K 1,1%.

Ved en undersøkelse over sedimentasjon av norsk leirmateriale i kloridoppløsninger av Ca, Mg, Na og K i samme konsentrasjon som disse kationene har i sjøvann, viste det seg at koagulering inntrådte i saltoppløsningene i den nevnte rekkefølge. CaCl_2 hadde altså sterkere koaguleringsvirkning enn NaCl, selv om konsentrasjonen var mye mindre.

Der elvene fører oppslemmet materiale ut i sjøen, blir det samtidig en uttynning av havvannets saltkonsentrasjon (dannelse av brakkevann). Laboratorieeksperimenter har vist at det kan foregå rask koagulering av leirpartikler selv om saltinnholdet bare er 1/10 av normalinnholdet i havvannet.

Foruten valensen har hydratasjon, ioneradius, ionevekt og spesifikk tiltrekning til partikkeloverflaten innflytelse på koaguleringsvirkningen. Det kan altså utledes mer detaljerte lovmessigheter enn valensregelen (Hardy - Schulzes regel). Stort sett synker fellingseffekten med stigende hydratasjon for kationer med samme valens. Det er gjort mange forsøk på å ordne ionene i rekkefølge etter den koagulerende virkningen. (Til dels brukes navnet Hofmeisters rekke om slike oppstillinger.) Som eksempel på en slik rangering av fellingseffekt overfor alminnelige jordkolloider kan nevnes:



Barium har altså den største og litium den minste fellende virkning.

Kolloidene inndeles i lyofile og lyofobe etter hvorvidt de øver tiltrekning på dispersjonsmidlet. Når dispersjonsmidlet er vann, brukes uttrykkene hydrofile og hydrofobe.

Eksempler på hydrofile kolloider er gelatin, gummi arabicum og eggehvitestoffer. Gullsol er eksempel på et hydrofobt kolloid. Blant forskjellig slags jordmateriale er alminnelige humusstoffer de mest hydrofile. Mineralkolloidene er mindre hydrofile, og graden av hydrofilitet hos silisiumforbindelsene avtar med minkende silisiuminnhold.

Et hydrofobt kolloid vil koagulere straks potensialet kommer under en viss kritisk verdi, mens et utpreget hydrofilt kolloid derimot kan holde seg dispergert selv om potensialet er ubetydelig. Ved tilsetning av store elektrolyttmengder felles også hydrofile kolloider. En bruker uttrykket utsalting om denne fellingsmåten. Prosessen forklares ved at elektrolytten konkurrerer med kolloidpartiklene om hydratasjonsvannet og gjør kolloidet ustabil ved å ta fra det en del av de orienterende vannmolekylene. Ved utsalting gjelder ikke de samme lovmessighetene for fellingsvirkning som er utledet foran. De ionene som blir sterkt hydratiserte, vil ha en særlig stor evne til å ta fra kolloidpartiklene hydratasjonsvann.

Hydrofile kolloider kan bli ustabile også ved at de mister vann på andre måter. Ved tilsetning av andre væsker, f.eks. alkohol, kan kolloidet dehydratiseres og felles ut. Alkoholen trekker til seg hydratasjonsvannet og gjør dermed kolloidet ustabil. Koagulasjon kan også komme i stand på grunn av endring i det totale vanninnholdet. Ved uttørking kan konsentrasjonen av elektrolytter bli så stor at kolloidet koagulerer. Tilsvarende forhold kan gjøre seg gjeldende når vannet fryser til is. Isdannelsen kan også ha virkning ved at partiklene mekanisk presses sammen.

Hydrofilt kolloidmateriale kan verne hydrofobe kolloider mot utfelling. En sier at de hydrofile kolloidene i slike tilfelle opptrer som beskyttelseskolloider. Forholdet forklares ved at beskyttelseskolloidet binder seg til det hydrofobe materialet så heile partikkelen får hydrofile egenskaper. Humusstoffer kan opptre som beskyttelseskolloider for kolloidalt mineralmateriale og på denne måten hindre utfelling.

Kolloidpartikler med motsatt elektrisk ladning kan utfelle hverandre gjensidig. Men ved eksperimenter har det vist seg at det blir koagulasjon bare når det brukes bestemte mengdeforhold mellom kolloidene. F.eks. gav et klassisk forsøk over gjensidig felling av humus- og jernhydroksydsoler følgende resultat:

Jernhydroksydsol,	Humussol,	
ml	ml	
0,5 - 6,5	5	Ingen felling
7,0 -17,5	5	Felling
18,0 -20,0	5	Ingen felling

Fellingen kommer i stand ved at kolloidene nøytraliserer hverandre. Dersom det er et stort overskudd av elektriske ladninger på det ene kolloidet i forhold til det andre, kan sammenblandingen føre til fullstendig omladning av det kolloidet som det er minst av. På denne måten forklares at det blir utfelling bare ved bestemte mengdeforhold.

Ved koagulering av et kolloid med mer eller mindre hydrofile partikler, vil en stor del av utfnokningsvolumet være vann. Når volumet av vannlaget omkring partikkelen er stort i forhold til selve partikkelen, må volumet av koagelet først og fremst være avhengig av partikkelantallet. Utfnokningsvolumet skulle etter dette i sterk grad gi et mål for antall partikler, men partikkelformen har også innvirkning. Da vekten av alle partiklene tilsammen er lett å bestemme, skulle en dermed kunne skaffe seg et tilnærmet mål for partikkelstørrelsen. Antall og størrelse kan selvfølgelig bestemmes ved tellinger i ultramikroskop, men dette krever spesialutstyr og tar lang tid. Bestemmelse av koagelvolumet er derimot meget raskt, og ved undersøkelse av leire har det vist seg at det er tilnærmet proporsjonalitet mellom partikkelantall og utfnokningsvolum. Ved slike undersøkelser over partikkelstørrelsen i leire er det ofte benyttet bariumklorid ved utfellingen.

Det motsatte av koagulering er peptisering. Fordi de viktigste koaguleringsårsakene er nøytralisering av den elektriske ladningen og dehydratisering, er det først og fremst oppladning og hydratisering av kolloidpartiklene som foregår under peptisering. Er et kolloid felt ut ved fortrenning av natriumioner med kalsiumioner, kan det på nytt bringes over i soltilstand ved å få kalsiumionene ombyttet med natrium igjen. Ved tilføring av beskyttelseskolloider kan geler dispergeres. Geltilstanden hos uorganiske jordkolloider kan f.eks. bli ødelagt ved at det blir tilført sol av humusstoffer.

Hydroksydioner har stor evne til å gi ny ladning til utfelte kolloidpartikler som tidligere har vært elektro-negative. Hydrogenionene har tilsvarende virkning overfor partikler som har hatt positiv ladning. Da det meste av jordkolloidene har negativ ladning, brukes som regel alkaliske oppløsninger når en skal dispergere jordprøver. Ved forbehandling av prøver til mekanisk analyse kan det brukes oppløsning av natriumhydroksyd. OH-ionene fremmer oppladning av negative partikler, og Na-ionene har liten fellende effekt jamført med andre kationer.

I mange geler er det relative innholdet av vann stort. Ved rysting eller omrøring kan slikt materiale gå over i flytende tilstand. Endel kolloider har evne til på nytt å gå over til gel når de får stå i ro etter omrøringen. Fastheten hos gelene og evnen til å stivne igjen etter omrøring er ikke bare avhengig av kolloidpartiklenes spesifikke egenskaper og av hva slags ioner de er nøytralisert med, men også innholdet av oppløste salter i væsken har innvirkning. Det har vist seg at det kan utvikles kvikkleire ved at leirmassen mister mer eller mindre av saltinnholdet som opprinnelig fantes i jordporene.

De norske leirfallene har foregått i leirmasser som er blitt bunnfelt i saltvann. I løpet av det tidsrom som er gått etter avsetningen, kan endel av saltet i vannet være ført bort. Massen kan dermed gå over i flytende tilstand og renne vekk straks den får avløp. Leirjorda er som regel dekket i overflaten av et noenlunde fast lag med lite vanninnhold,

— en såkalt tørrskorpe. Ofte er det et lite overflateskred, f.eks. på grunn av utgraving av rennende vann, som bryter tørrskorpen og åpner avløp for de flytende massene slik at leirfallet settes i gang.

D. Amfotere egenskaper

En definert kjemisk forbindelse som både kan oppta og avgi protoner, kalles en amfolytt eller et amfotert stoff. Etter en innarbeidd syre-base-definisjon er altså en amfolytt et stoff som kan være både syre og base.

I kolloidkjemien er det alminnelig å bruke uttrykket acidoid for et stoff med syreegenskaper og basoid for et stoff med baseegenskaper. Til dels brukes navnet saloid for de saltlignende kolloidforbindelsene. Et kolloid med amfotere egenskaper blir kalt amfolyttoid eller amfotert kolloid. Uttrykket amfolytt blir ellers ofte brukt også om kolloide stoffer. Betegnelseene syre og base blir også til dels benyttet om kolloider. Men det synes mer konsist å beholde disse uttrykkene for klart definerbare kjemiske forbindelser — altså for stoffer som det kan settes opp kjemiske formler for.

Etter den definisjonen som er brukt her, er en forbindelse som hydrokarbonationet (HCO_3) en amfolytt. Det samme gjelder aluminiumhydroksyd ($\text{Al}(\text{OH})_3$). Aluminium- og jernhydroksydene forekommer ellers svært alminnelig som kolloider. En annen type av amfolytter og amfolyttoider er de som har, hva vi kan kalle, en sur og en basisk del. Som eksempel på slike forbindelser kan vi ta aminosyrene. Av formelen for aminoeddiksyre (glykokoll, glycin, $\text{CH}_2\text{NH}_2\text{COOH}$), kan det utledes at dette molekylet kan ta opp et H-ion i aminogruppen og avgi et fra karboksylgruppen.

Mange jordkolloider har en tilsvarende sammensetning med en sur og en basisk del. F.eks. gjelder det mange jern- og aluminiumsilikater og forbindelser mellom humus- og mineralstoffer. I mineralkolloidene kan de jern- og aluminiumrike partiene opptre som den basiske, og de silisiumrike som den sure delen av kolloid partikkelen. En bruker gjerne

uttrykket kolloidkompleks om slike komplisert sammensatte jordkolloider.

Det isoelektriske punktet defineres som den pH de amfotere kolloidpartikler hver for seg er elektrisk nøytrale. Ved denne pH er kolloidet lettest å felle ut fordi partiklene mangler ladning og dermed er minst hydratiserte. Det isoelektriske punktet kan bestemmes ved pH-målinger i forbindelse med elektroforese-undersøkelser. En tilsetter syre og lut i varierende mengder, og undersøker vandringen av partiklene i elektrisk felt under ultramikroskop. Ved det isoelektriske punktet er partiklene elektrisk nøytrale og vil da bli liggende stille i et elektrisk felt, mens partikler med ladning vil bevege seg. Den pH en avleser i kolloidet med elektrisk nøytrale partikler, er altså det isoelektriske punktet.

En kan også tilnærmet finne fram til det isoelektriske punktet ved å undersøke hvilken pH utfelling av partiklene foregår lettest ved. Det er også andre målbare egenskaper som står i relasjon til det isoelektriske punktet. F.eks. er viskositeten hos kolloidet minst ved denne pH. Bestemmelse av viskositeten ved varierende hydrogenionekonsentrasjon kan tilnærmet vise hvilket isoelektrisk punkt kolloidet har.

Kjenner en syre- og basedissosiasjonskonstantene for en amfolytt eller de tilsvarende størrelsene for et amfolyttoid, kan en beregne det isoelektriske punktet:

$$C_{H_3O^+} = \sqrt{\frac{K_s}{K_b} K_v}$$

Her er K_s syrens dissosiasjonskonstant, K_b basens og K_v vannets. For aminoeddiksyre blir H-ionekonsentrasjonen:

$$C_{H_3O^+} = \sqrt{\frac{1,8 \cdot 10^{-10}}{2,7 \cdot 10^{-12}} \cdot 1,0 \cdot 10^{-14}} = 8,2 \cdot 10^{-7}$$

Det framgår uten videre av den alminnelige ligningen at den isoelektriske pH ligger under nøytralpunktet når syredissosiasjonskonstanten er større enn basedissosiasjonskonstanten. Er derimot dissosiasjonskonstanten for basen størst, ligger det isoelektriske punktet ved høyere pH enn 7,0.

2. Noen begreper i tilknytning til ionebytteprosesser.

Under behandlingen av koagulering og peptisering av kolloider gjorde vi oss kjent med at forskjellige slags ioner kunne bytte plass, og at kolloidets egenskaper er avhengig av hva slags ioner som omgir partiklene. Slike ioneombyttinger er meget viktige prosesser i jordsmonnet. Tar vi heile det landbrukskjemiske fagområdet under ett, er det sannsynligvis bare fotosyntesen som kan sies å være en viktigere gruppe av prosesser enn ioneombyttingen.

Fordi de fleste kolloidpartiklene i jordsmonnet har elektronegativ ladning, er det først og fremst kationeombytting som er av interesse i jordbunns læren. Når det ikke blir sagt noe annet, er det den vi tenker på når det snakkes om ioneombyttingsprosesser.

Med begrepet ombyttbare kationer menes i alminnelighet de kationer som er holdt fast av jordpartiklene på en slik måte at de kan bytte plass med andre kationer uten at oppbygningen av den enkelte partikkelen forandres. Ombyttingsprosessen må med andre ord være reversibel.

I alminnelighet foregår slike ioneombyttingsprosesser meget raskt (i løpet av sekunder eller noen minutter). Men f.eks. for kaliumionene viser det seg at ombyttingen i mineraljord kan fortsette over et langt tidsrom. Det har til dels vært skilt mellom raskt ombyttbart og langsomt ombyttbart kalium. Årsaken til dette forholdet for næringsstoffet kalium synes å henge sammen med at endel silikater har spesiell evne til å holde fast disse ionene fordi kalium- og oksygenionene har omtrent samme størrelse. Ammoniumionet kan reagere på lignende måte som kaliumionet overfor silikater. I noen grad kan det skje reaksjoner inne i partiklene, ikke bare på overflaten.

Forskjellige ioner bindes med ulik styrke til partikkeloverflaten. Generelt sett blir ionene med størst koagulerende evne holdt sterkest fast (størst adsorpsjonsenergi). De samme faktorene som har betydning for fellingsevnen, er altså også medbestemmende for bindingsstyrken. Grovt regnet vil ioner med sterk elektrisk ladning eller med liten hydratasjon bindes

sterkere enn ioner med svakere ladning eller tykkere hydrata-sjonskappe. Men spesielle egenskaper ved partikkelene kan endre dette forholdet. F.eks. kan K bli bundet sterkere enn Ca til bestemte typer av silikater.

De ionene som blir holdt sterkest fast, har også størst evne til å fortrenge andre ioner fra partikkeloverflatene.

Stort sett vil en finne denne rekkefølgen for bindingsstyrke og fortrenningsevne for alminnelige ioner:



I stedet for metallkationer er ofte betegnelsen baser blitt brukt, særlig i eldre jordbunns litteratur. Der har også vært alminnelig å bruke navnet utbytting i stedet for ombytting. Men enkelte forfattere bruker betegnelsen utbytting for frigjøring og innbytting for binding av ioner. Til dels blir begrepet innbytting brukt med samme betydning som absorpsjon.

De kationene som deltar i ionebytteprosessen i jorda, kan deles i to grupper. På den ene sida har vi metallkationene, medregnet ammoniumionet, og på den andre sida hydrogenionet. Med "basemetningsgraden" menes forholdet mellom mengden av ombyttbare metallkationer jorda inneholder og den mengden den kan inneholde under nærmere bestemte vilkår, f.eks. ved nøytral reaksjon. "Basemetningsgraden" regnes i alminnelighet ut i %. Brukes betegnelsen S for mengden av ombyttbare metallkationer og T for kationebyttekapasiteten, kan "basemetningsgraden" (V) beregnes slik:

$$V = \frac{S \cdot 100}{T}$$

Mengden av ioner som kan delta i ombyttingsreaksjonen, varierer sterkt for forskjellige slags jordmateriale. Vi oppgir gjerne denne ombyttingskapasiteten som milligram-ekvivalenter (m.e. eller mval.) pr. 100 g jord. Oftest sier en bare milliekvivalent i stedet for milligramekvivalent. En milliekvivalent er en tusendepart av en gramekvivalent.

En gramekvivalent Na er 23 g fordi atomvekta er 23 (22,997), og en milliekvivalent 23 mg. For det toverdige stoffet Mg er en milliekvivalent 12,16 mg, da atomvekta er 24,32.

En milliekvivalent av toverdige jern er 27,93 og av treverdige jern 18,62. (Atomvekta for jern er 55,85.)

3. Kjemisk forvitring av mineralmateriale

A. Innledning

Mineraljorda er blitt til av materiale fra fjellgrunnen. Bergartsmineralene var stabile under de forhold de krystalliserte, men i jordskorpas overflate er det i alminnelighet et annet fysikalsk-kjemisk miljø. Mange mineraler som var stabile i fjellgrunnen, kan derfor bli angrepet og nedbrutt i jordsmonnet. Bergartsmineralene blir her påvirket både av vannet, atmosfæren og organismene. En kan si at både litosfære, hydrosfære, atmosfære og biosfære er med å bestemme jordsmonnegenskapene.

Utforskningen av bergartsdannelsen har klarlagt at forskjellige grupper av mineraler er stabile ved forskjellige temperatur- trykk-forhold. F.eks. er pyroksen utkrystallisert ved høyere temperatur og trykk (i større dybde i jordskorpa) enn amfibol. Kloritt er dannet ved enda lavere temperatur og trykk, osv. (Jfr. facies-læren i petrografien.) Den vanligste mineralgruppen, feltspatene, utkrystalliseres ved relativt høye temperaturer. Det vil altså ikke kunne nydannes feltspat ved jordoverflaten, og fysikalsk-kjemisk sett vil disse mineralene være ustabile i jordsmonnet. Men feltspatene har en slik krystaloppbygging at de er vanskelige å nedbryte kjemisk.

Som utgangspunkt for drøftelse av den kjemiske forvitringen skal vi se litt på sammensetningen av jordskorpa. Berggrunnen har følgende gjennomsnittsinhold (etter V.M. Goldschmidt):

O	46,6 %	P	0,12 %
Si	27,7 "	S	0,05 "
Al	8,1 "	Cl	0,05 "
Fe	5,0 "	Mn	0,1 "
Ca	3,6 "	Cu	0,07 "
Na	2,8 "	Zn	0,008 "
K	2,6 "	B	0,0010 "
Mg	2,1 "	Mo	0,0002 "

De oppgitte tallene er vektprosent for heile jordskorpa (litosfæren) ned til 16 km dybde. Utrekning av volumprosent vil gi sterkt avvikende verdier (jfr. tallene for ionestørrelser). F.eks. utgjør oksygen vel 90 og silisium knapt 1 volumprosent. For noen av stoffene er det betydelig forskjell på innholdet i sedimenter og i eruptivbergarter. Særlig utpreget er dette for bor som er langt sterkere representert i sedimentene enn i eruptivene.

(I stedet for å oppgi innholdet i % kan det for stoffer med små konsentrasjoner være mer hensiktsmessig å bruke ppm ("parts per million", mg pr. kg). Innholdet av molybden er 2 ppm, og av de to stoffene jod og selen bare 0,3 og 0,09 ppm.

Det er utført omfattende beregninger som viser følgende sammensetning av eruptivbergartene:

Feltspat	59,5 %
Amfibol og pyroksen	16,8 "
Kvarts	12,0 "
Glimmer	3,8 "
Andre mineraler	7,9 "

Det er nå i alt kjent bortimot 2000 mineraler, med noe over 500 silikater. I Norge er det registrert litt over 300 mineraler, og omtrent halvparten av disse er silikater.

Eruptiver og gneiser utgjør den aller største delen av jordskorpa fordi de er så godt representert i de dypere lagene. Det er regnet ut at disse gruppene til sammen utgjør 95% av bergartsmassen. Men i overflatelagene er sedimentene mye hyppigere enn i større dybde. Det ser ut til at sedimentene dekker mer enn eruptivene i jordskorpas overflate.

Sedimentbergartene har avvikende mineralsammensetning fra eruptivene. I gjennomsnitt vil sedimentene ha et mindre innhold av feltspat, amfibol og pyroksen, og større innhold av kvarts, glimmer og glimmerlignende mineraler. Dessuten finnes det mye mer av karbonatmineraler i sedimentbergartene.

Den fysiske eller mekaniske forvitringen er en oppdeling av bergartsmaterialet. Slike prosesser fører altså til omdannelse av fast fjell til jord, og til finere oppdeling av jordpartiklene. Ved kjemisk forvitring derimot angripes og nedbrytes mineralpartiklenes krystallgitter. Det foregår altså en kjemisk omdannelse av mineralpartiklene. Den fysiske forvitringen danner viktige forutsetninger for den kjemiske. Ved oppdeling auker materialets overflate slik at de kjemiske prosessene får bedre høve til å virke.

Under den kjemiske forvitringen er det først og fremst jordvannet og luftoksygenet som gjør seg gjeldende. Vannet i jorda inneholder alltid mer eller mindre karbondioksyd og andre oppløste stoffer. Fra det organiske materialet avgis syrer og acidoider til jordvannet, særlig i kjølige trakter der oksydasjonen av humusstoffene foregår langsomt.

De kjemiske forvitringsprosessene kan inndeles på mange forskjellige måter. Ved en meget enkel inndeling kan det skilles mellom gruppene: 1) oksydasjon, 2) oppløsning og 3) hydrolyse. Hydratasjon er et viktig forstadium for mange av prosessene.

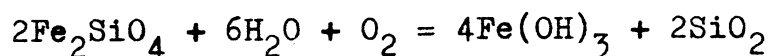
B. Oksydasjon

I de ytre lagene av jordskorpa har tilgangen på oksygen som regel vært stor under krystalliseringen. Det meste av mineralmassene er derfor fullt avmettet med oksygen. Men i endel mineraler kan det foregå oksydasjon. Størst rolle kvantitativt sett spiller oksydasjon av toverdig jern. Ellers kan f.eks. toverdig mangan oksyderes, og sulfidene kan ta opp oksygen og gå over til sulfater.

Blant silikatmineraler som inneholder toverdig jern, kan nevnes rombisk pyroksen (særlig hypersten), biotitt (særlig lepidomelan), olivin (særlig fayalitt) og videre

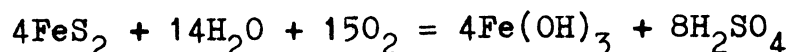
til dels kloritt, augitt, granat og hornblende. Av andre ferromineraler kan vi merke oss sulfider (svovelkis, magnetkis, kopperkis, arsenkis), vivianitt, jernspat (sideritt) og enkelte oksyder.

Sumformelen for oksydasjons-forvitring av silikatet fayalitt er:



Nedbryting av alminnelige silikater som inneholder toverdigg jern, fører ofte til utvikling av et rustfarget overflatesjikt med ferrihydroksyd ($\text{Fe}(\text{III})\text{OH}_3$, el. Fe_2O_3 med H_2O).

Ved oksydasjon av sulfidene dannes sulfater. Som eksempel kan nevnes forvitringen av svovelkis:



Ved denne oksydasjonen er det altså dannet to molekyler av den sterke syren svovelsyre for hvert "molekyl" svovelkis. Det regnes med at det dannes ferrosulfat ($\text{Fe}(\text{II})\text{SO}_4$) som mellomprodukt under oksydasjonen.

Det kan også dannes svovelsyre ved oksydasjon av svovel fra eggehvitestoffer. Gytje er til dels opphav for svovelsyredannelse.

Dersom svovelsyren ikke vaskes ut, kan den gjøre jorda sterkt sur. Alunskifer inneholder ofte atskillig svovelkis og magnetkis, og forvittringsjord av slikt materiale kan i noen tilfelle ha svært lav pH. F.eks. kan grøfteoppkast av alunskiferjord i de første årene etter at materialet er kommet opp i lufta, til dels være så sur at plantene ikke kan vokse. En slik lokalitet i Løten, Hedmark, hadde så lav pH som 2,05. I løpet av noen år vil oksydasjonen være fullført og svovelsyren vasket ut. Det ser ut til at magnetkisen i alunskiferen er lettere å oksydere enn svovelkisen.

Jordsmonn med sterkt sur reaksjon i overflaten på grunn av svovelsyre kalles gjerne sur sulfatjord eller alunjord. Svovelsyre- eller sulfationekonsentrasjonen er her så stor at det kan bli utfelt sulfater i jordoverflaten, særlig etter

lengre tørkeperioder. I Sverige og Finland finnes det betydelige arealer med sur sulfatjord inntil Østersjøen. Det er særlig i den såkalte Littorina-leira det er utviklet slikt jordsmonn. Denne leira er bunnfelt i Littorina-havet som fylte Østersjø-bassenget i den atlantiske perioden (i Tapes-tida).

Det er påvist en liten, lokal forekomst av sur sulfatjord i kanten av Åsmyra, ved Frydenhaug i Ås. Det ble her målt pH 2,42. På torvoverflaten var det utfelt skorper av gips.

Ved omdannelsen av det organiske materialet brukes oksygen. Det kan dermed bli vilkår for vekselvis oksydasjon og reduksjon i jordsmonnet. Hevning av grunnvannsnivået kan også gi reduserende miljø, mens senkning kan gi oksydasjonsmuligheter.

C. Oppløsning

Svært lite av det mineralmaterialet som finnes i alminnelig norsk jordsmonn, kan oppløses direkte i vann. Men i spesielle jordsmonntyper er det stoffer som lett går i oppløsning. I saltjordtypene finnes relativt lettoppløselige stoffer som klorider, sulfater og karbonater av natrium, kalium, kalsium og magnesium. Av natriumklorid kan det oppløses 36 g pr. 100 g vann ved 20°C. F.eks. alkalikarbonatene er også meget lett oppløselige. Når slike stoffer forekommer i jorda, er dette bevis på at stofftransporten bort fra jordsmonnet må ha vært liten. Kommer det fuktighet til, oppløses disse saltene.

Av gips oppløses ca. 0,25 g pr. 100 g vann, og av kalsiumkarbonat omkring 1,5 mg. Mineralet aragonitt er litt lettere oppløselig enn kalkspat (kalsitt).

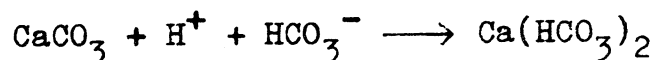
Oppløseligheten er også avhengig av innholdet av andre stoffer i væsken. F.eks. oppløses 0,82 g gips i 100 g mettet koksaltoppløsning, mens som nevnt 0,25 g ble oppløst i reint vann. Dette forholdet har sammenheng med nedsatt ioneaktivitet.

Størst interesse har virkningen av karbondioksyd og humusstoffer på oppløseligheten. En mettet karbondioksyd-oppløsning kan løse opp omtrent 0,1 g kalsiumkarbonat.

Regnvannet tar opp store mengder karbondioksyd fra lufta. Innholdet av CO_2 i den lufta som er opptatt i regnvannet, er ved 0°C hundre ganger så stort som i atmosfærisk luft. Nedbørvannet har altså stor evne til å angripe kalsiumkarbonatet i jorda.

I fuktig klima er i alminnelighet alt kalsiumkarbonatet blitt oppløst og fjernet fra de øverste sjiktene i jord som opprinnelig har inneholdt dette stoffet. Først i dypere lag er det sjanse for å finne karbonat. Det er som regel en skarpt markert grense i profilet, den såkalte karbonatgrensa, for opptreden av kalsiumkarbonat.

Oppløsningsprosessene for kalsiumkarbonat er ellers ikke så enkle som f.eks. for koksalt. Karbonationene tar opp H-ioner fra oppløsningen. Det foregår altså i virkeligheten en hydrolyseprosess:



Under påvirkning av sure stoffer, f.eks. humus, kan også i noen grad ionebytteprosesser føre til at kalsiumkarbonat løses opp. Kalsiumionene kan ta den plassen hydrogenionene tidligere hadde i humuskolloidet. Men det har vært alminnelig å drøfte kalsiumkarbonatet blant de stoffene som oppløses.

Mineralet apatitt er meget tungt oppløselig. Men en har regnet med at både klor- og fluorapatitten etter hvert forsvinner fra jordsmonnet. Hydroksydapatitt ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$) er mer stabil, og dette stoffet kan bli utfelt fra vannoppløsninger. På bekostning av andre fosforforbindelser kan det altså bli dannet hydroksydapatitt. Det blir ellers hevdet at det kan foregå nydannelse av fluorapatitt der det er store fluormengder i jorda.

Foruten karbonsyre kan også flere andre syrer ha innvirkning på oppløsningsprosessene i jordsmonnet. Det dannes mange organiske syrer av humusstoffene, f.eks. maursyre, eddiksyre, propionsyre og uronsyrer, og humusacidoider har lignende kjemiske egenskaper. Svovelsyre og salpetersyre

er sterke uorganiske syrer som til dels dannes i jordsmonnet. Under avsnittet om oksydasjon er det nevnt eksempler på svovelsyredannelse, og salpetersyre er resultat av nitrifikasjon. Vannets oppløsningsevne auker sterkt når det tar opp syre.

D. Hydrolyse

En gruppe av meget viktige kjemiske forvittringsprosesser er rubrisert under hydrolysen. Direkte oversatt betyr ordet hydrolyse vannspalting. Uttrykket brukes om reaksjon mellom vannets ioner og et annet stoff. Endel av vannmolekylene er dissosiert i H- og OH- ioner. Ved 25°C er vannets ioneprodukt $1 \cdot 10^{-14}$.

$$C_{\text{H}^+} \cdot C_{\text{OH}^-} = 1 \cdot 10^{-14}$$

Dissosiasjonen er svakere ved lavere temperatur og sterkere ved høyere.

(H-ionet opptrer sammen med et vannmolekyl som hydroksoniumion, men for enkelhets skyld brukes her uttrykket hydrogenion. (Det er ellers mer korrekt å bruke aktivitet i stedet for konsentrasjon.)

Når det foregår omsetning mellom et stoff og vannets ioner, blir det altså en endring i mengdeforholdet mellom hydrogen- og hydroksyd- ioner. I karbondioksydfritt, destillert vann er konsentrasjonen av de to ionene like store:

$$C_{\text{H}^+} = C_{\text{OH}^-} = 1 \cdot 10^{-7}$$

I stedet for å operere med konsentrasjonene bruker en pH (etter forslag framsatt av dansken S.P.L. Sørensen i 1909).

$$\text{pH} = - \lg C_{\text{H}^+}$$

Som et enkelt eksempel på hydrolyse kan vi ta for oss oppløsning av natriumacetat i vann. Ved dissosiasjon av CH_3COONa vil mange av acetationene ta opp H-ioner fra vannet og gå over til eddiksyremolekyler. Hydrogenionekonsentrasjonen $3 \cdot 10^{-3}\%$ av alle acetationene vil reagere med H_2O i en *1m-løsning*

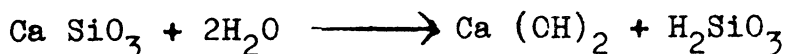
vil altså avta fordi endel av disse ionene blir bundet i eddiksyremolekyler, og pH må følgelig stige.

Hydrolyseforvitring av silikatmineraler innledes med hydratasjon. Ionene blir holdt fast i krystallen av "gitterkrefter". En regner at dette er krefter av elektrostatisk natur. På overflaten av krystallene er ikke ionenes ladning avmettet likt av kraftlinjer i alle retninger. Ionene virker orienterende på vannmolekylene i væsken omkring. Det dannes et lag av orienterte vannmolekyler inntil ionene i overflaten av mineralbruddstykket. Disse ionene blir altså hydratiserte. Det er særlig kationene som blir sterkt hydratiserte. De er jo reeltivt små i forhold til ladningen. Ladningstettheten på overflaten er gjennomgående større hos kationer enn hos anioner, og det elektriske kraftfeltet og dermed hydratasjonen sterkest hos disse positivt ladde ionene.

Vannmolekylene har stor evne til å isolere for de elektrostatiske kreftene mellom ionene. Særlig på spisser og kanter av krystallene, der vannmolekylene har godt tak til å omgi store deler av hvert enkelt ion, kan hydratasjonen føre til at de før eller seinere trekkes ut i væsken. Hydrogenionene har stor evne til å fortrenge de hydratiserte metallkationene i krystalloverflaten.

De relativt små dimensjonene av metallkationene er altså medvirkende årsak til at jordpartiklene har lett for å få elektronegativ ladning.

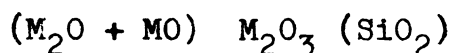
Som et meget enkelt eksempel på hydrolyse av et silikatmineral kan gjengis nedbrytingen av wollastonitt. (Dette kalsium-metasilikatet er et viktig mineral i mange slags om-dannede kalksteiner. Det hører til pyroksenene.)



Begge de nydannede komponentene kan føres bort med vannet, — kalsiumhydroksyd i ekte oppløsning og silisiumsyren i kolloidal tilstand.

De alminnelige bergartene inneholder både en-, to- og treverdige metaller, foruten silisium. Setter vi M som symbol for metall, og fører opp sammensetningen på gammeldags måte

som summen av oksyder, kan det angis følgende generelle formel:



Ved hydrolyseforvitring blir det frigjort hydroksyder av en- og toverdige metaller og kolloidal silisiumsyre. De treverdige metallene er de mest bestandige, og det skjer en opphopning av disse stoffene i partiklene. Når pH ligger høyt, er hydroksyder av aluminium og treverdige jern meget lite oppløselige. I alkalisk eller svakt sur oppløsning kommer praktisk talt ikke Al- og Fe(III)- ioner ut i oppløsningen. Ved lavere pH er derimot silisiumforbindelsene særlig tungt oppløselige. Mengdeforholdet mellom treverdige metaller og silisium kan altså veksle sterkt med de kjemiske forholdene forvitringen foregår under.

Innvirkningen på pH av hydrolyseforvitringen av silikater blir den samme som i eksemplet med natriumacetat. Til forskjell fra acetationene som gikk over til eddiksyremolekyler og fremdeles ble i oppløsningen, blir det ingen ekte oppløsning av silisiumsyre. Men særlig ved relativt høy pH vil stoffet opptre i kolloidal tilstand, og det kan da føres bort med jordvannet. Denne silisiumforbindelsen må altså betraktes som et kolloid med syrekarakter. pH i oppløsningen må også stige fordi endel H-ioner går inn i krysallgitteret eller inn på overflaten av materialet som ikke oppløses. Det foregår altså ioneombytningsprosesser under forvitringen. Endel mineraler inneholder OH-ioner som direkte kan nøytralisere hydrogenioner. På den andre sida kan Al og Fe(III) ta til seg OH-ioner, noe som kan motvirke pH-stigningen. Men dette har liten betydning sammenlignet med prosessene som har motsatt virkning.

Det går fram av ligningen og forklaringen at hydrolysen fører til alkalisk reaksjon. Hydroksydene av de en- og toverdige metallene er jo sterkere som baser enn silisiumsyrekolloidet som syre. Forholdet mellom silisium og treverdige metaller vil som nevnt bli lavere i restproduktet enn i utgangsmaterialet. Men den hydrogenionekonsentrasjonen forvitringen

foregår under i jordsmonnet, er i de fleste tilfelle bestemt av andre forhold. Med regnvannet blir det tilført karbonsyre, og under omdannelsen av humusen blir det produsert sure stoffer. (Sammenhengen mellom humusomdannelsen og mengdeforholdet mellom silisium og treverdige metaller i forvittringsproduktene blir omtalt i en annen forbindelse.)

Foruten mineralnedbryting skjer det også oppbyggingsprosesser under den kjemiske forvitringen. Det foregår bl.a. dannelse av mineraler med andre typer av krystallgitre. Men drøftelse av endel slike prosesser blir tatt sammen med behandling av leirmineralene.

V. Leirmaterialet

1. Leirpartiklenes størrelse

Leirmateriale er mineralpartikler med mindre diameter enn 0,002 mm . Til leirfraksjonen hører altså heile det kolloidale område (kolloidleir) og dessuten materiale som ligger litt over grensa for kolloidene (mikroleir).

Det har vært mye diskutert om det er riktig å bruke dimensjonen 0,002 mm som grense for leirfraksjonen. Enkelte bruker ennå grensa 0,005 mm. Men ved definisjon av leirmaterialet ut fra partikkeldimensjonen vil sannsynligvis grensa 0,002 mm bli alminnelig brukt. Det har vært prøvd å ta utgangspunkt i mengdeforholdet mellom forskjellige mineraler når en skal definere leirfraksjonen. Men en slik inndeling har lett for å bli altfor utflytende. Det relative innholdet f.eks. av de såkalte leirmineralene er sterkt avhengig av forvittringens intensitet, og avgrensingen av leirfraksjonen ville bl.a. få sammenheng med klimatiske forhold dersom en grunnet definisjonen på innholdet av slike mineraler.

Den mekaniske sammensetningen av leirfraksjonen kan undersøkes nærmere ved hjelp av sentrifuge. Ved analysering av partikkelfordeling i prøver fra postglacial leire tatt ut ved Årungen i Ås og breslam fra Hardangerjøkelen ble det funnet at kolloidleir utgjorde omtrent tredjeparten av leir-

fraksjonen i Årung-leira, men bare 3-4% i breslammet.

Det er forskjell mellom ulike leirmineraler med hensyn til finfordelingsgraden. F.eks. har det vist seg at kaolinitt er mer grovdispers enn montmorillonitt.

2. Leirmaterialets indre struktur

Det mest typiske leirmaterialet er partikler av silikatmineraler med sjiktgitterstruktur. Fram til omkring 1925 var det alminnelig antatt at det meste av leirmaterialet hadde amorf struktur, men dette er altså ikke riktig. Foruten partikler med sjiktvis oppbygging av mineralgitteret, finnes også som regel representert mineraler med andre gittertyper (f.eks. kvarts, feltspat, ertsmineraler m.fl.). Det kan opptre både bergartsdannende mineraler med sjiktgitterstruktur (f.eks. muskovitt) og spesielle leirmineraler.

Mineralpartikler som tidligere har vært bestanddel av bergartsmassen, kan ha sin opprinnelige gitterstruktur i behold. Men ved kjemisk forvitring kan det dannes mineraler med nye gittertyper. Det kan skilles mellom tre forskjellige måter for dannelselse av slike partikler:

1. Omordning av krystallgitteret i bergartsdannende mineraler, f.eks. ved bortføring av endel ioner.
2. Utkrystallisering fra ekte oppløsninger.
3. Utfelling av mer eller mindre amorfe kolloider, med etterfølgende krystallisering.

Vi må dessuten regne med at det finnes uorganiske geler uten definerbar struktur. I bergartsmineralogien er navnet allofan brukt for amorft materiale av aluminiumsilikat.

Det er grunn til å tro at nydannede geler i større eller mindre grad omgir partiklene som hinner. Vi veit lite om strukturtilstanden den slags geler har fra først av. Men slike kolloidhinner må vi gå ut fra er meget reaktive kjemisk sett. Ved mekanisk analyse fjernes slikt materiale ved forbehandling av prøvene.

Sannsynligvis har de nydannede gelene også en slags ionestruktur, selv om de ikke foreligger som definerbare

mineraler. Vi må gå ut fra at det ikke finnes noen skarp grense mellom uorganiske geler og mineraler. Krystallisasjon er en eksoterm prosess. Sluttproduktet er energifattigere enn utgangsmaterialet. Systemet blir altså mer stabilt etter krystallisasjon. Derfor er det i naturen en tendens til overføring av amorfe systemer til krystallinske. For å få gjennomført den omvendte prosess er det nødvendig med tilføring av energi. Fra petrografien er det kjent hvordan glassaktige bergarter går over til krystallinske etter hvert som de blir eldre.

Det blir i denne forbindelsen, som så ofte ellers, spørsmål om det finnes fine nok analysemetoder til å skille fraksjonene vi gjerne ville dele materialet i. Under analysen risikerer en ellers å forandre det stoffet som skal undersøkes. Analysetallene kommer altså ikke til å gjelde nøyaktig for det samme materiale som en begynte å undersøke. Innflytelsen av selve målingen på det materiale eller den egenskap som skal måles, er som kjent et meget alminnelig problem i forskningen.

Ved en metode (innført av O. Tamm) brukes ekstrahering med sur oppløsning av ammoniumoksalat ($(\text{COONH}_4)_2 + (\text{COOH})_2$) for bestemmelse av mengden av uorganiske geler i jorda. Målet med denne behandlingen skulle være å få skilt fra kolloidhinner som er blitt dannet ved kjemisk forvitring. Oksalationene har stor evne til å danne oppløselige kompleksforbindelser. Kolloider av jern, aluminium, mangan og titan blir oppløst. Silisium som er knyttet til slike metallforbindelser, går mer eller mindre i oppløsning. Dermed skulle en altså få oppløst de viktigste stoffene i disse sekundære kolloidene.

Det må regnes med at det lettere kan oppløses materiale fra de krystallinske mineralpartiklene i finkornet enn i grovkornet jord. Derfor er det innført bruk av oppløsninger med forskjellig konsentrasjon. For leirjord brukes oksalatoppløsning med pH 4,0, mens det for mer grovkornet jord brukes oppløsning med pH 3,25. Siden det ikke finnes noen skarp grense mellom geler og leirmineraler, kan vi selvfølgelig heller ikke vente å komme fram til metoder som gir sikre tall for mengdeforholdet mellom disse to typene av bestanddeler.

3. Undersøkellesmetoder for leirmineraler

I de siste 50 år er undersøkellesmetodikken for leir- materialet blitt sterkt forbedret. Vi skal nå se litt på de undersøkellesprinsippene det arbeides etter, både for å få innblikk i grunnlaget for kunnskapene vi meiner å ha om leir- mineralene, og for å få noe kjennskap til endel egenskaper ved dette materialet.

De klassiske metodene for undersøkelles av mineraler bygger først og fremst på bestemmelse av optiske egenskaper og kjemisk sammensetning. Men med alminnelig polarisasjons- mikroskop kan en ikke få bestemt lysbrytningsindeksen nøyaktig når partikkelstørrelsen kommer under 0,001 mm.

Utnytting av røntgenstråler ved mineralundersøkelles førte til en veldig framgang i utforskningen av leirmineralene. I tida etter 1930 er det arbeidd meget intenst med røntgenogra- fiske leirundersøkelles, og en stor del av kunnskapene om den mineralogiske sammensetning av leirfraksjonen skyldes resul- tater fra slike undersøkelles. (De første røntgenunder- søkellesene av leirjord er publisert av svensken A. Hadding i 1923.)

Kjemiske analyser har selvfølgelig interesse fremdeles. Mineralene kan ikke beskrives tilstrekkelig eksakt før den totale sammensetningen er blitt bestemt. En viktig skilnad mellom forskjellig leirmateriale ligger i forholdet mellom silisium og treverdige metaller. Mengdeforholdet oppgis gjerne som brøken $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$ og kalles silisiumdioksyd-seskvioksyd-

forholdet. I stedet for R_2O_3 skrives ofte M_2O_3 . Seskvi- oksydene er oksyder av aluminium og treverdige jern. (Ordet seskvi betyr $1\frac{1}{2}$ og refererer seg til at det er $1\frac{1}{2}$ oksygenatom pr. metallatom.) I mange høve regnes bare ut forholdet mellom silisiumdioksyd og aluminiumoksyd i stedet for silisiumdioksyd- seskvioksyd-forholdet.

Foruten totalanalyse har det også vært i bruk endel spesielle kjemiske undersøkelles. Det har f.eks. vært prøvd med fargereaksjoner for kvalitativ bestemmelse av mineral- grupper. Det har også vært forsøkt å skille mineraler etter

ulikheter i absorpsjon av fargestoffer - altså avfarging av fargeoppløsninger. Et fargestoff med basiske egenskaper (f.eks. metylenblått) bindes sterkest av acidoider. Et fargestoff med sure egenskaper (f.eks. alizarinrødt) absorberes sterkest av kolloider med basisk karakter. Reaksjonen er ikke skarp nok til å brukes ved eksakt mineralbestemmelse, men den kan gi interessante opplysninger om kjemiske egenskaper til materialet.

I stedet for slike alminnelige fargestoffer kan det brukes stoffer som fluoreserer ved bestråling med ultrafiolett lys. En kan da i mikroskop studere hvordan forskjellige mineralpartikler oppfører seg overfor f.eks. et fluoreserende fargestoff med basiske egenskaper. Det kan ellers brukes et radioaktivt stoff i stedet for fargestoff. Partiklene må da fotograferes gjennom mikroskopet.

En annen kjemisk metode som har vært brukt ved undersøkelse av leirfraksjonen, går ut på å bestemme mengdeforholdet mellom forskjellige ombyttbare kationer etter at det er gjennomført en bestemt forbehandling. Prøven blir tilsatt blandingsoppløsninger av to forskjellige salter, og de stoffmengdene som er blitt holdt fast i ombyttbar form, blir bestemt. Forholdet mellom ammonium og kalsium har vært undersøkt og dessuten forholdet mellom barium og magnesium. F.eks. absorberer glimmer ammonium langt sterkere enn kalsium. Selve ioneombyttingskapasiteten gir også holdepunkter for bedømmelse av hva slags leirmineraler en har for seg.

Det er forskjell mellom ulike mineraler i leirfraksjonen med omsyn til temperaturene de avgir det kjemisk bundne vannet ved. Forskjellige mineraler har altså ulike dehydrasjonskurver. Disse forskjellighetene er blitt brukt ved bestemmelse av leirmineraler. Mineralene i kaolingruppen avgir lite vann ved lavere temperaturer enn 400°C . I temperaturintervallet $400-500^{\circ}\text{C}$ avgis det aller meste av vannet. Montmorillonittgruppens mineraler gir derimot fra seg mye vann ved lavere temperaturer.

Under oppvarmingen av leire foregår dels endoterme og dels eksoterme prosesser. Ved fordampning av vann bindes

varme, mens varme blir frigjort ved krystallisasjon. Nykrystallisering foregår ved forskjellige temperaturer i forskjellige stoffer. Kunne en skaffe seg rede på hvilke temperaturer de endoterme og de eksoterme prosessene foregår ved, skulle det altså by på muligheter for bestemmelse av hvilke mineraler som finnes i massen. Det er utviklet metodikk for slike termiske undersøkelser. I en blokk som tåler høye temperaturer, lages 2 utboringer for pulverpreparater. Den ene fylles med den leirprøven som skal undersøkes, og den andre med et pulver som får glødeovns temperatur. Det brukes ofte glødet aluminiumoksyd som slikt indifferent pulver. I dette materialet foregår det ikke kjemisk omdannelse i det temperaturområdet som interesserer. Ned i prøvene settes et termoelement med et loddpunkt i leirprøven og det andre loddpunkt i sammenligningspreparatet. Den strømmen som utvikles, blir registrert i forhold til temperaturen i glødeovnen, og strømretningen viser hvorvidt det er endoterme eller eksoterme prosesser som foregår. Ut fra slike strømkurver kan en finne fram til hvilke mineraler prøven inneholder, og dessuten få et mål for mengdeforholdet mellom mineralene. Denne undersøkelsesmetoden blir kalt differensialtermisk analyse. Ofte brukes forkortelsen DTA.

Reaksjoner med organiske molekyler med polar karakter og med store organiske anioner er blitt anvendt ved undersøkelse av leirmineraler. Forskjeller med hensyn til absorpsjon av infrarøde stråler er også prøvd brukt i leirforskningen, på lignende måte som i organisk kjemi.

Elektromikroskopet er blitt mye brukt til undersøkelse av formen på leirpartiklene.

4. Inndeling av mineralene i leirfraksjonen

Alle mineralene som finnes i bergartene skulle kunne opptre i leirfraksjonen, da dette bare er et spørsmål om tilstrekkelig finpulverisering av bergartsmaterialet. Men jo finere materialet er fordelt, desto lettere kan forvitringskraftene gjøre seg gjeldende. De lettest forvitrelige mineralene vil derfor etter hvert kunne forsvinne om de fra først av

hadde forekommet i leira. Et mineral som biotitt finnes det derfor som regel lite av i de finere fraksjonene i jorda. Det har f.eks. vist seg at det praktisk talt ikke kan påvises biotitt i fraksjonene mindre enn 0,01 mm i alminnelig norsk leirjord.

Med tanke på egenskapene til leira kan de bergartsdannende mineralene inndeles i to grupper etter hvorvidt de har sjiktgitterstruktur eller ikke. I første gruppen har vi glimmer, og ellers f.eks. kloritt og talk. Dette mineralmaterialet har i stor utstrekning tilsvarende egenskaper som materiale av de spesielle leirmineralene.

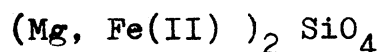
Leirmineralene kan grupperes på mange forskjellige måter. De gruppenavnene vi oftest støter på, er kaolin, montmorillonitt, illitt, vermiculitt, kloritt, blandsjikt-mineraler og mineraler med fiberstruktur.

Den siste gruppen har mineraler med krystallstruktur av lignende type som hornblende. Det ser ut til at denne gruppen ikke spiller noen stor rolle, og vi skal derfor unnlate å drøfte den nærmere. Mineralene i de tre første gruppene er silikater med sjiktgitterstruktur. Som regel inneholder leirmineralene aluminium.

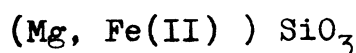
Det er selvfølgelig ikke noen skarp grense mellom leirmineraler og bergartsdannende mineraler. Men mineralene i den første gruppen er særlig knyttet til leirmaterialet og opptrer ikke i uforvitrete eruptivbergarter. Kloritt ble opprinnelig vurdert som bergartsdannende mineral. Men det finnes også meget alminnelig i leirsedimenter.

Det er ikke enighet om alle detaljer i oppbyggingen av leirmineralene. Vi skal her bare ta for oss noen enkle modeller.

Grunnenheten i silikatene er silisium-oksygen-tetraederet (SiO_4). I de såkalte ortosilikatene (neso-silikatene) er tetraedrene nøytralisert enkeltvis. F.eks. olivinmineralene har denne kjemiske sammensetningen:



I pyroksenene er tetraedrene kjedet sammen, slik at et tetraeder har to av sine oksygenpartikler sammen med nabotetraedrene. Den silisiumholdige delen av mineralet får altså sammensetningen SiO_3^{--} , og f.eks. formelen for den rombiske pyroksen blir:



I mineraler med sjiktgitterstruktur deles tre oksygenpartikler i samme plan med nabotetraedrene. Formelen for den silisiumholdige delen blir altså $\text{Si}_2\text{O}_5^{--}$. Hvis alle oksygenpartiklene deles med nabotetraedrene, har mineralet romgitteroppbygning. Det enkleste eksemplet på et slikt mineral er kvarts (SiO_2). Feltspatene har også romgitter. I kaliumfeltspat er hvert fjerde silisiumion erstattet med aluminium, og den negative ladningen som dermed oppstår, er nøytralisert med kalium. Den kjemiske formelen blir altså KAlSi_3O_8 .

Kaolingrubbens mineraler er sammensatt av et silisiumrikt og et aluminiumrikt lag. Mens silisiumionene er plassert i tetraedere, er aluminiumionet omgitt oktaedrisk av oksygen og hydroksyd. Den kjemiske formelmodell for den delen av aluminiumlaget som svarer til $\text{Si}_2\text{O}_5^{--}$, kan skrives $\text{Al}_2(\text{OH})_4^{++}$. Det fullstendige formelskjema for et såkalt "kaolinmolekyl" blir dermed $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. Skrives formelen på gammeldags måte, som sum av oksyder, blir den $\text{Al}_2\text{O}_3\text{2SiO}_2\text{ 2H}_2\text{O}$.

Kaolinmineralene har altså en plate sammensatt av et silisiumrikt og et aluminiumrikt sjikt. Disse platene ligger tett sammen i mineralpartikkelen. Avstanden fra ett silisium- eller aluminiumsjikt til et annet, er i de fleste tilfellene ca. 7 Å. Hver av disse enhetene er elektrisk nøytrale, og de har relativt liten evne til å delta i ombyttingsreaksjoner med ioner. Mineralaggregatene kan heller ikke oppta større vannmengder. Evnen til svelling er altså liten.

Den enklest tenkelige modell av et montmorillonitt-mineral er oppbygd av plater med to silisiumrike lag på hver side av et aluminiumrikt. Sammensetningen av det aluminiumrike laget skulle da bli $\text{Al}_2(\text{OH})_2^{++++}$.

Med sikte på den lagvise oppbygningen av elementærplatene sier en at montmorillonitt hører til typen 2 : 1, mens kaolin hører til 1 : 1.

I leirmineralene kan ombyttingskapasiteten for kationer stige ved at aluminium erstatter silisium i tetraederet eller ved at magnesium tar den plassen aluminium regelmessig har i oktaederet. Det foregår altså i disse tilfellene isomorf ione-erstatning som fører til større kationebyttekapasitet. Ellers er endel aluminium ofte byttet om med jern. Men hvis jernet er treverdige, medfører denne ombyggingen ikke noen forandring med omsyn til elektrisk ladning. Ved relativt høy pH kan en ellers i noen grad få kationeombyttingskapasitet ved at det avgis H fra OH-gruppen.

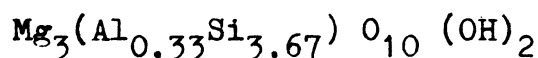
Det finnes flere forskjellige mineraler i kaolingruppen. De viktigste er kaolinitt og halloysitt. Det er ikke stor forskjell mellom disse to, men krystallografisk sett er halloysitt mindre klart definert enn kaolinitt. En form av halloysitt har en sjiktavstand på ca. 10 Å i stedet for 7. Det ser ut til at bare disse to mineralene av kaolingruppen finnes i jordsmonnet. (Ellers hører mineralene nacritt, dickitt og anauxitt til samme gruppen.)

Platene i montmorillonitt-gruppens mineraler er begrenset utad av silisiumrikt materiale, og den enkelte partikelen med flere slike plater blir holdt mindre sterkt sammen. Montmorillonitt-mineralene har evne til å ta opp vann mellom de enkelte platene. Avstanden mellom de enkelte platene i montmorillonitt er større enn i kaolin. For de alminnelige kaolinmineralene var avstanden mellom de to motsvarende sjiktene som nevnt 7 Å, mens den for montmorillonitt varierer med vanninnholdet. Avstanden oppgis ofte til å veksle fra knapt 10 Å i vannfri tilstand, til vel 20 Å. Men i enkelte tilfelle kan den bli enda atskillig større. Når montmorillonitt prepareres med glyserol, blir sjiktavstanden 18 Å.

Hovedtrekkene i den kjemiske sammensetningen framgår av det som er nevnt om oppbygging av platene. Mens det i kaolin er ett silisiumion for hvert aluminiumion, skulle det være dobbelt så stort silisiuminnhold i montmorillonitt-mineralene.

Etter den gamle skrivemåten hører kaolin til typen $\frac{2\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ og montmorillonitt til typen $\frac{4\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$. Men mengdeforholdet mellom silisium og aluminium veksler sterkt i montmorillonitt-gruppen. I bergartene ligger mengdeforholdet mellom silisium og aluminium omkring 3,3.

Det er mange forskjellige mineraler i montmorillonitt-gruppen. Vi kan her merke oss mineralnavnene montmorillonitt, beidellitt, Nontronitt og saponitt. De tre første er dioktaedriske mineraler. Her er $\frac{2}{3}$ av alle oktaederåpningene fylt med metallioner, som er treverdige. Saponitt er trioktaedrisk, og har altså alle oktaedrene fylt, men med toverdige ioner. I saponitt er det magnesium som inngår i oktaedrene. Silisium er i en viss utstrekning erstattet med aluminium i tetraedrene. Formelen for saponitt er blitt skrevet:



Hovedmineralet i gruppen, montmorillonitt, er aluminiumsilikat, men inneholder også litt av toverdige ioner som Ca og Mg. Beidellitt er et noenlunde reint aluminiumsilikat, der endel Si også er erstattet med Al. Nontronitt ligner beidellitt, men det inngår her treverdige jern i oktaedrene i stedet for aluminium. Det finnes overgangsformer mellom disse mineraltypene.

Til forskjell fra kaolin-gruppens mineraler har mineralene i montmorillonitt-gruppen meget stor kationebyttekapasitet. Mens kaolinets ombyttingskapasitet for kationer gjerne ligger mellom 2 og 10 m.e. pr. 100 g, er den for montmorillonitt omkring 100 m.e.. Åpen struktur og mye isomorf ioneerstatning er årsaker til den store ombyttingskapasiteten hos montmorillonitt.

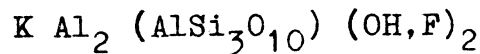
I stedet for det lange navnet montmorillonitt (avledet av et fransk landskapsnavn) brukes til dels andre betegnelser. F.eks. er forkortelsen montmorin blitt foreslått, og navnet smectitt er blitt endel brukt.

Grupper av leirmineraler som ligner på glimmer,

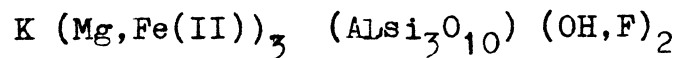
er alminnelige i Norge.

Finpulverisert glimmer har leiregenskaper. En gikk lenge ut fra at den viktigste bestanddelen i leira i de nordiske land var muskovitt. Men nyere undersøkelser har vist at mye av det en trodde var muskovitt i de fineste fraksjonene, er en egen gruppe leirmineraler som nå gjerne blir kalt illitt (avledet av navnet Illinois).

Illitt ligner på muskovitt, som er et kaliumholdig aluminiumsilikat av sjiktgittertypen, der hvert fjerde silisium er erstattet med aluminium. Typeformelen for muskovitt er:



Til sammenligning kan nevnes at biotitt er et tilsvarende silikat, men med magnesium og toverdige jern i stedet for aluminium i oktaedrene. Biotitt er altså trioktaedrisk og muskovitt dioktaedrisk. For biotitt har vi følgende modellformel:



Kaliumionene binder sammen platene i glimmermineralene.

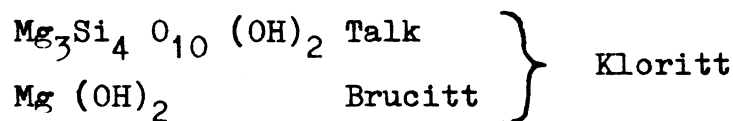
Tenker vi oss et muskovittgitter der det fjernes endel av kaliumionene, og et tilsvarende antall hydroksydioner, får vi en illitt-type. I andre typer av illitt er innholdet av aluminium mindre i forhold til silisium enn i muskovitt. Det skulle tyde på at det heller er feltspat enn muskovitt som har vært utgangsmaterialet. Ombyttingskapasiteten er forholdsvis stor. Det oppgis gjerne tall på 20-40 m.e. pr. 100 g. Det synes riktigst å oppfatte illitt som en gruppe mineraler på lignende måte som glimmergruppen, feltspatgruppen, osv.

Mineralgruppen vermiculitt har også varierende sammensetning. En viktig type av vermiculitt står i et lignende forhold til biotitt som illitt står til muskovitt. Men til forskjell fra illitt har vermiculitt evne til å ta opp vann

mellom platene og dermed svulle. Vermiculitt kan også ha avvikende kjemisk sammensetning med hensyn til innhold av magnesium og jern. Både vermiculitt og illitt hører til krystalltypen 2:1.

Kationebyttekapasiteten hos vermiculitt er meget stor. I alminnelighet ligger den på 100-150 m.e. pr. 100 g.

Kloritt opptrer til dels i store mengder i leira. Dette mineralet har en karakteristisk sjiktvis oppbygning, med avvekslende lag som ofte motsvarer talk og brucitt. Sammensetningen kan da skrives slik:



Det finnes også kloritter med annen oppbygning.

Under norske jordbunnsforhold er det alminnelig å finne leirpartikler der gittertyper til to eller tre leirmineraler er representert. F.eks. kan det opptre i samme partikkel illitt og montmorillonitt, eller vermiculitt og kloritt. Navnet blandsjikt-mineraler blir brukt om denne gruppen.

Som oppsummering kan gis følgende skjematisk oversikt over leirmaterialet:

I. Tosjikt-mineraler (1:1)

Kaolingruppen $\text{Al}_2 (\text{OH})_4 \text{Si}_2 \text{O}_5$. Dioktaedrisk (Al i oktaedrene).

Kaolinitt. Kan ikke svulle.

Halloysitt. Kan svulle.

II. Tresjikt-mineraler (2:1)

Illitt. Ofte dioktaedrisk. Liten evne til svelling p.g.a. K-ioner mellom "sjiktpakkene".

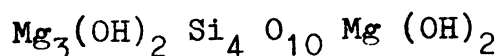
Montmorillonitt. Ofte dioktaedrisk. Kan svulle.

Mange forskjellige undergrupper.

Vermiculitt. Ofte trioktaedrisk. Kan svulle. Stor kationebyttekapasitet. Mange undergrupper.

III. Firesjikt-mineraler (2:1:1)

Kloritt. Mange forskjellige undergrupper. En trioktaedrisk kloritt har sammensetningen



IV. Blandsjikt-mineraler

I samme partikkel finnes to (evt. tre) av de ovenfor nevnte gittertypene representert, f.eks. illitt og montmorillonitt, eller vermiculitt og kloritt.

V. Leirmineraler med fiberstruktur.

Gitteroppbygning av lignende typer som pyroksen og amfibol. Flere forskjellige undergrupper, men ingen har stor utbredelse.

VI. Allofan

Røntgenamorft vannholdig aluminiumsilikat. Stort Al-innhold i forhold til Si-innholdet.

5. Litt om kjemisk sammensetning av forvittringsprodukter dannet under vesensforskjellige klimaforhold

Et innblikk i transporten av stoffer bort fra jordsmonnet kan en få ved å studere sammensetningen av elvevannet. Det er gjort en sammenstilling av mengdeforholdet mellom silisium på den eine sida og summen av natrium, kalium, kalsium og magnesium på den andre, for endel vassdrag på det amerikanske kontinentet.

Område	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{M}_2\text{O} + \text{MO}}$
St. Lawrence-vassdraget	0,19
Maine til Pensylvania	0,29
Maryland til N. Carolina	0,48
N. Carolina til Georgia	0,88
Britisk Guiana	1,55

For vann fra Nidelva i Trøndelag er det funnet tallverdier 0,21-0,23.

Tabellen viser at det utvaskes større mengder silisium i forhold til de en-og toverdige metallene desto lenger sør-
over mot ekvator en kommer.

Ved fullstendig nedbryting av det organiske materialet dannes karbondioksyd og vann og mindre mengder av andre stoffer som ammoniakk, askestoffer, m.v.. Disse sluttproduktene har som regel ingen stor innflytelse på forvitringen. Men i kjølig klima nedbrytes det organiske materialet langsomt. Det blir da dannet store mengder av mellomprodukter med sur karakter. Dels er dette organiske syrer og dels kolloider med syreegenskaper. Hva slags stoffer som blir dannet, avhenger selvfølgelig i noen grad av sammensetningen av de planterestene som tilføres jorda. Dessuten har egenskapene til mineraljorda innflytelse på humusomdannelsen. Men stort sett foregår forvitringen av mineralmaterialet i de øverste jordlag i kjølige trakter under innvirkning av sure humusstoffer.

I varmt klima som i tropene, oksyderes det organiske materialet meget raskt. Det dannes her forholdsvis lite av sure mellomprodukter, og de øverste lagene får som oftest ikke særlig sterkt sur reaksjon.

Lateritt og laterittlignende jord er karakteristisk for de regnrrike tropeområdene. (Navnet lateritt er avledet av et latinsk navn for teglstein.) Det særegne ved den kjemiske sammensetningen er et høyt innhold av aluminium og treverdige jern i forhold til silisium. Det finnes mange aluminium- og jernoksydmineraler i laterittjorda. Den rødlike fargen skyldes jernforbindelsene. Av jernmineraler opptrer først og fremst brun-jernstein (limonitt) som regnes å ha en sammensetning noenlunde tilsvarende $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Det er mulig at dette mineralet er krypto-krystallinsk goethitt (FeOOH) som inneholder vann. Forsvinner alt vannet, får vi det reine oksydet (f.eks. jernglans, hematitt, Fe_2O_3).

De viktigste aluminiumforbindelsene er $\text{Al}(\text{OH})_3$ som kalles hydrargillitt eller gibbsitt, og AlOOH som i gelltilstand kalles

sporogelitt og i krystallinske former diaspor og böhmitt. Mellomformen mellom disse to gruppene er $\text{Al}_2\text{O}(\text{OH})_4$ som går under betegnelsen bauxitt. Dette materialet forekommer i store masser f.eks. i Sør-Frankrike, Nord-Afrika og flere steder i Nord- og Sør-Amerika. Bauxitt er det viktigste råstoffet for aluminiumframstilling. Til dels oppfattes bauxitt som blanding av hydrargillitt og diaspor. Kjemisk sett er det sterk likhet mellom laterittjord og bauxittavleiringer. (Den vannfrie, krystallinske formen av aluminiumoksyd Al_2O_3 er korund. Dette stoffet har liten interesse i jordbunns-læren. Navnet korund skulle være velkjent fra hårdhetsskalaen for mineralbestemmelse.)

Foruten aluminium- og jernforbindelsene, finnes det selvfølgelig mer eller mindre silisium i lateritt. Navnet lateritt blir brukt når mengdeforhold mellom silisiumdioksyd og aluminiumoksyd i leirfraksjonen er lavere enn 1,33. Når mengdeforholdet ligger mellom 1,33 og 2 er det røde forvit-ringsmaterialet i tropene blitt kalt laterittlignende jord.

Uttrykket allittisering brukes om forvit-ringsprosessene som fører til laterittdannelse. Navnet antyder at det dannes et aluminiumrikt restprodukt. Den tilsvarende betegnelsen for kaolinforvitringen er siallittisering. I stedet for uttrykket allittisering er ferralittisering blitt innført for å få fram at det også skjer opphoping av jern ved lateritt-dannelsen.

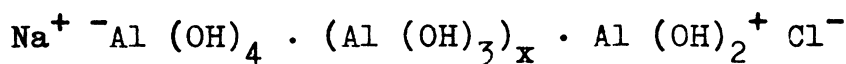
I kjølige trakter er forvit-ringsproduktene stort sett silisiumrike. Mens en har hydroksyder som karakteristisk bestanddel av lateritt, finner en silisiumholdige leirminer-aler som montmorillonitt og illitt under kaldere klimaforhold.

En viktig årsak til at silisiuminnholdet auker når en går fra tropene til kaldere trakter, skulle altså være at om-dannelsen av det organiske materialet foregår langsommere. Men det er også andre forhold som kan føre til stort silisium-innhold. Når innholdet av toverdige kationer er stort, kan det bli holdt fast større mengder silisium enn ellers. Der grunnvannet står høyt, kan utvaskingen av silisiumforbindelsene

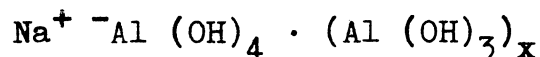
bli hindret, og restmaterialet blir dermed silisiumrikere. I trakter der nedbøren er så liten at det ikke føres bort nevneverdige stoffmengder fra jordsmonnet, blir silisiuminnholdet stort. Der den kjemiske forvitringen ikke er nådd langt, må selvfølgelig silisiumdioksyd- aluminiumoksyd-forholdet bli høyt. Uforvitret mineralmateriale har jo relativt høyt innhold av silisium. Stort sett har den kjemiske omdannelsen i jordsmonnet nådd mye lenger i tropedisktriktene enn i våre trakter.

6. Kjemiske egenskaper til isoelektrisk utfelte kolloider

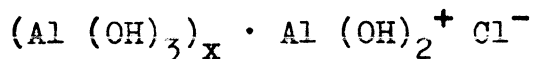
Som nevnt tidligere har aluminium- og jernhydroksydene amfotere egenskaper. Ved lav pH avspalter de hydroksydioner og ved høy pH frigjøres hydrogenioner. Disse hydroksydene kan framstilles av kloridene og natriumhydroksyd. Ved elektroforese-undersøkelser kan en finne ut når kolloidpartiklene er elektrisk nøytrale, og en kan så måle pH for å fastslå det isoelektriske punktet. (Sante Mattson, tidligere professor ved Lantbrukshøgskolan i Sverige, har utført omfattende undersøkelser over isoelektriske kolloider.) Aluminiumhydroksyd framstilt på denne måten, er isoelektrisk ved pH 8,1, og jernhydroksyd ved pH 7,15. Foruten kolloidpartiklene finnes det natrium og klorioner i oppløsningen, og de blir mer eller mindre sterkt adsorbent av partiklene. Formelen for kolloidpartiklene av aluminiumhydroksyd kan skrives på denne måten:



Isoelektrisk kompleks



Kolloidpartikkel med negativ ladning



Kolloidpartikkel med positiv ladning

Brukes sulfater i stedet for klorider under framstillingen av hydroksydene, får kolloidene lavere isoelektrisk punkt. For aluminiumhydroksyd framstilt på denne måten, er det isoelektriske punktet pH 7,6 og for jernhydroksyd 7,0. Årsaken til senkning av det isoelektriske punktet er den sterkere bindingen av de toverdige sulfationene enn av de enverdige klorionene til kolloidpartiklene. De adsorberte anionene tilfører partikkelen negativ ladning. For å oppnå isoelektrisk tilstand hos sulfatkolloidet må en altså skaffe mulighet for en sterkere dissosiasjon av andre negative ioner eller for binding av positive ioner. Ved å senke pH i dispersjonsmidlet nøytraliseres flere OH-ioner i kolloidet, og dermed kan også de kolloidpartiklene som har adsorbert sulfationer, bli isoelektriske.

En kan kontrollere at sulfationene bindes sterkere til kolloidet enn klorionene ved å bestemme mengdeforholdet mellom anionene og henholdsvis aluminium og jern i de forskjellige kolloidene. Det er funnet følgende mengder, når metallforbindelsene føres opp som oksyder:

Sammensetning ved det isoelektriske punkt	Isoelektrisk pH
$(\text{Al}_2\text{O}_3)_{416} \cdot \text{Al}_2\text{O}_2\text{Cl}_2$	8,1
$(\text{Fe}_2\text{O}_3)_{387} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_2\text{Cl}_2$	7,15
$(\text{Al}_2\text{O}_3)_{12,6} \cdot \text{Al}_2\text{O}_2\text{SO}_4$	7,6
$(\text{Fe}_2\text{O}_3)_{73} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_2\text{SO}_4$	7,0

Hvis tilsvarende felling er utført i nærvær av oppløselig kolloidal silisiumsyre, humusstoffer eller andre acidoider som danner uoppløselige eller tungtoppløselige forbindelser med aluminium og jern, forskyves det isoelektriske punktet mot lavere pH.

Jamført med kloridet har disse acidoidene altså hatt samme slags virkning som sulfat, men forandringene er større fordi de danner tyngre oppløselige forbindelser med jern og aluminium. Jo mer en tilsetter av slike acidoider, desto lavere

synker den isoelektriske pH. En kan altså framstille et ubegrenset antall amfotere kolloider med karakteristiske egenskaper som står i relasjon til sammensetningen og det isoelektriske punktet.

En meget viktig egenskap ved jordkolloidene er evnen til ioneombyttingsreaksjoner. Det er bestemte lovmessigheter mellom ionebyttekapasitet og mengdeforhold mellom kolloidets sure og basiske del. Uttrykt med andre ord er ionebyttekapasiteten avhengig av det isoelektriske punktet. Kationebyttekapasiteten som er ført opp i den følgende tabellen, er bestemt ved pH 7,0.

Aluminium- og jernhydroksydene som er isoelektriske ved høyere pH enn 7,0, har praktisk talt ingen kationeombyttingskapasitet ved nøytralpunktet. Tinnhydroksyd ($\text{Sn}(\text{OH})_2$, stannohydroksyd) er isoelektrisk ved pH 6,6. Det er altså elektro-negativt ved nøytralpunktet, og har da en ikke ubetydelig kationebyttekapasitet. Titanhydroksyd ($\text{Ti}(\text{OH})_4$) er isoelektrisk ved pH 4,8, og har stor evne til å utveksle kationer ved pH 7,0. Hydroksyd av toverdlig mangan har det isoelektriske punktet i nærheten av nøytralpunktet. Et stoff som titanhydroksyd, opptrer altså hovedsakelig som acidoid, mens hydroksyder av jern og aluminium generelt sett er basoider.

Sammensetning og kationebyttekapasitet hos isoelektriske kolloider

Sammensetning	Isoelektrisk pH	Kationeombyttingskapasitet
Silikatkolloider:		
$Al_2O_3 \cdot (SiO_2)_{2,62}$	4,7	103
$Al_2O_3 \cdot (SiO_2)_{1,63}$	6,25	47
$Al_2O_3 \cdot (SiO_2)_{1,09}$	6,6	30
$Fe_2O_3 \cdot (SiO_2)_{2,26}$	4,95	98
$Fe_2O_3 \cdot (SiO_2)_{1,29}$	5,96	61
$Fe_2O_3 \cdot (SiO_2)_{0,79}$	6,35	44
Fosfatkolloider:		
$Al_2O_3 \cdot (P_2O_5)_{0,86}$	4,9	184
$Al_2O_3 \cdot (P_2O_5)_{0,48}$	6,45	87
$Al_2O_3 \cdot (P_2O_5)_{0,25}$	6,65	30
$Fe_2O_3 \cdot (P_2O_5)_{0,91}$	4,0	237
$Fe_2O_3 \cdot (P_2O_5)_{0,49}$	5,5	116
$Fe_2O_3 \cdot (P_2O_5)_{0,24}$	6,05	72
Humuskolloider:		
$R_2O_3 \cdot (Hum.)$ gram		
$Al_2O_3 \cdot (Hum.)_{1,305}$	4,5	183
$Al_2O_3 \cdot (Hum.)_{533}$	5,15	106
$Al_2O_3 \cdot (Hum.)_{265}$	5,5	60
$Al_2O_3 \cdot (Hum.)_{140}$	6,2	41
$Al_2O_3 \cdot (Hum.)_{70}$	6,8	33
$Fe_2O_3 \cdot (Hum.)_{277}$	4,55	133
$Fe_2O_3 \cdot (Hum.)_{141}$	5,4	85
$Fe_2O_3 \cdot (Hum.)_{70}$	5,95	55

Eggehvitestoffene er i seg selv amfotere kolloider. De kan reagere som acidoider med jern- og aluminiumhydroksydene og som basoider med kolloidal silisiumsyre.

I det naturlige jordsmonnet vil reaksjonen foregå annerledes enn ved framstilling av isoelektriske kolloider i laboratoriet. I jordsmonnet blir det under alminnelige klimaforhold stadig ført bort oppløselige stoffer. Mens en i laboratorieeksperimentet hadde alle natrium- og klorionene i oppløsningen omkring hydroksydpartiklene, ville det aller meste av disse stoffene ha blitt fjernet med sigevannet fra jordsmonnet.

Tenker vi oss at vi av en svak syre og en svak base har fått dannet et amfotert kolloid med isoelektrisk punkt ved pH 5,5, ville kolloidet være stabilt hvis jordsmonnets pH holdt seg på dette nivået. Hvis derimot kolloidkomplekset utsettes for påvirkning av sigevann med lavere pH, ville basiske deler etter hvert løses opp og føres bort. I løpet av et lenger tidsrom kan det foregå en forandring av selve kolloidet. Prosesser som i noen grad motsvarer dette eksemplet, kan foregå under dannelsen av podsoljordsmonn.

VI. Det organiske materialet

1. Oversikt

Det organiske materialet i jorda er fra først av dannet av de grønne plantene. (Mengden av organisk stoff som nydannes av klorofyllfrie organismer er for små til å ha noen betydning i denne forbindelse.) Men mye av det organiske jordmaterialet er omdannet slik at det skiller seg fra planterestene. Det meste av disse omdannelsesprosessene blir satt i verk av bakterier, sopper og dyreorganismer. I stor utstrekning foregår det biologisk oksydasjon av det materialet de høyere plantene har bygd opp. Planterestene blir altså etter hvert nedbrutt. Men nedbrytningshastigheten er forskjellig for ulike organiske stoffer i plantemateriale. De organismene som lever av planterestene, bygger også opp organiske stoffer i sin egen kroppsmasse.

Navnet humus brukes som fellesbetegnelse for alt dødt organisk materiale i jorda. Mengden av humusstoffer i jorda er avhengig av: 1) Tilføring av planterester, og 2) nedbrytningshastigheten for dette materialet. Der fuktighetsforhold, lufttilgang og næringsinnhold i fastmarksjorda er noenlunde konstant, har det etter hvert innstilt seg likevekt slik at humusmengden ikke endrer seg nevneverdig fra år til år. For å få kjennskap til viktige problemer som knytter seg til humusen, skal vi drøfte endel hovedtrekk ved mengde og kjemisk sammensetning av planterester som blir tilført jordsmonnet under forskjellige forhold. Videre skal vi bl.a. se på noen generelle lovmessigheter ved omdannelsen av humusstoffene, og kjemiske egenskaper til det omdannede organiske jordmaterialet. Ellers blir inndelingssystemer for humusen drøftet, og innvirkning av humusstoffene på planteveksten. Noen prinsipper for kjemiske analyser blir nevnt, særlig for å skaffe grunnlag for resonnementer om sammensetningen av det organiske jordmaterialet.

Endel spesielle problemer i forbindelse med humus blir ellers behandlet i andre deler av forelesningsserien, f.eks. under drøftelse av jordstruktur og jordsmonntyper.

2. Tilføring av organisk materiale til jorda

Det organiske materialet som plantene produserer, føres i stor utstrekning tilbake til jorda der plantemassen ikke blir høstet. Endel av de overjordiske organene nedbrytes alt på jordoverflaten. Disse planterestene forsvinner altså uten å være innblandet i jordmassen, men askestoffene kommer tilbake til jorda. Røtter og jordstengler inngår direkte i jordsmonnet.

Mengden av organisk stoff som blir tilført jorda, veksler sterkt fra sted til sted. De ettårige plantene etterlater seg et fullstendig rotsystem i jorda hvert år. Flerårige planter fornyer bare deler av rotmassen årlig. Rothårene og de tynneste rotforgreiningene har ellers en meget kort levetid. Mengdeforholdet mellom de overjordiske og de underjordiske organene veksler sterkt fra art til art. Men det er vanskelig å skaffe pålitelige oppgaver over den relative delen røtter og eventuelle underjordiske stengeldeler utgjør av heile plantemassen. Forholdet mellom rot og overjordiske organer veksler bl.a. med tilgangen på næring. Der plantene f.eks. finner rikelig med vann og andre næringsstoffer, utgjør røttene en relativt mindre del av heile massen enn der det er mangel på næring.

Som eksempler på mengde tørrstoff i røttene til ettårige planter kan det nevnes at for de alminnelige kornartene blir rottørrstoffet ofte oppgitt til knapt 10% av heile planten. I en norsk serie av karforsøk med havre ble det funnet at røttene i alminnelighet utgjorde 11-25% av heile planten, men disse havreplantene var altså dyrket under kunstige forhold. Disse tallene viser at rotmassen er liten i forhold til den overjordiske avlingen av kornartene. Ved nedpløying av halmen kan derimot jorda bli tilført forholdsvis mye organisk materiale.

Andre vekster, f.eks. rødkløver og mange fleirårige grasarter, har en relativt større del av tørrstoffet i røttene. Av kulturplanter som rotvekster blir det svært lite tilbake i jorda etter høsting.

Mange ugrasarter har mye av underjordiske organer. Ved en norsk undersøkelse i eng, grasmark og korn- og rotvekst-åkrer ble det funnet tall som svarer til 960-3200 kg plantemasse pr. dekar av røtte og underjordiske stengelorganer av alminnelige ugrasarter. Tørrstoffmengden i de underjordiske organene av de alminnelige norske lyngartene utgjorde etter en undersøkelse mellom 34,6 og 69,6% av plantemassen. Den totale tørrstoffmassen til disse plantene svingte mellom 852 og 2374 kg pr. dekar.

Finske undersøkelser over rotvolumet hos skogstrær viste at for furu utgjorde rotmassen fra 15 til 95% av stammens kubikkinnhold. Bjørk hadde et relativt større rotsystem. Men også for denne trearten var rotmassen som regel mindre enn stammen.

Fordelingen av røttene ned gjennom jordmassen er meget forskjellig for ulike arter. Materialet i rotsystemene blir altså tilført jordsmonnet i forskjellig dybde. Som eksempler på urteaktige planter med dyptgående rotsystem, kan nevnes belgvekstene luserne og lupin. Belgplanten kvitkløver har derimot grunt rotsystem.

Mengden av organisk materiale i de overjordiske organene er det forholdsvis lett å skaffe pålitelige oppgaver over. Tall for avling av forskjellige kulturvekster har ikke stor direkte interesse i denne sammenheng, da plantemassen jo blir ført bort fra dyrkingsstedet. Men vi kan f.eks. merke oss at hos kornartene er tørrstoffmengden i halmen mye større enn i røttene. Ved ompløying av flerårig eng får som regel jorda tilført mye rotrester.

På beiten blir mye av det organiske materiale fra den overjordiske plantemassen ført tilbake til jorda med gjødsla fra beitedyra. Også den dyrka jorda som brukes i alminnelig omløp på gårder med husdyrhold, får under norske driftsforhold vanligvis tilført mye organisk stoff i husdyrgjødsla. Som grovt gjennomsnitt pleier en å regne at omkring halvparten av tørrstoffet i fóret kommer igjen i gjødsla fra dyrene.

Det foreligger tall for tilføring av organisk materiale til jordoverflaten på noen felter i granskog, furuskog, bjørkeskog, lerkeskog og bøkeskog i Norge. Tørrstoffmengden i strøet på de undersøkte flatene varierte mellom 80 og 442 kg pr. dekar pr. år. For noen flater er strømengden sammenlignet med den produserte stammeveden i bestandet. Mengden av tørrstoff i strøet varierte mellom 34 og 178% av tørrstoffet i stammetilveksten. Generelt sett var det størst strøproduksjon i forhold til tilveksten i den skogen som vokser dårligst.

Som eksempel på strøproduksjon i lyngbestand kan nevnes tall fra en undersøkelse i Trysil. Røsslyngtypen (Calluna-typen) kom her høyest med ca. 260 kg tørrstoff pr. dekar, og blåbærtypen (Myrtillus-typen) lavest med ca. 80 kg pr. dekar.

I et reint bestand av skogburkne (Athyrium filix femina) ble det funnet en produksjon på 458 kg tørrstoff pr. dekar. Denne tørrstoffproduksjonen er altså like stor som høyavlinger en finner mange steder under vanskelige jordbruksforhold i Norge, eller som 1 m³ granved.

For tørrstoffproduksjonen i mosedekket finnes det ennå lite av tall fra Norge. En undersøkelse av mosedekket, vesentlig av etasjemose (Hylocomium splendens), i skog på Vestlandet, viste årsproduksjon av tørrstoff fra under 30 kg til over 120 kg pr. dekar.

De tallene som er referert, viser store variasjoner i tilføring av organisk materiale til jorda. Hvis strøproduksjonen på de minst produktive jordsmonntypene hadde vært undersøkt, ville vi hatt enda betydelig lavere tall.

Det er grunn til å merke seg at i endel tilfelle får naturlig jordsmonn tilført betydelig mer organisk stoff enn alminnelig kulturjord. Særlig stor stofftilførsel kan det bli ved snauhogst av barskog. Med hogstavfallet tilføres flere årganger av barnåler, og rotsystemene med sin mykorrhiza blir innlemmet i jordmassen.

3. Kjemisk sammensetning av planterestene

Ved drøftelse av den kjemiske sammensetningen av plantemassen skilles det i alminnelighet først mellom innholdet av vann og tørrstoff. Vanninnholdet i de planterestene som blir tilført jorda, varierer sterkt både med forskjellige arter, forskjellige organer av samme art og forskjellig modenhetsgrad. De vannmengdene som blir tilført jorda med det organiske materialet, er uten direkte betydning. Men innholdet av vann i plantemassen kan i noen grad gi antydninger om andre egenskaper hos materialet. I mange høve er det slik at mikroorganismene har relativt lett for å angripe og omdanne vannrikt plantemateriale. Alminnelige urteaktige planter har ofte et vanninnhold på 70-90%.

Stort sett medfører stigende modenhetsgrad hos plantene synkende innhold av lettopløselige stoffer og stigende innhold av cellulose og lignin.

Sammensetningen av tørrstoffet varierer selvfølgelig sterkt fra art til art. Blant kulturvekstene er det spesielle planter for produksjon av stivelse (f.eks. poteter), av sukker (f.eks. sukkerbeter), av cellulosefibrer (f.eks. lin), osv. Men disse plantene blir høstet, slik at lite av dette materialet blir innblandet i jorda. Selv om variasjonen i innholdet er meget betydelig også i de alminnelige planterestene som i store mengder blir tilført jorda, kan en likevel finne visse generelle trekk.

Stort sett utgjør støttevevet hoveddelen av plantemassen. De kvantitativt sett viktigste stoffene i disse celleveggene er cellulose, hemicellulose, pentosaner, lignin og pektinstoffer. Foruten disse stoffene finnes i plantemassen større eller mindre mengder eggehvitestoffer og enklere sammensatte nitrogenholdige forbindelser som eggehviten dannes av. Dessuten er det mer eller mindre av enkle sukkerarter (mono- og disakarider), stivelse, fett, olje, harpiks, voks, garvesyre o.a. organiske syrer m.fl. I en særstilling står de organiske stoffene som har veksthemmende eller vekststimulerende virkning overfor grønne planter og laverestående organismer.

Både cellulose, stivelse og det meste av hemicellulosen er polysakarider av heksoser, mens pentosaner er polysakarider av pentoser. Pentosanene er ellers til dels blitt regnet inn under hemicellulosen. Lignin er et høymolekylært aromatisk stoff (benzenderivat) som kjennetegnes ved at det inneholder methoksygrupper (OCH_3). Karboninnholdet er større i lignin enn i de fleste andre alminnelige stoffene i plantene. Analysetall for karboninnholdet i lignin veksler gjerne mellom 62 og 69%. Viktige bestanddeler av pektinstoffer er uronsyrer. De ligner sterkt på askorbinsyre (C-vitamin) og står altså også nær heksosene.

Det har vært alminnelig å oppgi følgende tall for innholdet i tørrstoffet av forskjellige stoffgrupper i vanlige plantedeler som tilføres jorda:

Cellulose.....	20 - 50%
Hemicellulose (medregnet pentosaner og uronsyreforbindelser).....	10 - 28%
Lignin.....	10 - 30%
Garvesyre, fett, fargestoffer, voks, kutin og suberin.....	1 - 8%
Sukker og stivelse.....	1 - 5%
Protein.....	1 - 15%

Det finnes ellers for enkelte vekster analysetall som kommer utenfor disse grensene.

Av spesiell betydning for næringstilgangen er innholdet av nitrogen og askestoffer i de planterestene som blir tilført jorda. Nitrogeninnholdet er stort sett høyest i belgvekster og andre plantearter som kan utnytte det frie nitrogenet i lufta. Det er f.eks. betydelig større nitrogeninnhold i ore-lauv enn i lauvet fra de fleste andre alminnelige trærne. Særlig stor er forskjellen om høsten når lauvet felles. Hos de fleste lauvtrøslagene blir bladene gule før de faller av. Gul-fargen skyldes xantofyll, og den kommer fram når klorofyllet forsvinner fra bladene. Klorofyllet er nitrogenholdig, mens det ikke er nitrogen i xantofyllet. Orelauvet felles grønt, og innholdet av nitrogen er nesten like stort om

høsten som tidligere i vegetasjonsperioden. Hos de andre lauvtreartene er det derimot sterk nedgang i nitrogeninnholdet i bladene om høsten. I bjørkelauvet utgjør nitrogenet ved bladfelling ofte mellom 1 og 2%. Tallene for nitrogeninnholdet i bladene i de alminnelige lyngartene synes gjennomgående å være litt lavere enn i bjørkelauvet. I barnåler som felles, varierer innholdet av nitrogen ofte mellom vel 0,5 og vel 1%.

Stort sett er nitrogenrike planterester gunstig utgangsmateriale for humusdannelsen. Men hvis proteinstoffene er blitt stabilisert kjemisk ved reaksjon med garvesyre eller andre organiske syrer, kan planterester med bra nitrogeninnhold gi opphav til forholdsvis dårlige humustyper.

Askeinnholdet veksler sterkt mellom de forskjellige delene av samme plante. I treslagene er det stort sett minst aske i stammeved, større askeinnhold i greinved og videre stigning til bark og blader.

Fordelingen av de ulike askestoffene er også forskjellig for de forskjellige organene. Generelt sett er kalsiuminnholdet relativt større i ved og bark enn i blader. Kalium- og fosforinnholdet er derimot størst i bladene. Men det finnes mange unntak fra disse hovedreglene. Særlig utpreget er forholdet med et relativt stort innhold av fosfor og kalium i frø og pollen. Blomsterstøv og frø er meget fattig på kalsium.

Før bladfelling føres endel av askestoffer som fosfor og kalium bort fra bladene. Kalsium er derimot lite bevegelig. Det har vist seg at kalsiuminnholdet i prosent av tørrstoffet kan stige med alderen slik at det er størst ved bladfelling.

Askeprosenten i skogstrø varierer i alminnelighet mellom 1 og 8%. Som en grov huskeregel kan en si at kalsiuminnholdet ofte er av samme størrelsesorden som nitrogeninnholdet, kaliuminnholdet endel lavere, og fosforinnholdet enda mindre, ofte av størrelsesorden 0,1%. Strøet i furuskog er som regel næringsfattigere enn strøet i granskog og lauvskog.

I skogen tilføres jordoverflaten endel plantenæring i vann fra trekronene.

Innholdet av de forskjellige næringsstoffene er i noen grad avhengig av næringstilgangen i den jorda plantene vokser. I særlig kalsiumfattig jord kan planterestene bli kalsiumfattige, fosforfattig jord kan gi fosforfattige planterester, osv. Belgplantene og de andre artene som kan nytte det frie nitrogenet, er uavhengig av nitrogentilgangen i jorda. Blant de alminnelige treslagene synes bjørk å gjenspeile nærings-tilstanden i jordsmonnet best med forskjellig kjemisk sammensetning av bladene, dernest kommer gran og til slutt furu.

Det er som nevnt skilnad mellom forskjellige arter med omsyn til fordelingen av røttene ned gjennom jordmassene. Arter med dyptgående røtter tilfører humusdekket uorganiske stoffer fra de dypere lag av jordsmonnet gjennom rester av overjordiske organer. Arter som bare har røttene i humus-sjiktet, fører derimot tilbake med planterestene nesten bare askemateriale som tidligere var tatt opp fra det samme jordlaget.

Om totalinnholdet av næringsstoffer er det samme i forskjellige strøslag, kan det være stor forskjell på hvor lett omdannelsen foregår. Andre egenskaper kan altså ha betydning i denne sammenhengen. F.eks. ligger pH som regel høyere i lauv enn i gran- og furunåler. Askestoffene kan være bundet på forskjellig måte i de ulike artene. Svenske laboratorieundersøkelser har vist at mengdeforholdet mellom syrer, acidoider og metallkationer i strøet har betydning for nedbrytingshastigheten. F.eks. vil strø med stort baseoverskudd i asken nedbrytes relativt raskt.

Strø av forskjellige arter angripes ikke like lett av dyreorganismene i jorda. Ved en undersøkelse i Sverige viste det seg at meitemark ikke brukte gran- og furunåler som næring, og at den foretrakk blad av ask, alm og bjørk framfor eike- og bøkeblad.

(De mest omfattende norske undersøkelsene av mengde og kjemisk sammensetning av skogstrø er offentliggjort av Mork (1942, 1946) og Bonnevie-Svendsen og Gjems (1957) i Medd. fra Det norske Skogforsøksvesen.)

4. Næringsstoffmengder tilført jordoverflaten med plantestene

Med utgangspunkt i tall for mengde og kjemisk sammensetning av strø kan vi beregne mengdene av næringsstoffer som blir tilført jordoverflaten fra vegetasjonen.

I tette skogbestand blir det lite strø fra andre planter enn trærne. Men i glissen skog kan bunnvegetasjonen levere en stor del av strøet.

Over store arealer i Norge er det meget grunt og dårlig jordsmonn. Produksjonsevnen er her svært liten, og følgelig er det små mengder av næringsstoffer som føres tilbake til jorda med planterestene.

Ved hogst av skogen kan det bli tilført jorda mye større næringsmengder enn med det årlige strøfallet. Særlig utpreget er dette for gran som bærer mange årganger av nåler. Ved skogbrann eller f.eks. ved brenning av lyngmark gjør lignende forhold seg gjeldende, men mye nitrogen som tidligere er blitt bundet i plantene, vil da tapes til atmosfæren.

Under gunstigere klimaforhold kan det produseres mye større plantemasse enn i Norge, og de næringsmengdene som tilføres jordoverflaten, kan dermed bli mye større. Askeinnholdet i tørrstoffet er også til dels langt større i plantesamfunn i varmere klima.

En russisk sammenstilling viser følgende askemengde i strø fra vegetasjon i forskjellige klimasoner:

	<u>Kg pr. dekar årlig</u>
Barskog.....	8 - 12
Lauvskog.....	30 - 60
Stepper og prairie-stepper.....	100 - 200
Halvørken og tørre stepper.....	40 - 50
Ørken.....	1 - 5

I de kjølige og fuktige områdene utgjør kalsium en forholdsvis stor del av asken, mens det er særlig mye natrium i vegetasjonen i varme og tørre strøk.

Beregninger av mengder av askestoffer som årlig opptas i den overjordiske plantemassen, viser tall mellom 30 og

70 tonn pr. km² (30-70 kg pr. dekar) i gjennomsnitt for alle verdensdelene. Til jamføring kan nevnes at den gjennomsnittlige kjemiske denudasjonen er anslått til 26,4 tonn pr. km² årlig. Den årlig frigjorte stoffmengden ved kjemisk denudasjon synes altså å være bare omkring halvparten av den årlig omsatte mengden av askestoffer i det biologiske kretsløpet.

På geokjemisk basis er det også prøvd å beregne mengden av karbon som er bundet i humus i forskjellige slags jordsmonn, og i andre grupper av karbonholdige forbindelser. Slike beregninger må selvfølgelig bli usikre. Torvjord og svartjord er eksempler på jordsmonn med stort karboninnhold, mens ørkenjord er særlig humusfattig. Det regnes at humusen inneholder atskillig mer karbon enn atmosfæren og langt mer enn de levende organismene. I verdenshavene finnes det i alt betydelig større karbonmengde enn i humusen. Mengder av karbon i bergartene regnes å være noen tusen ganger større enn i det organiske materialet i jordsmonnet.

5. Noen hovedtrekk i omdannelsen av det organiske materialet

Planterestene som tilføres jorda, blir utsatt for omdannelse og nedbryting. Det har lenge vært klart at mikrobiologiske omsetninger av plantematerialet spiller en meget viktig rolle. Dessuten bruker større dyreorganismer i jorda det organiske materialet som næring. Særlig i varmt klima er de reint kjemiske reaksjonene av en viss betydning.

Det er stor forskjell på humusomdannelsen med og uten lufttilgang. Først skal vi ta for oss de omdannelsene som foregår under tilgang på luft.

Ved sida av nedbryting av planterestene går det stadig for seg syntese av organisk stoff i mikroorganismene. De stoffene som bygges opp i mikroorganismenes kroppsmasse, avviker til dels fra stoffene i de høyere plantene.

Det skilles mellom autotrofe og heterotrofe mikroorganismer. De autotrofe skaffer seg karbonforbindelser gjennom assimilering av karbondioksyd fra lufta på lignende måte som

de høyere plantene. Energien til virksomheten skaffer de seg ved oksydering av uorganiske stoffer. Til denne gruppen hører nitrifikasjonsbakterier og svovel- og jernbakterier. De heterotrofe organismene skaffer seg både karbonholdig næring og energi fra det organiske materialet. Til denne gruppen hører de aller fleste mikroorganismene.

Ved syntese av kroppsmasse hos heterotrofe organismer vil altså den totale mengden av organisk stoff avta fordi energien til livsvirksomheten blir tatt fra de organiske forbindelsene som er bygd opp tidligere. De heterotrofe organismene dominerer fullstendig i forhold til de autotrofe, og uten tilføring av rester fra de høyere plantene ville totalmengden av organisk materiale avta. Den mikrobiologiske omdannelsen er altså i store trekk en nedbryting av organisk stoff. Det samme gjelder de omdannelsene det høyere dyrelivet i jorda er årsak til.

I hovedtrekkene er det oksydasjon som foregår under denne nedbrytingen, og sluttproduktet for de rene karbohydratene er karbondioksyd og vann. Av eggehvitestoffene dannes dessuten ammoniakk og mindre mengder av andre forbindelser, f.eks. av svovel og fosfor. Både under nedbryting av planterester og oppbygging av mikroorganismenes kroppsmasse innvirker en rekke enzymer på prosessene. Det er altså omdannelsesprosesser som er regulert av biokatalysatorer.

Hastigheten av omdannelsen er avhengig av mange forskjellige faktorer. Mengdeforholdet mellom ulike organiske forbindelser har selvfølgelig stor betydning for nedbrytingshastighet og -retning. Men andre forhold har også betydning. Temperaturen spiller en viktig rolle. Som mål for hvor raskt oksydasjonsprosessen foregår, kan en bruke karbondioksydproduksjonen. Det blir ofte oppgitt at karbondioksydutviklingen tiltar med stigende temperatur inntil 35-40°C. Men ved en norsk undersøkelse viste det seg at i humus der det vanskelig blir dannet nitrat, ligger den optimale temperaturen lavere. I typisk råhumus ble det funnet størst karbondioksydproduksjon ved så lav temperatur som 20°C når prøvene ble undersøkt gjennom en lengre periode. Seinere har finske

undersøkelser av torvprøver gitt lignende resultater. Det ligger nær å tenke seg at mikroorganismene i jorda i de nordiske land har lavere optimumstemperatur enn de i varmere klimasoner.

Foruten temperaturen har lufttilgang, fuktighet og innhold av uorganiske næringsstoffer stor innflytelse på nedbrytingen av det organiske materialet. En betingelse for normalt forløp av oksydasjonsprosessene er god tilgang på luftoksygen. Under drøftelse av jordlufta kommer vi nærmere inn på dette spørsmålet. Nå skal vi bare merke oss at det i første rekke er høytstående grunnvann som er årsak til oksygenmangel.

Mangel på fuktighet kan føre til at de normale omdannelsesprosessene hemmes. Mikroorganismene krever vann til sin livsvirksomhet. Bakterier og gjærsopper trenger et vannrikt substrat for å utvikle seg. Ved uttørking av jorda blir den mikrobiologiske virksomheten sterkt nedsatt.

I likhet med de høyere plantene trenger bakterier og sopper tilgang på askestoffer. Planterester som er rike på uorganiske næringsstoffer, er derfor et bedre medium for mikroorganismene enn næringsfattige planterester, og omdannelsen foregår raskere der tilgangen på næring fra mineraljorda er god enn der den er dårlig.

Stort sett trenger bakteriene og soppene de samme uorganiske næringsstoffene som de høyere plantene. Men mikroorganismene setter til dels særkrav. Det har f.eks. vist seg at pH og kalsium har stor betydning for omdannelse av organisk materiale. Nedbryting av planterester i jorda går ofte ekstra raskt etter kalking. Tilsetting av små kalkmengder til torvjord skal i unntakstilfelle ha ført til senkning av pH. Årsaken kan da være at prosesser som kalkinga har satt i gang, fører til avspalting av flere hydrogenioner enn kalkmengden kan nøytralisere. Under den biologiske oksydasjonen av mange stoffer i humusen blir det jo dannet karboksylgrupper (COOH). Som eksempel på særegne krav til næringstilgangen kan nevnes at mikronæringsstoffet molybden er særlig viktig for den biologiske nitrogenbindingen.

Stort sett er det slik at bakterier og strålesopper trives best ved høy pH, mens de alminnelige soppene vokser best ved noe høyere hydrogenionekonsentrasjon - altså ved lavere pH. Men det finnes mange unntak fra denne hovedregelen.

Foruten mikroorganismene deltar også større dyr i nedbryting av det organiske materialet i jorda. Faunaen er sterkt avhengig av jordbunnstilstanden.

Protozoer (encelle-dyr som amøber, flagellater, m.fl.) utgjør størsteparten av mikrofaunaen i jorda. Ellers er det mange forskjellige arter av rundormer, midder, insekter etc. F.eks. kan de lavtstående insektene springhaler opptre i store mengder. I næringsfattige humustyper som råhumus finnes det gjerne mye av midder og insekter. Endel insekter har bare larve- og puppestadiet i jorda. Under gode jordbunnsforhold er meitemark meget alminnelig. Denne dyregruppen har stor betydning for utvikling av jordstruktur.

Faunaens antall av individer er ofte størst i dårlige jordsmonntyper fordi små arter som midder og springhaler gjerne dominerer. Men den totale vektmengden kommer som regel høyest i god jord. Større dyrearter som meitemark er her mer alminnelige. Både strukturtilstand og kjemiske egenskaper til humusstoffene kan i sterk grad bli preget av dyrelivet i jorda.

Det er påvist at vekten av jordfaunaen kan være større enn vekten av de dyrene som lever av de overjordiske plantedelene på det samme arealet.

Mikrofloraens individantall er som regel størst under gunstige jordbunnsforhold. I god jord kan det være mange millioner bakterier pr. gram. Det er målt et stort antall meter med sopphyfer i 1 g jord.

Der lufttilgangen er hindret ved at vannet fyller alle åpninger i jorda, foregår fortorving. Under fortorvingsprosessene utvikles bl.a. metan, karbondioksyd og vann. Den torven som dannes, er rikere på karbon og fattigere på oksygen enn det plantematerialet den er blitt til av. Nitrogeninnholdet er som regel noe høyere i torven enn i plantene,

og innholdet av hydrogen er i alminnelighet omtrent uforandret eller litt lavere.

Fortorvingsprosessene er lite kjent, men en regner at anaerobe mikroorganismer spiller en viktig rolle under torvdannelsen. Omdannelsen foregår raskest i overflaten av torvmassen. I større dybde kan en altså finne lite omdannete torvsjikt hvis vilkårene for fortorvingsprosessene har vært dårlige da denne torven ble avsatt i overflaten. Mengden av cellulose og enklere sammensatte karbohydrater avtar under omdannelsen, og det relative innholdet av stoffer oppløselig i sterk svovelsyre (72 eller 80%) er blitt brukt ved beregning av uttrykk for fortorvingsgraden.

6. Kjemisk sammensetning av det noe omdannete organiske materialet i jorda

Jord som bærer vegetasjon, blir stadig tilført plantester. Det vil her alltid finnes både uomodnet plantemateriale og materiale med forskjellig nedbrytingsgrad. Samtidig med nedbrytingen foregår det oppbygging av kroppsmasse hos mikroorganismene. Omdannelsen av forskjellig slags organisk stoff går med ulik hastighet. Dermed blir det en annen kjemisk sammensetning av det omdannete organiske materialet i jorda enn av planterestene.

De organiske stoffene som forsvinner raskest, er de enklest sammensatte karbohydratene. Sukker og stivelse er lett-tilgjengelig næring for mikroorganismene. Alle vannoppløselige stoffer kan ellers føres bort fra jordsmonnet med sigevannet dersom de ikke noenlunde raskt blir opptatt av mikroorganismene. Det er gjort forsøk på å beregne hvor mye av det tilførte organiske materialet som i Norge fjernes med sigevannet. I alminnelig barskog antas det å være under 10%.

Cellulose angripes og omdannes relativt raskt. Innholdet av cellulose er derfor mye mindre i det noe omsatte organiske materialet i jorda enn i plantene. Lignin er derimot motstandsdyktig mot nedbryting. Det prosentiske lignininnholdet vil derfor som regel stige noe under omdannelsen av

planterestene. Det ser ellers ut til at det i større utstrekning foregår spalting av lignin i lauvskogjord enn i barskogjord. De nitrogenholdige stoffene blir forholdsvis raskt omdannet av mikroorganismene, men dette materialet blir i stor utstrekning brukt til oppbygging av mikroorganismenes egen kroppsmasse og altså i mindre grad brukt som energikilde. Det relative innholdet av nitrogenholdige stoffer vil altså, på tilsvarende måte som lignininnholdet, stige under nedbrytingen. I mikroorganismene bygges også opp forholdsvis mye hemicellulose som er forskjellig fra hemicellulosen i planterestene. Stoffe som voks, harpiks, kutin, suberin, o.l. er svært motstandsdyktige mot nedbryting, og innholdet av slike bestanddeler blir dermed større etter hvert som omdannelsen skrider framover.

Med noe skjemativering kan en si at de kjemiske forbindelsene i humusen fordeler seg på disse gruppene:

I. Stoffe som skrives seg fra planterestene.

1. Stoffe som er særlig motstandsdyktige mot nedbryting og derfor opphopes (f.eks. lignin, voks m.fl.).
2. Stoffe som er relativt lette å nedbryte, men som tilføres i store mengder (f.eks. stivelse, cellulose, hemicellulose m.fl.).
3. Stoffe som blir frigjort under nedbrytingen (f.eks. organiske syrer).

II. Stoffe som er syntetisert i mikroorganismenes kroppsmasse (f.eks. protein og hemicellulose).

Etter det som er sagt om nedbrytingen av de forskjellige stoffgruppene, er det klart at mengdeforholdet mellom karbon og nitrogen må endres med omdannelsesgraden. Når mye av karbohydratene brukes opp som energikilde, mens de nitrogenholdige stoffene bare overføres til bestanddeler av mikroorganismenes egen kropp, vil mengden av karbon i forhold til nitrogen avta. Brøken C/N for de alminnelige planterestene er

ofte mellom 20 og 50. I godt omdannet humus ligger dette såkalte C-N forholdet ofte på ca. 10.

Det er utformet en teori som går ut på at protein og ligninbestanddelene reagerer med hverandre. Proteinet opptrer som den basiske delen og ligninet som den sure. Dessuten inngår mer eller mindre metallkationer i reaksjonen. Det skulle først og fremst være mikroorganismenes proteinstoffer som har evne til å reagere med ligninet. Dette lignin-protein-komplekset har en stabil karakter og regnes som den varigste bestanddelen ("humus nucleus"). Det er seinere påvist at det kan dannes stabile humusbestanddeler ved reaksjon mellom ammonium og lignin. Nitrogenkomponenten i ligninkomplekset kan altså være enklere sammensatt. De motstandsdyktige omdannelsesproduktene i humusen er blitt sammenlignet med forbindelsene som dannes ved garving. Ved påvirkning av garvesyre dannes det stabile forbindelser av eggehvitestoffene i huden. I humusen skulle forskjellige stoffer med sur karakter kunne virke på tilsvarende måte som garvesyre.

Det er forskjell i kjemisk sammensetning mellom ligninet i plantene og i jorda. Ligninet i jorda har f.eks. større kationeombyttingskapasitet enn planteligninet. Det har vært alminnelig å bruke som forklaring på forskjellen at ligninet i humusen er sterkere oksydert.

Ved undersøkelser over de organiske nitrogenforbindelsene har det vist seg umulig å påvise hvilke stoffer mye av det organiske bundne nitrogenet er knyttet til. Tilsvarende reaultater foreligger for andre stoffer i humusen.

De såkalte humussyrene er stadig blitt drøftet. I litteraturen går ofte igjen følgende inndelingsskjema for humusstoffene:

- I. Organisk materiale som ikke kan ekstraheres med alkalier: Humuskull (humin og ulmin)
- II. Organisk stoff som kan ekstraheres med alkalier og som felles ut igjen av uorganiske syrer:
Humussyrer
 1. Humussyre som er oppløselig i alkohol:

Hymatomelansyre

2. Humussyre som er uopløselig i alkohol:

Ekte humussyre

III. Vannoppløselige humussyrer som ikke kan felles ut av uorganiske syrer:

Fulvosyrer

I stedet for betegnelsen hymatomelansyre for humussyre som er oppløselig i alkohol, brukes til dels uttrykket humo- ligninsyre. Mens fulvosyrene og hymatomelansyren oppløses i acetylbromid (CH_3COBr), er den såkalte ekte humussyren og humin- og ulminstoffene uopløselige.

Med noenlunde samme mening som fulvosyre er også brukt betegnelsene krensyre, apokrensyre, kjeldesyre m.fl. Det finnes også mange andre spesielle betegnelser for forskjellige fraksjoner av såkalte humussyrer. Karboninnholdet i fulvosyrer er oppgitt å være 55%, i hymatomelansyre 62% og i ekte humussyre 58%.

Det har ellers vært brukt en inndeling i grå humussyre og brun humussyre. Den gråfargete humussyren regnes å tilhøre bedre jordsmonn enn den brunfargete. Brun humussyre skulle f.eks. være karakteristisk for podsoljordsmonn.

I dette inndelingssystemet står fulvosyrene i noen grad i særstilling. Det er bare relativt svake inngrep som er nødvendig for isolering av denne gruppen av syrer. De andre fraksjonene blir framstilt etter meget sterke inngrep i det naturlige humusmaterialet. Ved den bestemte behandlingsmåten får en fram de stoffgruppene som er ført opp i inndelingsskjemaet, men det er ikke riktig uten videre å gå ut fra at de foreligger i disse formene i naturen.

7. Noen prinsipper for kjemisk undersøkelse av humus

I tillegg til bestemmelse av totalinnhold av organisk materiale (jfr. drøftelse av klassifisering av jorda etter humusinnholdet) er det behov for analysemetoder for nærmere karakterisering av humusen. I stor utstrekning brukes de samme metoder som i den alminnelige organiske kjemi.

Men det er også blitt utarbeidd spesielle framgangsmåter for undersøkelse av de kjemiske egenskapene til humusstoffene. Bl.a. for å få noe grundigere oversikt over viktige stoffgrupper som finnes i humusen, skal vi se litt på et spesielt undersøkelsessystem.

Etter en framgangsmåte utarbeidd i USA (av Nobelprisvinneren S.A. Waksman) blir innholdet av vann, aske, totalnitrogen og total karbon bestemt i særskilte prøver. I en enkelt analyseprøve bestemmes så fortløpende det materialet som er oppløselig i:

1. eter
2. kaldt vann
3. varmt vann
4. alkohol
5. 2% saltsyre
6. 80% svovelsyre

Videre bestemmes 7) den delen av materialet som ikke oppløses ved denne behandlingen.

I eter og alkohol oppløses fett, olje, voks, harpiks alkaloider, endel fargestoffer, m.m. Det er selvfølgelig stor variasjon i mengden av disse stoffene, men til sammen er de to fraksjonene ofte av størrelsesorden 5-6%.

I kaldt vann oppløses sukker, mange nitrogenfrie organiske syrer og deres salter, aminosyrer, enkelte eggehvitestoffer (albuminer) m.fl. Når behandlingen fortsetter med varmt vann, går også bl.a. stivelse, pektin og garvestoffer i oppløsning og dessuten mer av andre organiske syrer og av proteinstoffer.

Behandlingen med 2% saltsyre tar sikte på å bringe i oppløsning hemicellulose og andre nærstående forbindelser. Ved etterfølgende behandling med 80% svovelsyre oppløses cellulosen. I begge tilfelle er det hydrolyseprosesser som foregår, og den oppløste stoffmengden bestemmes som sukker.

Uopløselig i 80% svovelsyre er lignin, endel av asken, og komplisert sammensatte proteiner. Innholdet av lignin beregnes som differens.

Ved en norsk undersøkelse (av Dr. E. Alvsaker) ble det innført noe endring i metodikken. Det ble utført behandling med 12% saltsyre etter ekstrahering med 2% saltsyre, men før behandling med svovelsyre. Ellers ble 72% svovelsyre brukt i stedet for 80%. Videre ble mengden av uronsyrer og furfural bestemt. (Heksuronsyrene har seks karbonatomer. Furfural eller furfurol er en fem-leddet heterosyklisk forbindelse som dannes når pentoser behandles med fortynnet syre.)

I mange tilfelle er det aktuelt å utføre enkle laboratorieundersøkelser av humusprøver. Nitrogeninnholdet har en ofte interesse av å kjenne. Totalinnholdet av nitrogen bestemmes etter den alminnelige Kjeldahl-metoden. Foretar en dessuten bestemmelse av karboninnholdet, kan mengdeforholdet mellom C og N beregnes. Blant de forskjellige nitrogenfraksjonene er det særlig innholdet av ammonium og nitrat som interesserer. Den prosentdel av totalnitrogenet som finnes i ammonium og nitrat, blir kalt henholdsvis ammoniak- og salpeterkvotienten. Som størrelsesorden for disse tallene oppgis gjerne et par prosent. I jord med livlig nitrifikasjon vil ammoniuminnholdet som regel ligge lavt.

Sterkt omdannede humusstoffer er som nevnt uoppløselige i acetylbromid (CH_3COBr). Det er derfor foreslått å bruke den relative mengden av acetylbromid-uoppløselig humus som mål for omdannelsesgraden. En regner ut den prosentdelen karbonet i den uoppløselige fraksjonen utgjør av alt karbon i humusen.

Mange andre analyseprinsipper har vært i bruk for undersøkelse av humusstoffer. F.eks. bestemmes hvor stor evne jorda kan ha til å ta opp oksygen fra oppløsning av kaliumpermanganat (KMnO_4) eller natriumhypoioditt (NaIO). Humusmaterialet kan i noen grad klassifiseres etter hvorvidt det nedbrytes ved behandling med hydrogenperoksyd med forskjellig konsentrasjon. Kromatografisk analysemetodikk er blitt mye brukt ved humusundersøkelser. Framgangsmåten bygger på at forskjellige molekyler kan bindes i bestemt rekkefølge når en oppløsning diffunderer eller siver gjennom et absorpsjonsmiddel, f.eks. gjennom aluminiumoksyd eller

eller filterpapir som er preparert for dette formålet. Lagene, ringene eller flekkene av enkelte stoffer eller stoffgrupper kan gjøres bedre synlig ved å sette til forbindelser som gir fargereaksjoner med disse stoffene. Den absorberende massen kan deretter deles opp mekanisk, og stoffene frigjøres og analyseres hver for seg. Det er prøvd å forbedre metodikken ytterligere ved kombinerings av papirkromatografi og elektroforese (montering av elektroder i sidene av filterpapiret).

Spektroskopiske undersøkelser av humusstoffer har gitt interessante resultater. Mange organiske stoffer er blitt identifisert på denne måten. Massespektrografisk metodikk og bruk av radioaktive stoffer har vært verdifulle hjelpemidler i humusforskningen.

Det er ialt blitt gjennomført meget omfattende undersøkelser over humusstoffenes kjemi. Men mange viktige problemer er ennå ikke klarlagt. Det har f.eks. ikke vært mulig å karakterisere nøyaktig den kjemiske sammensetningen av det godt omdannede humusmaterialet. Men det antas at dette materialet har en indre kjerne av aromatisk karakter (benzenderivat). Ofte utgjør denne kjernen vel halvparten av massen. Til kjernepartiet er det knyttet peptider, karbohydrater, syrer, metallioner m.v. Mengdeforholdet varierer sterkt, men det synes ofte å være forholdsvis mye av de to første gruppene.

8. Fordeling av forskjellige humusfraksjoner i profilet

Det er lett å forstå at det må være variasjon i mengdeforholdet mellom de forskjellige humusfraksjonene aller øverst i jordprofilen. De døde plantedelene som nettopp er tilført jorda, har plantenes kjemiske sammensetning. Etter hvert som dekomponeringen skrider framover, endres stadig sammensetningen.

Foruten ulikheter på grunn av nedbrytingsgrad kan det bli skilnader fordi forskjellige slags materiale transporteres i forskjellig grad i profilet. Innholdet av organisk

materiale i dypere jordlag skyldes:

1. Planterøtter,
2. mekanisk innblanding, f.eks. ved jordarbeiding eller ved virksomhet til meitemark og andre dyr, og
3. transport med sigevann.

(De forskjellige humusformene i den øverste delen av jordprofilen blir drøftet i neste avsnitt.)

Det er utført lite av undersøkelser over egenskapene til det organiske materialet i dypere lag i profilen. Men det ser ut til at det relative proteininnholdet er størst i de dypere jordsjiktene. Lignininnholdet er forholdsvis stort høyt oppe i profilen. Innholdet av cellulose avtar også sterkt fra overflaten og nedover i profilen. Av de nitrogenfrie stoffene synes det å være relativt stort innhold av uronsyrer i de dypere lagene. Stort sett synker forholdet C : N ned gjennom profilen. Særlig synes dette å være tilfelle i podsoljordsmonn. En har regnet at ligninet foreligger i grovdispers form, og at det derfor blir transportert relativt små ligninmengder med sigevannet nedover i profilen.

I humuspodsolprofiler kan det være utfelt store mengder organisk materiale i B-sjiktet. Vi har i Norge eksempler på analysetall som viser over 15% humus i dette laget. Etter det enkleste klassifiseringsskjemaet for matjordlaget i dyrka jord regnes prøver med 15-40% humus til gruppen mineralblanda moldjord.

Det ser ut til at humusen i de dypere jordlagene stort sett er motstandsdyktig mot nedbryting. Særlig synes dette å gjelde podsolprofiler. Fra undersøkelser av brunjord finnes eksempler som kan tolkes slik at det i enkelte tilfelle foregår rask omsetning selv i dypere lag.

Om det ikke foregår nevneverdig nedbryting av de organiske stoffene slik at det blir frigjort næring, kan humusen i de dypere jordlagene likevel ha betydning for vegetasjonen ved å holde fast vann og næringsstoffer som seinere kan nyttes av plantene.

9. Forskjellige humusformer

Humusformene øverst i jordsmonnet inndeles i de tre hovedgruppene:

1. Mold,
2. råhumus, og
3. torv.

Det organiske materialet i de dypere jordlagene kan ikke plasseres sideordnet med disse tre typene. Dødt, men uomdannet plante- og dyremateriale kalles på svensk förna. Denne betegnelsen brukes også til dels internasjonalt. På norsk nyttes i alminnelighet uttrykket strø.

I åpent vann kan det bunnfelles særegne humusformer som kalles gytje og dy. Gytje er blitt til ved sedimentasjon av rester fra planter og dyr som har levd i vannet, eller er blitt tilført utenfra (f.eks. blomsterstøv). Dy er dannet ved utfelling av humuskolloider. Forskjellen på gytje og dy skulle altså være at vi i den første humusformen kan finne planterester med bevarte cellestrukturer, mens celler mangler fullstendig i typisk dy. Det finnes selvfølgelig overgangsformer mellom disse to hovedtypene.

I rein tilstand er gytje gjerne en grønnaktig eller gulaktig masse. Den har blaut, ofte geleaktig konsistens, når den er fuktig. Ved inntørking skrumper den sterkt og blir hard. Gytje inneholder som regel klorofyll og sender derfor ut rødt fluorescenslys når den blir utsatt for ultrafiolette stråler. Det er på dette grunnlaget utarbeidd en metode til hjelp ved påvisning av gytje. Jordmassen ekstraheres med aceton (CH_3COCH_3), og ekstraktet belyses med kvartskvikksølvlampe. Prøvene fra gyttejord vil da i alminnelighet gi rødt fluorescenslys. På grunn av oksydasjon av svovel kan gyttejorda til dels få meget lav pH.

Gytje venter en altså å finne bare der det er eller har vært åpent vann. Under topogene torvavleiringer er det alminnelig å råke på et gytjesjikt som underlag for den egentlige torvmassen. I enkelte land, f.eks. Sverige og Finland, er det noen steder betydelig gytjeinnblanding i sedimentær leirjord. Hos oss synes slik innblanding i mineraljord

å være mindre alminnelig. Det er også forståelig at det kan være skilnad mellom den lagdelte leirjorda i Norge og i Østersjø-landa. Det meste av de norske leirsedimentene er avsatt i saltvann. Saltinnholdet i vannet i Østersjø-bassenget har derimot vært lite. Det er i seinere tid blitt oppdaget gytjeforekomster sammen med leirjord i fjordtrakter på flere steder i Norge. Men stort sett må en si at gytjehumus ser ut til å spille forholdsvis liten rolle for jordsmonnet hos oss.

(Hovedtrekkene i torvklassifikasjon er gjennomgått tidligere. Ellers vises det til forelesningene i jordkultur og skoggrøfting med omsyn til praktisk viktige inndelings-systemer for slik jord. De gruppene vi kommer til å behandle mest inngående her, blir altså mold og råhumus.)

Mold defineres som sterkt omdannet organisk materiale i de øvre delene av jordsmonnet, med laus strukturtilstand og uten antydning til cellestruktur. Foruten i denne snevre betydningen brukes uttrykket mold også om heile jordmassen når innholdet av organisk substans med moldegenskaper kommer over visse minimumsmengder. For dyrka jord er i de nordiske land fra gammelt brukt betegnelsen mineralblanda moldjord når humusinnholdet ligger mellom 15 og 40%. Det er alminnelig å bruke uttrykket moldinnhold i stedet for humusinnhold for dyrka jord. I naturlig jordsmonn er ellers overflatelag med betydelig mindre organisk materiale enn 15% til dels blitt regnet som mold.

Etter morfologiske egenskaper er det foreslått å inndele moldjorda i de 3 undergruppene:

1. Fast mold,
2. grovkornet mold, og
3. finkornet mold.

Det blir oppgitt at fast mold ofte har mindre enn 5% organisk materiale, grovkornet mold i alminnelighet mellom 5 og 20%, men i enkelte høve også betydelig mer, og finkornet mold ofte over 50%. Denne inndelingen må bare betraktes som et eksempel. Det brukes også andre klassifiseringssystemer som bygger på morfologiske egenskaper.

Moldstoffene er mørkfargete, i alminnelighet svarte eller gråsvarte. I naturlig jordsmonn er det under våre forhold som regel ikke klar grense mellom det moldholdige laget og jorda under. Moldinnblandinga avtar vanligvis jevnt nedover i profilet.

Det er et rikt dyreliv i moldjorda. Som regel finnes det meitemark i slik jord. En stor del av de mikrobiologiske nedbrytingsprosessene blir utført av bakterier, mens sopper gjerne dominerer i råhumus. I alminnelighet føres nitrogenomsetningen i mold heilt fram til nitratdannelse.

Råhumus er humusmateriale som danner et skarpt avgrensa sjikt over mineraljorda. Ofte er råhumuslaget sammenvevd av røtter og sopphyfer slik at det kan flekkes av som en sammenhengende matte. I andre høve har det lett for å smuldre. Tykkelsen av råhumussjiktet varierer fra under 1 cm til over 30 cm.

(Betegnelsen mår er ofte blitt brukt ved beskrivelse av humus i naturlig jordsmonn. Navnet er innført av dansken P.E. Müller. Denne danske forstmannen må betraktes som grunnleggeren av vitenskapelige feltundersøkelser av skoghumus. Han delte humustypene i de to store gruppene mold og mår. Uttrykket mår ble brukt med omtrent samme betydningen som vi nytter betegnelsen råhumus. Seinere har svensken H. Hesselman brukt dette navnet for gunstige typer av råhumus eller overgangsformer mellom mold og råhumus, og med denne betydningen er uttrykket mår kommet inn også i norsk litteratur.)

Råhumuslaget kan i mange høve deles opp i flere sjikt. Over det egentlige råhumusmaterialet har en strøsjiktet med de døde uodannede planterestene. Under strøsjiktet ligger formoldingssjiktet. I litteraturen brukes ofte forkortelsen F-sjiktet for dette laget. Formoldingssjiktet består for en stor del av tydelige vekstrester som er under nedbryting. Dette laget er i alminnelighet sammenfiltet. Nærmere mineraljorda har vi humusemnesjiktet. Ofte blir betegnelsen forkortet til H-sjiktet. En stor del av massen i humusemnesjiktet ser strukturløs ut. I noen høve kan råhumuslaget

i sin heilhet nærmest ha karakter av F-sjikt. Det gjelder særlig der strøproduksjonen er stor, f.eks. i ung rasktvoksende granskog. H-sjiktet kan utgjøre storparten av råhumuslaget i andre tilfelle, f.eks. i gammel skog med langsom vekst. I mange andre tilfelle ser heile råhumusdekket ut som en mellomform mellom F-sjikt og H-sjikt, slik at det er umulig å skille mellom forskjellige lag.

Foruten mellomformer mellom F-sjikt og H-sjikt finnes det overgangsformer mellom råhumus og torv, og mellom råhumus og mold. Også mellom mold og torv er det overgangsledd.

Det finnes ikke noe alminnelig anerkjent system for feltmessig inndeling av råhumus. Men som eksempel på klassifikasjon etter strukturforholdene kan det nevnes inndeling i:

1. Smuldrende råhumus,
2. fibrøs råhumus, og
3. fettlignende råhumus.

Smuldrende råhumus har en f.eks. mange steder på tørre furumoer med bunnvegetasjon av lav. Råhumuslaget er i slike tilfelle tynt og uten tydelig sjiktvis oppbygning når en ser bort fra strølaget øverst. Et utpreget F-lag har i alminnelighet fibrøs struktur. Konsistensen hos et typisk H-lag er ofte fettlignende.

Strukturen i humusdekket er påvirket av jordfaunaen. I jord med rikelig med meitemark er det som regel mold med velutviklet grynstruktur. Ved detaljundersøkelse av råhumusdekket finner en forskjeller i strukturen avhengig av hvilke dyrearter som dominerer.

Ved hjelp av laboratoriemetoder kan en få holdepunkter for inndeling av humus etter kjemiske egenskaper. Det regnes med forskjellige grader av aktivitet etter hvor raskt om-dannelsen foregår. Omsetningen av det nitrogenholdige materialet er viktig for den naturlige vegetasjonen på råhumusmark, og det er foretatt klassifisering av råhumusen etter disse egenskapene. En inndeling som brukes i Sverige, bygger på bestemmelse av nitratinnholdet, dels etter lagring av prøvene.

1. Nitrifikasjon foregår under naturlige vilkår. Slik råhumus står gjerne på overgangen til mold. H-sjiktet er i alminnelighet løst og har en viss grynstruktur. Råhumus med høyeste aktivitet regnes altså til denne klassen.
2. Nitrifikasjon mangler under naturlige vilkår, men kommer i gang av seg selv ved kortvarig lagring av jordprøver i gunstig fuktighetstilstand ved laboratorietemperatur.
3. Nitrifikasjon forekommer ikke under naturlige vilkår. Ved lagring kommer det i gang nitrifikasjon hvis en smitter med jord som inneholder allsidig mikroflora (tilsettes 10% smittejord). Ved lagringen dannes nitrat både i den tilsatte jorda og i råhumusen.
4. Nitrifikasjon forekommer ikke under naturlige vilkår. Ved lagring og smitting får en nitrifikasjon som noenlunde svarer til den nitratdannende evnen hos smittejorda.
5. Nitrifikasjon forekommer ikke under naturlige vilkår. Ved lagring og smitting inntreer svak nitrifikasjon. Nitratdannelsen er mindre enn den som svarer til smittejordas nitrifikasjonsevne.
6. Nitrifikasjon forekommer ikke under naturlige vilkår. Ved lagring og smitting kommer det heller ikke i stand nitratproduksjon. I denne klassen kommer altså humusmateriale med aller laveste aktivitetsgrad.

Etter meget langvarig lagring under gunstige temperatur og fuktighetsforhold kommer det etter smitting i gang nitrifikasjon selv i de ugunstigste råhumusprøvene. Men det

er i Norge funnet eksempler på at det ikke kan påvises nitratdannelse etter lagring i et halvt år av råhumus fra utpreget røsslyngmark.

Det er tendens til at aktiviteten blir større med stigende totalinnhold av nitrogen i humusen. Når forholdet C : N synker, blir nitrogenomsetningen stort sett lettere ført fram til nitratdannelse.

Glødetapet viser ingen nøye sammenheng med aktivitetsgraden, men i gjennomsnitt er råhumus med stort askeinnhold noe mer aktiv enn askefattig råhumus.

Hydrogenionekonsentrasjonen varierer atskillig i råhumusen. pH målt i vannsuspensjon kommer sjelden lavere enn 3,4 - 3,5, og i alminnelighet ligger den noe under 5. I unntakstilfelle er det målt pH nedover mot 3,0. Som regel ligger pH litt lavere i H-sjiktet enn i F-sjiktet. Det er ingen nøye sammenheng mellom pH og aktivitetsgraden. Men jord med høyere pH enn ca. 4,5 har oftest stor aktivitet, og når pH kommer ned mot eller under 3,5 har råhumuslaget i alminnelighet meget lav aktivitetsgrad.

Ved titreringsundersøkelser kan en i noen grad få holdepunkter for humusens aktivitet. Slike undersøkelser tar sikte på å skaffe opplysninger om bufferevnen. En foretar måling av pH etter tilsetting av bestemte syre- og lutmengder. Materiale som inneholder særlig store mengder basebindende stoffer er i alminnelighet relativt lite aktivt.

Ved feltundersøkelser kan en også skaffe seg holdepunkter for bedømmelse av humusdekkets aktivitet. Humus med mer eller mindre utpreget grynstruktur er som regel forholdsvis gunstig. Det er ellers først og fremst ulikheter i vegetasjonen det har vært alminnelig å merke seg. Humusen regnes generelt sett å ha større aktivitet desto kravfullere arter det opptrer og desto frodigere denne vegetasjonen er. På aktiv råhumus finner en gjerne mer eller mindre av urteaktige planter. Som gode indikatorer på nitrifikasjon regnes f.eks. nesle, bringebær og til dels geiterams. Av andre arter som kan vise at humusen er aktiv, kan nevnes kvitveis,

gaukesyre og fugletelg. Blant moseartene regnes f.eks. kransemose (Rhytidiadelphus triquetrus) og Mnium-arter som tegn på bra aktivitet. Det har ellers vært alminnelig å inndele humusen etter den vegetasjon som har gitt opphav til det organiske materialet. I Norge er det på dette grunnlag gjennomført omfattende sammenligninger av skoghumus.

Under norske forhold vil stort sett stigende tykkelse av råhumusdekket følges av synkende produksjonsmuligheter for den naturlige vegetasjon. Frigjøring av næringsstoffer går langsomt der tykkelsen av humussjiktet er stor.

10. Innvirkning av humus på planteveksten

Det organiske materialet har mangesidig innvirkning på jorda og dermed på planteveksten. De viktigste forandringene i egenskapene hos jordmassene ved innblanding av humus i mineraljorda kan grupperes under de 5 punktene:

1. Frigjøring av plantenæring (og vekstregulerende stoffer),
2. absorpsjon,
3. struktur,
4. farge og temperatur, og
5. fuktighet.

I naturlig jordsmonn er tilgangen på nitrogen for de høyere plantene avhengig av sammensetning og omdannelse av det organiske materialet. Noen mikroorganismer tar opp nitrogen fra lufta. Men både de frittlevende nitrogensamlerne og de som lever i symbiose med høyere planter, binder stoffet i organiske forbindelser. Ved nedbryting av disse organiske stoffene kan nitrogenforbindelsene bli tilgjengelige for de grønne plantene. Det er ellers kjent at plantene kan ta opp direkte enkle organiske nitrogen- og fosfor-forbindelser.

Med nedbørvannet blir det tilført jorda noe nitrogen som direkte kan utnyttes av plantene. Det er ammoniakk og nitrat som nedbøren fører med seg. Et spørsmål som i seinere tid har vært oppe til drøfting, er om ammoniakk fra lufta kan tas opp av jordmaterialet uten å bli tilført med nedbør-

vannet. Størst sjanse for slik opptaking av ammoniakk skulle det være i jord med lav pH. Det kan muligens skje en overføring av ammoniakk fra havområder til kontinenter på denne måten, men problemet er ennå ikke tilstrekkelig utredet.

Når vi ser bort fra opptak av organiske nitrogenforbindelser fra nitrogensamlende mikroorganismer, og av ammoniakk og nitrat som tilføres fra lufta, er de høyere plantene i naturlig jordsmonn fullstendig avhengige av frigjøring av nyttbare nitrogenforbindelser fra humusen. Tilgangen på nitrogennæring er ofte en faktor som begrenser størrelsen av planteproduksjonen. I jordbruk og hagebruk gjødsles i stor utstrekning med nitrogengjødsel. For ernæringen av skogtrærne er spørsmålet om nitrogen i mange høve et meget viktig problem. Hvis forholdet C : N i humusen ligger høyt, kan tilført gjødselnitrogen bli bundet av mikroorganismer slik at det foreløpig ikke blir tilgjengelig for plantene. Myrjorda står i en viss grad i særstilling når det gjelder nitrogentilgangen for plantene. Det finnes mange eksempler på at godt formolda myrjord kan skaffe tilstrekkelig nitrogennæring til store korn- og høyavlinger uten innblanding av belgvekster. Men vi må være klar over at det da foregår en tæring på hva vi kan kalle oppspart næringskapital. Det nedbrytes mer av organisk stoff enn det blir tilført. Mengden av myrjord minker altså stadig under slike vilkår. Jordmassen var blitt dannet under andre vilkår enn de som rår etter at myra er blitt kultivert. Et stort vanninnhold har tidligere stengt lufta ute og hindret nedbryting. Ved grøf-ting, gjødsling og arbeidning av overflatelaget auker den mikrobiologiske virksomheten, og det organiske materialet oksyderes etter hvert.

Ved tørrlegging og oppdyrking av fuktig, humusrik fastmarksjord kan en få lignende forhold som for myrjorda, men mengden av organisk materiale er her mindre. Selv et alminnelig råhumuslag kan ha betydelig innflytelse på næringstilgangen for plantene i den første tida etter oppdyrking.

Andre næringsstoffer som er bundet til humusen, blir også frigjort ved nedbryting av det organiske materialet.

Det finnes f.eks. betydelige mengder fosfor i humusen. Innhold og frigjøring av organisk bundet fosfor er ennå ufullstendig kjent. Men det ser ut til at den delen av totalfosforet som er bundet til det organiske materialet i dyrka fastmarksjord i Norge, i mange høve ligger mellom 20 og 50%. Dersom innholdet av fosfor er svært lite i forhold til karboninnholdet, kan det foregå biologisk binding av fosfor på tilsvarende måte som av nitrogen. En finsk undersøkelse viser at det kommer i gang biologisk fosforbinding når forholdet C/org. P er 200 eller større.

Innholdet av svovel i det organiske jordmaterialet er av noenlunde samme størrelsesorden som fosforinnholdet.

Kalium er løst bundet i det organiske materialet, så omdannelsen har lite å si for tilgjengeligheten av dette stoffet. Innholdet av kalium er dessuten som regel lite.

For tilgangen av mikronæringsstoffer har humussubstansen til dels stor betydning. I asken til det organiske materialet er det konsentrert sporstoffer som plantene trenger. F.eks. finnes det mange ganger så mye bor i planteasken som gjennomsnittlig i jordskorpa. En undersøkelse viste f.eks. nesten 30 ganger så stort borinnhold i asken fra humus i eikeskog som i den tilsvarende sandjorda, og 25 til 50 ganger mer bor i asken fra eikeblader som fra humusen. Lignende forhold finner en også for andre mikronæringsstoffer.

Det organiske materialet i jorda inneholder ellers mange andre stoffer som kan tenkes å ha betydning for planteveksten. Etter hvert som kjennskapet til plantenes ernæring er blitt bedre, har det vist seg at det finnes forskjellige organiske stoffer som kan fremme eller hemme planteveksten. Det kan i denne forbindelsen minnes om intens forskning med omsyn til innvirkning av hormoner og hormonderivater på plantene. Endel vekststoffer og veksthemmende stoffer er påvist i det organiske jordmaterialet.

Humusstoffene har meget stor absorpsjonsevne overfor kationer. Kationeabsorpsjonskapasiteten er større hos humus enn hos noen annen stoffgruppe i jorda. De tall som blir oppgitt for ombyttingskapasiteten, varierer sterkt. Ofte blir

det nevnt tall av størrelsesordenen 200-300 milliekvivalenter pr. 100 g. Analyse av humuslaget i podsol og sumpjord i Ulvsjøberget fjellskog i Søre Osen i Trysil viste gjennomsnittlig kationombyttingskapasitet på 126 m.e. pr. 100 g, med variasjon fra vel 100 til vel 150 m.e. Plantenæringsstoffer kan videre holdes fast ved kompleksbinding til humusen. Under ellers like vilkår har humusrik jord større absorpsjons- evne overfor kationer enn humusfattig.

Humusen har innflytelse på oksydasjon-reduksjonsforholdene i jorda, og innvirker også på denne måten i noen grad på næringstilgangen for plantene (jfr. tilgjengelighet av jern og mangan).

Innblanding av organisk materiale i mineraljorda fører til bedre strukturforhold. Som regel har moldrik jord bedre struktur enn moldfattig.

Det omdannede organiske materialet i jorda er mørkfarget. Mørk overflatejord tar opp mer lysstråler enn lysfarget jord, og blir altså varmere. Men temperaturen i de dypere lagene er avhengig også av varmeledningsevnen.

Evnen jorda har til å ta opp fuktighet, stiger med aukende humusinnhold. Om vi ser bort fra at et stort humusinnhold ofte følger høytstående grunnvann, kan vi si at humusrik fastmarksjord i alminnelighet har forholdsvis gunstig vannhusholdning.

Både absorpsjon, fuktighetsforhold, struktur og temperaturforhold i jorda er så viktige egenskaper at de blir behandlet mer inngående i egne avsnitt. Enkelte sider ved spørsmålet om næringsfrigjøring blir drøftet seinere. Men vi kan nå slå fast at det organiske materialet har meget stor innflytelse på jordas forhold til planteveksten. Det er derfor viktig, f.eks. for avkastningen av den dyrka jorda, at den inneholder tilstrekkelig av organisk materiale, og at denne humusen er av god kvalitet.

Holdepunkter for mengdene av organisk materiale i matjordlaget hos dyrka jord kan vi skaffe oss ved enkle bereg-

ninger. Jordsjiktet ned til 20 cm over et areal på 1 dekar utgjør 200 000 dm³. Settes volumvekta til 1,25 får vi 250 000 kg. Med et humusinnhold på 4% (moldholdig mineraljord) får vi 10 000 kg organisk stoff. Inneholder dette organiske materialet 5% nitrogen, har matjordsjiktet et nitrogenforråd på 500 kg.

VII. Vannet i jorda

1. Innledning

I mange lærebøker i jordbunnsfysikk blir jordvannet drøftet sammen med endel andre spørsmål, under et hovedavsnitt som blir kalt jordbunnsfysikk. Foruten jordvannet blir jordlufta, jordtemperaturen, jordstrukturen og andre mekaniske egenskaper ved jordmassen behandlet i jordbunnsfysikken. I denne forelesningsserien blir det ikke gjennomført en slik inndeling, bl. a. fordi det skulle være lettere å få et heilhetsbilde når fysiske, kjemiske og biologiske prosesser blir sett i sammenheng.

I tillegg til diskusjonen i de nærmeste avsnittene kommer vi seinere tilbake til enkelte spørsmål vedrørende jordvannet, f.eks. i forbindelse med drøftelse av jordsmonndannelsen.

2. Klassifisering av jordvannet

Åpningene mellom de faste jordpartiklene er fylt med vann og luft, eller i ekstreme tilfelle bare med en av delene. Det brukes mange forskjellige inndelingssystemer for jordvannet, men vi skal nøye oss med bare å gjennomgå de aller viktigste.

Den enkleste inndelingen av jordvannet er gruppering i fritt og bundet vann. Bevegelsen av det frie vannet blir bestemt av tyngdekraften. Dessuten gjør selvfølgelig friksjonen seg gjeldende. I stedet for uttrykket fritt vann brukes til dels hydrostatisk vann. Det frie jordvannet kan

inndeles i to undergrupper: 1) synkende fritt vann, og 2) grunnvann. (Overflatevannet er også fritt vann, men i denne inndeling tar vi bare med vannet i jorda.) Det synkende frie vannet beveger seg nedover gjennom de store åpningene i jorda. I stedet for betegnelsen synkende fritt vann, brukes de kortere uttrykkene sigevann og synkevann. Grunnvannet er vann som fyller alle åpninger, og som har et større hydrostatisk trykk enn atmosfæren. Det vannet som er så fast bundet at det hydrostatiske trykket er mindre enn atmosfæren, hører altså ikke med til grunnvannet selv om det er omgitt av grunnvann.

Det bundne vannet er vanskeligere å inndele. Et enkelt og mye brukt system går ut på å dele det bundne vannet i kapillærvann, hygroskopisk bundet vann og kjemisk bundet vann. I sin heilhet skulle altså dette inndelingsskjemaet bli:

1. Fritt vann

Synkende fritt vann (sigevann, synkevann)
Grunnvann

2. Bundet vann

Kapillærvann
Hygroskopisk bundet vann
Kjemisk bundet vann

Til dels er betegnelsene sigevann og synkevann blitt brukt som samnavn for det fritt synkende sigevannet og det kapillærvannet som beveger seg nedover i jorda. Når jorda etter regn har størst fuktighet i overflaten, vil det foregå kapillær vannbevegelse nedover. Men vi vil her holde oss til den enkleste definisjonen og bruke uttrykkene sigevann og synkevann som synonyme begreper for synkende fritt vann.

Det kjemisk bundne vannet skiller seg noenlunde klart ut fra de andre formene for jordvann. Til kjemisk bundet vann regnes krystallvann og dessuten konstitusjonsvann hos det materialet som ikke har krystallstruktur. Uttrykt med andre ord skulle altså de vannmolekylene som inngår i de faste jordpartiklene, regnes til det kjemisk bundne vannet.

Kapillærvannet blir holdt fast av de fysiske kreftene adhesjon og "overflatespenning".

Hygroskopisk bundet vann blir definert som det vannet jorda kan ta opp fra lufta. Metoder for bestemmelse av hygroskopisitetetskoeffisienten er gjennomgått tidligere (avsnitt II, 2, A, b).

Når bundet vann skal fordampe, må det tilføres mer varme enn ved fordampning av fritt vann. I tillegg til fordampningsvarmen for det frie vannet trenges energi til å oppheve de kreftene som holder fast det bundne vannet. Frysepunktet ligger også lavere for bundet enn for fritt vann. Ved fukting av fullstendig tørr jord vil det frigjøres en tilsvarende energimengde. Denne energifrigjøringen kan måles som temperaturstigning. Desto sterkere jorda holder på vannet, og desto større vannmengder den kan ta opp, desto større blir temperaturstigningen. Under ellers like vilkår er temperaturstigningen ved fukting noenlunde proporsjonal med kolloidinnholdet, og denne temperaturforandringen er derfor blitt brukt som mål for mengden av kolloidmateriale i jorda.

Foruten vannet i flytende form, finnes det i jordmassen vanndamp i jordlufta.

Det er foran brukt forskjellige definisjonsgrunnlag for de ulike jordvann-fraksjonene. For å få bedre oversikt over det bundne jordvannet, skal vi gjøre oss litt nærmere kjent med de kreftene som holder vannet fast.

Det kjemisk bundne vannet er endel av de faste partiklene. Hvis en fjerner dette vannet, forandrer en altså det faste jordmaterialet. På denne måten står det kjemisk bundne vannet i en særstilling, og det vil ikke bli drøftet nærmere i denne sammenhengen. Både de elektrisk ladde kolloidpartiklene og ionene er omgitt av hydratasjonsvann. Ionesvermen holder også fast vann ved osmotiske krefter. Dette såkalte osmotiske imbibisjonsvannet regnes å være lausere bundet enn hydratasjonsvannet. Den viktigste delen av det hygroskopiske vannet er hydratasjonsvann. Noen forfattere begrenser begrepet til bare å omfatte hydratasjonsvann, mens andre regner også med mer eller mindre osmotisk imbibisjons-

vann ("svellingsvann"). Det er altså særlig uklar grense mellom hygroskopisk og kapillært bundet vann, og det vil sannsynligvis bli aktuelt å gjennomføre oppdeling i flere fraksjoner.

Tidligere ble ofte det hygroskopisk bundne vannet kalt adsorpsjonsvann. En trudde da at grenseflatetrykk holdt fast dette vannet. Navnet adsorpsjonsvann er nå mindre brukt.

Et fullstendig system kan en skaffe seg ved å foreta inndeling etter hvor sterkt vannet blir fastholdt. Som mål brukes det sug vannet blir holdt fast med ("sugetrykket"), eller sagt på annen måte, det overtrykk som må til for å fjerne vannet. Når måleenheten er cm vannhøyde, kalles dette trykket for kapillarpotensialet. Ved full vannmetning av jorda er kapillarpotensialet null. Det er altså undertrykket ved overflaten av vannlaget potensialet blir oppgitt for. Hydratasjonsvannet blir holdt fast med meget stor kraft, og har dermed et meget høyt kapillarpotensial. Det blir store tall å operere med når en skal oppgi trykket på denne måten. For å få mindre tall er logaritmen til kapillarpotensialet blitt innført, og denne størrelsen kalles pF. Når jorda er heilt mettet med vann, er pF null, fordi kapillarpotensialet er null. (Teoretisk sett er pF lik 0 ved et kapillarpotensial på 1 cm, fordi logaritmen til 1 er lik 0.) Vann som holdes fast med et sug på 10 cm, har pF-verdi 1. Til sug på 100 cm svarer pF-verdi 2, til 1000 cm (omtrent 1 atmosfære) svarer pF-verdi 3, osv.

3. Fritt vann

Det frie jordvannet deles i grunnvann og sigevann.

Fritt vann har langt større direkte betydning for de jorddannende prosessene enn det bundne vannet. Fritt vann har også sterk innvirkning på utformingen av jordsmonnet. Med sigevannet foregår det stadig stofftransport ned gjennom profilet.

Grunnvannsspeilet kaller vi overflaten av grunnvannet. Avstanden fra jordoverflaten ned til grunnvannsspeilet blir

kalt grunnvannsstanden. Det foregår på de fleste stedene stadige vekslinger i grunnvannsstanden. Overflaten av grunnvannet synker i tørre perioder og stiger når det opptrer sigevann.

Den alminnelige, enkle framgangsmåten ved undersøkelse av grunnvannsstanden er å grave en trang brønn i jorda og måle høyden vannet stiger til. Særlig kolloidrikt materiale kan mangle åpninger så store at det blir plass til fritt vann. F.eks. kan dette gjelde sterkt fortorvet myrjord og finkornet leirjord. I slikt materiale vil det altså heller ikke opptre virkelig grunnvann. Om vi graver en grop i slik jord, vil nok vannet innstille seg i en bestemt høyde, men dette nivået har altså ikke noe med grunnvannsstand å gjøre. Ved uttørking av kolloidrik jord vil det derimot kunne danne seg sprekkesystemer der det seinere kan bli et virkelig grunnvannsnivå.

Det opptrer grunnvann når sigevannet møter et vannstansende lag slik at det demmes opp. I noen tilfelle finnes det slike tette eller lite gjennomtrengelige lag i forskjellig dybde. Det kan da oppstå to eller flere grunnvannsnivåer. Størst interesse for jordbunns læren har det grunnvannet som når opp mot eller opp i jordsmonnet. I en dyp lausavleiring kan det f.eks. både være grunnvann oppdemt mot fjelloverflaten og grunnvann oppdemt mot et tett sjikt i jordsmonnet. Aurløp kan opptre som et vannstansende lag. I dyrka leirjord kan det være et nesten tett sjikt et lite stykke under matjorda. Til dels vil et slikt "øvre grunnvann" bare opptre i særlige fuktige perioder og forsvinne igjen når det i lengre tid har vært liten nedbør. I slike tilfelle snakker en om temporært grunnvann.

Der topografien er jevn og jorda ensartet, kan grunnvannsnivået være noenlunde ens over større arealer. Men under mer uregelmessige jordbunnsforhold kan det være store skilnader i grunnvannsstanden innenfor små avstander. Typiske eksempler på dette har vi i morenetrakter med sterkt oppbrutt topografi.

Har grunnvannsspeilet helling, blir det bevegelse i vannet. Hastigheten regnes å være proporsjonal med hellingsgraden. Dessuten er bevegeshastigheten avhengig av egen-

skaper hos jorda. F.eks. er friksjonsmotstanden større i finkornet enn i grovkornet jord. Viskositeten hos vannet har også innflytelse. Med stigende temperatur avtar viskositeten.

En kan undersøke bevegelseshastigheten for grunnvannet eksperimentelt f.eks. ved å grave opp grunnvannsbrønner, sette til en stor mengde lettoppløselig stoff i den øverste brønnen og undersøke hvor lang tid det går før stoffet kan påvises i bestemte avstander. Det har i mange tilfelle vært brukt å tilsette køksalt. Ved slike undersøkelser i Sverige ble det funnet i ett tilfelle at strømningshastigheten for grunnvannet var bare 5,5 m pr. år i en tettpakket bunnmoreneavleiring med overflatehelning 1 : 30. I et annet tilfelle der fallet var 1 : 15 og morenematerialet hadde lignende karakter, var bevegelseshastigheten 8,7 m pr. år. Eksemplene viser at i tett sammenpakkete bunnmoreneavleiringer kan bevegelseshastigheten for grunnvannet være meget liten.

Bruk av radioaktive isotoper har i seinere tid åpnet nye muligheter for gjennomføring av slike undersøkelser.

Når vi unntar grovkornete sand- og grusavleiringer, er som regel strukturen åpnere i jordsmonnet enn i undergrunnsjorda. Grunnvannet vil derfor i alminnelighet bevege seg raskere i de øverste jordlagene enn i undergrunnen.

Grovkornet materiale har så store porer at fritt vann uten videre kan bevege seg gjennom dem (se drøftelse av egenskaper til forskjellige kornfraksjoner). I mer finkornet jord må det først ved strukturforandringer utvikles sprekkesystemer eller andre større åpninger før det frie vannet kan passere.

Som eksempel på innvirkning av den mekaniske sammensetningen på bevegelseshastigheten kan gjengis noen resultater fra et eksperiment. Målingen er utført ved et fall på 1 : 54.

Kornstørrelse		Strømningshastighet
0,01 - 0,2 mm		150 - 500 m pr. år
0,2 - 0,5 "	maksimalt	750 " " "
> 0,5 "	"	3,500 " " "
1 - 5 "	"	10,000 " " "

Grunnvannstrømmene kan være mer eller mindre skarpt avgrenset mot sidene. Når tverrsnitt av strømmen er liten, blir til dels vannåre brukt som navn.

Høytstående grunnvann kan skade vegetasjonen ved at det stenger ute luft så oksygentilgangen blir for liten. Det grunnvannet som er i bevegelse, inneholder i alminnelighet mer luftoksygen enn stillestående grunnvann. Derfor er det som regel mindre skade av høytstående grunnvann når vannet er i bevegelse enn når det står stille.

Det bevegelige grunnvannet kommer etter hvert over i grøfter, bekker og elver, og blir ført bort i vassdragene sammen med overflatevann.

I mange tilfelle er det av interesse å skaffe seg kjennskap til mengde og kjemisk sammensetning av sigevann. Et anlegg for undersøkelse av sigevann kalles et lysimeter. Fullstendige lysimeteranlegg har beholdere fylt med jord, med avløp og oppsamlingskar for sigevannet. Slikt utstyr brukes ved undersøkelse av forholdene i dyrka jord (jfr. lysimeteranlegget til Institutt for jordkultur, NLH). For naturlig jordsmonn brukes hjelpemidler som medfører minst mulig forandringer i strukturen. Det er f.eks. forsøkt å grave inn i jordsmonnet skåler med avløp til vannbeholdere. I disse beholderne kan en måle sigevannsmengder og ta ut prøver til kjemisk undersøkelse.

Innvirkningen av sigevann og grunnvann på jordsmonnutviklingen blir drøftet seinere.

4. Kapillært vann og kapillær vannbevegelse

Etter inndelingen brukt foran om jordvannet, defineres det kapillære vannet som den vannmengde jorda kan holde fast etter at den er mett med hydroskopisk vann.

Det kapillære vannet blir holdt fast i de små åpningene mellom jordpartiklene og som tynne lag utenpå partiklene. Innholdet av kapillært vann er altså avhengig av hvor stor del av jordvolumet de porene inntar som kan holde fast vann etter at jorda er mettet med hydroskopisk vann. En kan skaffe seg tall for den kapillære vannkapasiteten ved å bestemme både den totale vannmengden en jordprøve klarer å holde fast og innholdet av hydroskopisk vann, og regne ut differensen. Totalmengden av vann kan bestemmes ved å plassere jordprøven i en beholder med gjennomhullet bunn, gjennomfukte den med vann og bestemme tørrstoffinnholdet etter at alt det frie vannet er rent vekk.

Et uttrykk som ofte blir brukt, er feltkapasitet (direkte oversettelse av det engelske navnet field capacity). Med feltkapasitet menes den største mengde vann jorda under naturlige vilkår kan holde fast ved fri drenering. Størrelsen av feltkapasiteten kan bestemmes ved å ta ut jordprøver over grunnvannsnivået etter at sigevannet er rent vekk når jordmassen har vært fullstendig gjennomfuktet fra overflaten. I praksis er det alminnelig å ta ut prøvene 3-4 dager etter vannmetningen. Det vannet som da er igjen i jorda, blir holdt fast med et sug av størrelsesorden 0,1 atmosfære (1 m vannsøyle, pF-verdi 2).

(I stedet for uttrykket feltkapasitet er til dels brukt navn som naturlig vannkapasitet og markkapasitet.)

Mengden av kapillærvann er på den eine sida avhengig av egenskaper til det faste jordmaterialet, og på den andre av vannets egenskaper. For jordmaterialet er det først og fremst spørsmål om porestørrelse, og for vannets egenskaper er det særlig overflatespenningen som er av betydning.

Størst innflytelse på størrelsen av porene i jorda har:

- 1) mekanisk sammensetning, 2) innhold av organisk stoff, og
- 3) strukturforhold.

Evnen til å holde fast vann kapillært stiger fra grovt til mer finkornet jordmateriale. Volumet av de små porene auker etter hvert som partikkelstørrelsen avtar. Grus kan praktisk talt ikke oppta kapillærvann. Men åpningene i særlig

finkornet materiale kan bli så små at en relativt større del blir opptatt av hydroskopisk vann, og dermed blir det mindre plass til kapillærvann.

Den kapillære vannkapasiteten stiger som regel sterkt med innholdet av organisk materiale. For det første har humusstoffene stor evne til å holde fast vann kapillært, og videre har de ofte en slik innflytelse på strukturen hos mineralbestanddelene at også dette fører til auke av vannkapasiteten.

Strukturen har sterk virkning på innholdet av kapillærvann. I grovkornet jord som grus og grovsand, auker den kapillære vannkapasitet ved sammenpressing, mens innholdet av kapillærvann i særlig finkornet jord tiltar når strukturen blir åpnere. Hvis alle porene i materialet er så små at de kan holde vann kapillært, auker naturligvis den kapillære vannkapasiteten med porevolumet.

Desto sterkere overflatespenningen er, desto mer vann blir holdt fast kapillært. De alminneligste endringene i overflatespenningen får en på grunn av forandringer i temperaturen. Overflatespenningen synker med stigende temperatur. Innhold av oppløste stoffer kan også endre overflatespenningen.

Størrelsen av den kapillære vannkapasiteten varierer sterkt for forskjellig slags jord. I grusjord er den, som nevnt, praktisk talt null. Organisk materiale har evne til å holde fast store vannmengder. Rein kvitmosetorv kan ta opp mer vann enn ti ganger sin egen tørrstoffvekt, og det aller meste av dette er bundet kapillært.

De smååpningene i jorda har evne til å lede vannet kapillært. Stigehøyden i et kapillærrør er omvendt proporsjonal med rørdiameteren. Åpningene i jorda er ikke rørførmete. Men stigehøyden er selvfølgelig avhengig av størrelsen på mellomrommene mellom partiklene.

Det har vist seg at høyden vannet kan stige til kapillært, er tilnærmet omvendt proporsjonal med partikkeldiameteren. Hvis forholdene ellers er konstante, kan den maksimale stigehøyden h settes til:

$$h = \frac{c_k}{d}$$

d er partikkeldiameteren, og c_k er en konstant under forutsetning av at pakningsgraden og væskens egenskaper hver for seg er uforandret. For de enkelte fraksjonene i Atterbergs kornstørrelsesskala er det satt opp følgende ligning:

$$h = \frac{0,060}{d}$$

h måles i meter, og d i mm. I jord med partikler av forskjellig størrelse blir åpningene mindre enn i sortert jord med gjennomsnittlig like store partikler. Tallet over brøkstreken må altså bli noe større i usortert enn i sortert materiale. For morenejord er det funnet at tallverdien er 0,083, og for de mer eller mindre sorterte jordartene må den ligge mellom 0,060 og 0,083. Stigehøyden er ellers litt mindre for materiale av nøyaktig kulerunde partikler enn for alminnelig jord.

Kraften som beveger vannet, er på ethvert tidspunkt proporsjonal med den avstanden som er igjen til at den maksimale stigehøyden er nådd. Setter vi den maksimale stigehøyden til h , og den høyden vannsøylen er nådd, til l , svarer kraften k som beveger vannet til:

$$k = h - l$$

Motstanden (M) mot vannbevegelsen er:

$$M = m \cdot l$$

m er en faktor som kunne kalles jordartens spesifikke motstand mot vannbevegelse. Den vannmengden som suges opp pr. tidsenhet, er proporsjonal med forholdet mellom kraften og motstanden. Kaller vi denne oppsugingshastigheten Q , blir det matematiske uttrykket:

$$Q = \frac{k}{M} = \frac{h - l}{m \cdot l}$$

Den spesifikke motstanden er omvendt proporsjonal med permeabiliteten (gjennomtrengeligheten). Permeabiliteten (P) = $c_p \cdot d^2$. I denne ligningen er d partikkeldiameteren.

c_p er en faktor som avhenger av pakningsgraden og væskens egenskaper. Når disse forholdene ikke varierer, er c_p en konstant. Gjennomtrengeligheten er altså proporsjonal med kvadratet av partikkeldiameteren. Den spesifikke motstanden er:

$$m = \frac{1}{c_p \cdot d^2}$$

Setter vi inn denne verdien for m og verdien $\frac{c_k}{d}$ for den maksimale stighøyden, får vi:

$$Q = \frac{h - l}{m \cdot l} = \frac{\frac{c_k}{d} - 1}{\frac{1}{c_p \cdot d^2} \cdot l} = \frac{c_k \cdot c_p \cdot d - 1}{1} \cdot \frac{(c_p \cdot d^2)}{c_p \cdot d^2 \cdot l} = \frac{c_k c_p d - c_p d^2}{l}$$

I så finkornet jord som leire, er den aktuelle stighøyden liten i forhold til h , og l kan derfor uten større feil strykes over brøkstreken. Ligningen kan altså for finkornet jord forenkles til:

$$Q = c_k \cdot c_p \cdot \frac{d}{l}$$

Uttrykt med ord er den oppsugede vannmengde pr. tidsenhet tilnærmet proporsjonal med partikkeldiameteren og omvendt proporsjonal med avstanden ned til grunnvannsspeilet.

Ut fra disse ligningene kan en beregne hvor raskt kapillærvannet suges opp i forskjellige avstander fra grunnvannet i forskjellig slags jord. Ligningen $h = \frac{0,060}{d}$ viser hvor høyt den maksimale grensa for vanntransport ligger i de ulike fraksjonene, og $Q = \frac{h - l}{m \cdot l}$ forteller om stighastigheten og dermed om mengden av vann som transporteres kapillært. F.eks. kan vi av den første formelen uten videre avlese at sand med partikkelstørrelse 0,06 mm (grensa mellom groveste og fineste fraksjon av finsand) har 1 m som maksimal kapillær stighøyde.

5. Jordvannet og planteveksten

Vegetasjonen trenger store vannmengder til sin utvikling. Det aller meste av dette vannet tapes fra plantenes

overflate ved transpirasjon. Litt vann blir holdt tilbake i plantene. Dels brukes vannet til oppbygging av de organiske stoffene, og dels finnes det direkte som vannmolekyler i planten. Tørrstoffinnholdet i urteaktige planter er ofte av størrelsesorden 10-30%.

Størrelsen av vanntapet ved transpirasjon varierer med vegetasjon, jordbunnsforhold og klima.

Fra gammelt er det regnet med sterk sammenheng mellom produksjon av plantemasse og mengde av vann som tapes ved transpirasjon. Det ble vanligvis oppgitt at produksjon av 1 kg tørrstoff krevde fra 200 til 800 kg vann (transpirasjonskvotient mellom 200 og 800, ofte 300 - 400). Luftfuktighet, vanntilgang og næringstilgang fra jorda, og genetiske ulikheter hos plantene, ble regnet å ha betydning for transpirasjonskvotienten. I seinere tid er det blitt hevdet at størrelsen av transpirasjonen i utpreget grad blir bestemt av meteorologiske faktorer (teori utledet av engelskmannen H.L. Penman). Men denne teorien er fremdeles under diskusjon.

I tillegg til vanntapet ved transpirasjon kommer fordampningen direkte fra jordoverflaten. Som sannavn for begge disse formene for vannfordampning brukes uttrykket evapotranspirasjon.

Det vannet plantene skal kunne utnytte, må ikke være bundet særlig sterkt. Fritt vann kan selvfølgelig tas opp av plantene. Men grunnvannet stenger lufta ute, og utvikling av røtter under grunnvannsspeilet blir dermed hindret. Det frie vannet har derfor liten direkte betydning for fastmarksvegetasjonen. Men det foregår overføring av fritt vann til kapillærvann ved grunnvann-nivået. Grunnvannet er altså en vannreserve som plantene i noen grad kan få nytte av. Men utledningene foran viser at vanntransporten foregår meget langsomt i finkornet jord. Selv om jorda kan lede vannet til stor høyde, vil vannmengdene bli så små at de blir til liten hjelp for plantene når grunnvannsspeilet ligger dypt.

Av størst betydning for plantene er den delen av det kapillære vannet som er lausest bundet. Det sterkest bundne

kapillærvannet makter vegetasjonen ikke å ta opp. Plantene visner mens det ennå er igjen kapillærvann i jorda. Vanninnholdet i jorda når plantene visner slik at de ikke kan friskne til igjen ved ny vanntilførsel, er blitt kalt visningspunktet (visningsgrensa, visningsprosenten). En bestemmer visningspunktet ved å måle vanninnholdet i jorda røttene er utbredt i, når plantene ikke klarer å ta opp mer vann.

Det har vist seg at det bare er små forskjeller mellom ulike plantearter med omsyn til evnen til å ta opp sterkt bundet vann. Derimot avgis vannet fra plantene med forskjellig hastighet slik at visningssymptomene ikke kommer fram like raskt.

Det jordvannet som plantene ikke klarer å ta opp, er holdt fast med en sugekraft større en ca. 15 atmosfærer. I stedet for å bestemme visningspunktet slik som nettopp nevnt, har en prøvd å presse ut mekanisk alt vannet lausere bundet enn 15 atmosfærer og måle vanninnholdet som er tilbake i jorda. Jordprøven plasseres i et tynt lag mellom membraner og utsettes for regulerbart trykk. På denne måten kan en bestemme de vannmengder som blir holdt fast med forskjellig kraft. Framgangsmåten er blitt kalt pressmembranmetoden.

Under naturlige vilkår kan plantene ta opp fra jorda den vannmengden som utgjør differensen mellom feltkapasitet og visningspunkt. Det er store ulikheter mellom forskjellig slags jord med omsyn til den tilgjengelige vannmengden.

Som regel utregnes resultatene av laboratorieanalyser av jordprøver i vektprosent. Men analyseresultater for jordvann blir ofte oppgitt i prosent av volumet. Den vannmengden plantene kan utnytte, er ofte av interesse å sammenligne med nedbørhøyden. Tallet for volumprosent vann i et 10 cm tykt jordsjikt motsvarer en nedbørhøyde målt i mm (1 mm er 1% av 10 cm).

Noen eksempler kan vise forskjeller med hensyn til vannmengder i forskjellig slags jord.

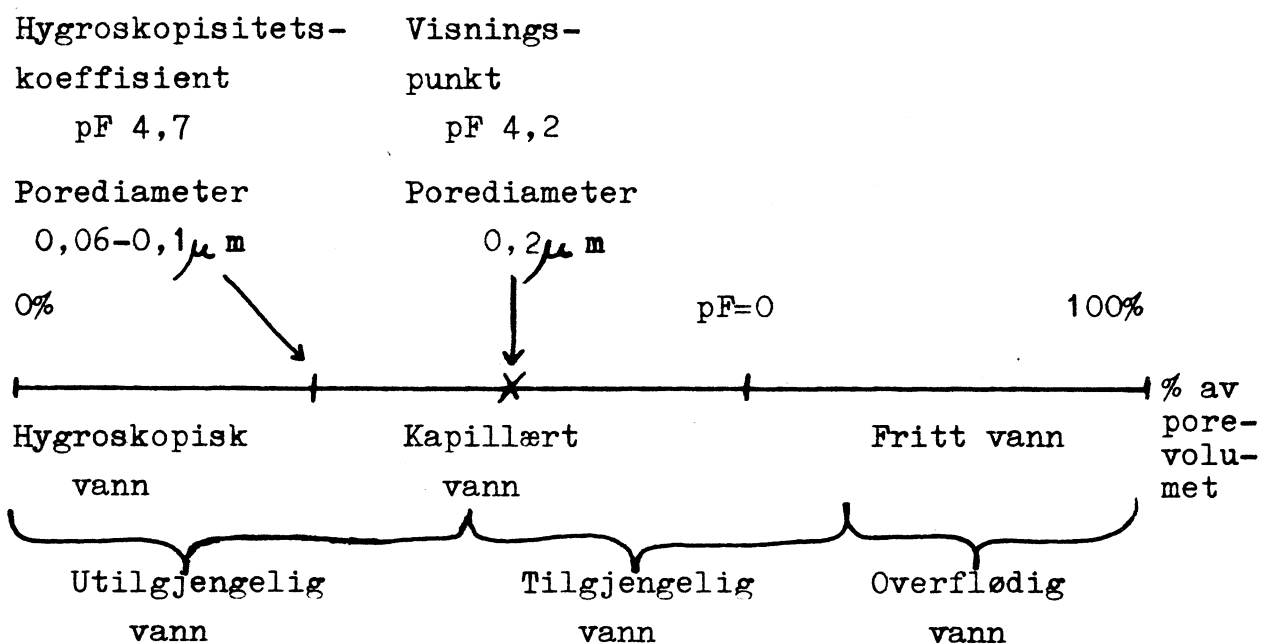
Volumprosent vann

	Feltkapasitet	Visningspunkt	Tilgjengelig
Sandjord	14	2	12
Middels stiv leire	28	6	22
Stiv leirjord	44	20	24

Det er noenlunde konstant mengdeforhold mellom innholdet av hygroskopisk bundet vann og visningspunktet. I alminnelighet er hygroskopisitetskoeffisienten omtrent $\frac{2}{3}$ av visningspunktet.

Ved omregning til pF- skalaen finner en at visningspunktet ligger omtrent ved 4,2 (15 atmosfærer, 15 000 cm vannsøyle). Det hygroskopiske vannet blir, som nevnt, holdt sterkere fast. Ved full metning er trykket ved overflaten av det hygroskopiske vannet ca. 50 atmosfærer, og pF er altså ca. 4,7. Diameteren av de vannfylte jordporene er av størrelsesorden $0,2\mu\text{m}$ ved visningspunktet og $0,06-0,1\mu\text{m}$ ved hygroskopisitetskoeffisienten.

Som en oppsummering kan det gis en skjematisert framstilling av forholdet mellom jordvannet og vanntilgangen for plantene:



På grunn av temperatursenkning, f.eks. om natta, kan det bli kondensert vann i jordoverflaten og i det øverste jordlaget. Ved denne doggdannelsen kan det i en kortere tid oppstå et tynt vannrikt sjikt selv om jorda ellers er meget tørr. Det er sannsynlig at dogg kan ha stor betydning for frøspiring og plantevekst i tørre trakter.

Det er meget vanskelig å skaffe eksakte mål for doggmengden. Et forsøk på doggbestemmelser på Grindalsmoen i Elverum viste vannmengder av størrelsesordenen 0,1 mm i klarværsnetter. Det blir antydnet at doggfallet under danske forhold kan representere 5-10 mm vannhøyde pr. år.

Temperaturforskjeller kan være årsak til transport av vann i dampform i jordmassen.

6. Tap av vann fra jorda.

Fra jorda tapes det vann til atmosfæren ved fordampning, og til vassdragene ved at vannet renner bort som sigevann og strømmende grunnvann. Også overflatevannet finner seg avløp i bekker og elver. Det er nøye sammenheng mellom overflatevann og jordvann. Vi skal derfor se litt på bortføring av overflatevannet før vi går over til drøftelse av tap av det egentlige jordvannet.

Størrelsen av vanntap som overflatevann er avhengig av mange forskjellige faktorer. Terrengforholdene har stor innflytelse. Der topografien er kupert, renner mer vann vekk på overflaten enn i flatt terreng. Et vegetasjonsdekke sinker bevegelsen av overflatevannet. Jorda får dermed tid til å ta opp mer vann. Flommene er mindre utpregete i skogtraktene enn i skogløse distrikter. Gjennomtrengeligheten av jorda har mye å si for mengdeforholdet mellom sigevann og overflatevann. Det blir mer overflatevann der jorda er lite gjennomtrengelig enn der den er åpen og lett gjennomtrengelig. Totalmengde, form og fordeling av nedbøren har sterk innvirkning på mengden av overflatevann. Under ellers like vilkår stiger denne vannmengden med aukende nedbørhøyde. Der nedbøren kommer som kortvarige, sterke regnskyll, flømmer

mer vekk på overflaten enn der nedbøren er jevnere fordelt. Under snøsmelting opptre gjerne store mengder overflatevann, og denne vannmengden er større når snøen smelter på frossen enn på tien jord. Variasjon i fordampning influerer i en viss grad på overflatevannet.

Overflatevann kan grave laus og føre med seg jordmateriale og dermed føre til ødeleggelser (jfr. drøftelse av jorderosjon).

Mengden av sigevann er i stor utstrekning bestemt av de faktorene som ble behandlet under omtalen av overflatevannet. Sigevannet fører bort næring fra jordsmonnet, og vann som tapes på den måten, kunne vekstene hatt bruk for i andre perioder. Derfor er det i alminnelighet en fordel om sigevannsmengden er liten og om mest mulig av nedbørvannet blir tatt opp som kapillærvann. Den kapillære vannkapasiteten hos jorda har altså innflytelse på sigevannsmengden, særlig når nedbøren kommer som små, jevnt fordelte regnmengder. Nedbørvann som fordamper straks fra jordoverflaten, kan selvfølgelig ikke gå over til sigevann.

Den gjennomsnittlige sigevannsmengden synes for Ås å være av størrelsesorden halvparten av nedbøren. Undersøkelser i lysimeteranlegget til Institutt for jordkultur ved NLH årene 1938-1949 gav følgende resultater:

	Middel	Maksimum	Minimum
Årsnedbør, mm	758	963	561
Avløpsmengde, mm	391	641	168
" %	51,6	66,6	27,7

Ved målinger i det samme lysimeteret i 1957-1961 var avløpsmengden 61% av en gjennomsnittlig årsnedbør på 844 mm.

På forsøksstasjonene Voll og Mæresmyra i Trøndelag ble det omkring 1930 utført undersøkelser av vannmengden som søkte avløp i grøftene. Det ble funnet avløpsmengder på 75-80% av nedbøren. Målingene er utført i åpne grøfter, så en må regne med muligheter for at noe av vannet er overflatevann. Dessuten kan det tenkes at det er kommet med vann fra

et større areal enn en har gått ut fra ved beregningene.

Ved fordampning tapes jordvann til atmosfæren. Størrelsen av vanntapet avhenger på den ene sida av meteorologiske faktorer, og på den andre sida av jordegenskaper.

Den relative luftfuktigheten og bevegelsen i luftmassene er atmosfære-egenskaper som bestemmer størrelsen av fordampningen. Luft som er fullstendig vannmettet, kan selvfølgelig ikke ta opp mer fuktighet. Mengden av vanndamp lufta kan ta opp, er avhengig av temperaturen. Ved konstant temperatur er fordampningsintensiteten avhengig av vindhastigheten over den fordampende vannflaten.

I Bergen er det gjennom et langt tidsrom utført måling av fordampning fra åpen vannflate. Den midlere årlige fordampningshøyden i perioden 1907-1941 var 380,6 mm. Det meste av fordampningen skjer i sommerhalvåret. I seinere tid er det reist tvil om den metodikk som ble brukt ved undersøkelsene i Bergen har gitt heilt riktige resultater. Men nye målinger synes å gi verdier av noenlunde samme størrelse.

Det er betydelig mindre fordampning i Nord-Norge og kyst- og fjelltrakter enn i de varmeste områdene i Sør-Norge. En serie målinger av fordampning fra fri vannflate ved 54 stasjoner i tidsrommet mai - september i årene 1967-72 viste variasjoner fra 462 mm på Blindern til 157 mm i Narvik.

For Danmark er det oppgitt at fordampningen er omkring 500 mm pr. år.

Blant jordfaktorene er i første rekke kraften som vannet blir holdt fast med, av betydning for fordampningen. Fra det frie jordvannet foregår fordampning på tilsvarende måte som fra andre frie vannflater. Hvor store mengder kapillært bundet vann som fordamper fra jordoverflaten, avhenger først og fremst av hvor fort dette vannet blir erstattet ved transport nedenfra. Når den kapillære vanntransporten er langsommere enn fordampningen, tørker jorda etter hvert ut. Men fordampningen blir i dette tilfelle langsommere etter hvert fordi vannet holdes stadig sterkere fast.

I jord som ikke inneholder annet enn hygroskopisk vann, foregår vanntransporten bare i dampform. Slik jord kan ta opp vann fra lufta når det er stigning i den relative luft-

fuktigheten. Når overflatesjiktet er fullstendig uttørket for kapillærvann, går altså vanntapet til atmosfæren meget langsomt.

Fordampningen foregår langsommere desto mer oppløste stoffer vannet inneholder. Der jordvannet har et stort saltinnhold, kan kapillærtransporten opprettholdes lenger enn ellers. På jordflekker der det f.eks. begynner å bli saltutfelling i små forsenkninger i jordoverflaten, vil ofte disse saltskorpene fortsette å vokse på grunn av kapillær tilledning av vann, mens tilgrensende småarealer har uttørket overflatesjikt om mangler saltutfelling.

Jordarbeiding tar i tørre trakter i stor utstrekning sikte på å hindre vannfordampning. Ved å lage et løst overflatedekke av jord som tørker ut for kapillærvann, kan den videre fordampningen nedsettes. Et dekke av tilført materiale kan også i sterk grad hindre fordampning. Som eksempel kan gjengis resultater av en undersøkelse over dekker av forskjellig materiale og av forskjellig tykkelse:

	Uten dekke	0,5 cm dekke av halm- hakk	5 cm dekke av halm- hakk	5 cm dekke av bøke- lauv	5 cm dekke av furu- nåler
Vanntap i g fra 0,1 m ² i en måned	5739	2392	571	630	878

Et dekke av plast eller papir kan på lignende måte holde tilbake fordampningsvann.

Under naturlige forhold vil plantene etter hvert i vegetasjonsperioden dekke jordoverflaten så godt at det direkte fordampningstapet blir lite, men vanntapet ved transpirasjon vil samtidig stige.

Ved måling av stadige forandringer i vanninnholdet i jorda, f.eks. i løpet av veksttida, vil det ofte være hensiktsmessig å bruke raskere registreringsmetoder enn direkte bestemmelse ved tørking og veiing av jordprøver. I noen tilfelle kan også uttaking av jordprøver forstyrre vegetasjonen.

Enklere enn å ta ut jordprøver er det å sette uglaserte porselensstykker, stykker av gips eller av annet porøst

materiale, i kontakt med jorda og bestemme ved tørking og veiing vannmengden de tar opp.

Varmeledningsevnen avtar med minkende vanninnhold. Det ble for lengre tid tilbake utformet målesystemer som bygde på prinsippet om sammenhengen mellom varmeledningsevne og fuktighet. Men målingene gav ikke nøyaktige resultater.

I seinere tid er sammenheng mellom den elektriske ledningsevnen og vanninnholdet blitt utnyttet. Ledningsevnen blir bestemt i en liten blokk av gips, porøs plast eller fiberglass som graves ned i jorda. Vanninnholdet og dermed den elektriske ledningsevnen i blokken står i relasjon til innholdet av vann i jorda, og tallene for ledningsevne kan altså gi beskjed om fuktighetsforholdene. Tolking av ledningsevne-tallene er først mulig etter at en har utført jamføring direkte med fuktighetsbestemmelser i samme slags jord som ledningsevnen måles ("kalibrering" av apparaturen).

Radioaktiv stråling er tatt i bruk ved måling av vanninnholdet i jorda. F.eks. er det utviklet en metodikk som bygger på at hurtige nøytronstråler får nedsatt hastighet når de støter på vannmolekyler. Også gammastråling er blitt brukt ved fuktighetsmålinger.

I relativt fuktig jord kan en utføre måling med spesielle typer av tensiometer. Det brukes en porøs leircelle som fylles med vann og settes i forbindelse med trykkmåler, f.eks. et kvikksølvmanometer. Leircellen settes ned i jorda, og hvis jordmassen ikke er heilt vannmettet, vil det trekkes vann ut fra cellen. Det oppstår da et undertrykk som kan avleses på manometeret. Denne målemetoden er blitt noe brukt i praksis, særlig i forbindelse med vannregulering i veksthus.

7. Noen merknader om den kjemiske sammensetningen av jordvannet

Jordvannet inneholder mange forskjellige stoffer i oppløsning. Til dels finnes det også atskillig av oppslemmet materiale. Det ville teoretisk sett være mer korrekt å bruke betegnelsen jordvæsken eller jordoppløsningen i stedet for jordvannet.

Ved 0°C inneholder vann under en normal atmosfære 19,0 ml nitrogen og 10,2 ml oksygen pr. l. Innholdet av gassartene avtar med stigende temperatur. Vann tar også opp karbondioksyd fra lufta, og pH synker på grunn av dissosiasjonen av karbonsyremolekylene. Fra en atmosfære med normal sammensetning vil vannet ved 0°C ta opp så mye karbondioksyd at pH senkes til ca. 5,6. Dersom karbondioksydet aleine utgjør en atmosfæres trykk, vil karbonsyremengden i vannet bli så stor at pH kommer ned i ca. 4.

Innholdet av oksygen i jordvannet er av meget stor betydning for plantene. Det brukes stadig oksygen ved organismenes livsvirksomhet og i noen grad ved direkte oksydasjon av jordmateriale. Hvis det ikke blir tilført oksygen utenfra, vil innholdet i jordvæsken avta raskt. Ved diffusjon kommer det stadig endel luftoksygen til overflatelaget av væsken. Men diffusjonen foregår langsomt i vann. Det er funnet at diffusjonshastigheten her bare er av størrelsesorden 1/1000 til 1/10 000 av hastigheten i luft. Fornyelsen av oksygenet på denne måten går altså meget langsomt i stille vann. Men i det jordvannet som er i stadig bevegelse, blandes det oksygenrike vannet med det oksygenfattige. Det blir dermed stadig nye berøringsflater mellom vann og luft slik at oksygentilføringen til vannet går raskere. På denne måten forklares at det som regel er mye større oksygeninnhold i strømmende enn i stillestående grunnvann.

Under ellers like vilkår er oksygeninnholdet som regel mindre i humusrik enn i humusfattig jord på grunn av reduserende virkning av humusen. Grunnvannet er i mange høve heilt oksygenfritt i og under torvaktige råhumuslag og torv.

Konsentrasjonen av oppløste stoffer er gjennomgående mindre i fritt enn i bundet jordvann. Et begrep om hvilke konsentrasjoner det kan dreie seg om for det frie vannet, får en ved å se på noen norske analysetall for sigevann og ellevann. I tallene er alt fast materiale i vannet tatt med, altså ikke bare det som er oppløst i snevreste forstand. Publiserte analysetall for tørrstoffmengdene i sigevannet i lysimeteret til Institutt for jordkultur, NLH, er av størrel-

sesorden 100-300 mg pr. l, med askeinnhold 80-90%. Ved undersøkelse av elvevannet i Trøndelag ble det funnet mellom 32 og 63 mg tørrstoff pr. l. Glødetapet var her gjennomgående betydelig større, som regel mellom $1/3$ og $1/2$ av tørrstoffet. Blant kationene var det her størst mengder av kalsium, og blant anionene var det i alminnelighet mest av sulfat med mindre mengder av klor og nitrat.

Den kjemiske sammensetningen av det frie jordvannet under naturlige forhold varierer med mange forskjellige faktorer. Sammensetning og forvittringsintensitet for mineralmaterialet er viktig i denne forbindelsen. Mengde og sammensetning av nedbørvann, jordas absorpsjonsevne og plantenes opptak av næringsstoffer spiller en stor rolle. For den dyrka jorda er videre gjødsling, kalking og andre kulturinngrep av særlig stor betydning for mengden av oppløste stoffer i det frie jordvannet.

Sammensetningen av det bundne jordvannet er det vanskeligere å bestemme. Særlig ville det være av interesse å få nøye kjennskap til den delen av kapillærvannet som plantene kan ta opp. Det har vært prøvd mange forskjellige metoder til frigjøring av jordvæsken fra det faste materialet. F.eks. har en forsøkt med ekstrahering, fortrenkning med væsker som jordoppløsningen ikke blander seg med, filtrering under stort trykk, osv. Men det er felles for alle metodene at det ikke er sikkert den væsken en får fatt i, er identisk med den jordvæsken en hadde under naturlige forhold.

Det foregår stadig større eller mindre vekslinger i sammensetningen av jordvæsken. Konsentrasjonen endres bl.a. ved vanntilføring, fordampning, stoffopptagelse av plantene og frigjøring av stoffer fra de faste partiklene. Disse variasjonene er mindre i sterkt bundet enn i svakt bundet og fritt jordvann. I jord med stor absorpsjonsevne (stor ionebyttekapasitet) er endringene mindre enn i jord med liten absorpsjonsevne.

Det er store forskjeller i totalmengde av oppløste stoffer og i mengdeforholdet mellom de ulike stoffene i jord-

væsken i vesensforskjellige jordsmonntyper. Derfor er det umulig å gjengi representative enkelttall. Men en bør merke seg at det bundne jordvannet, som nevnt, inneholder mer oppløste stoffer enn det frie vannet i de samme jordmassene. I mange høve er innholdet av oppløste stoffer i den delen av kapillærvannet plantene kan ta opp, noen hundredels prosent.

VIII. Jordlufta

1. Innholdet av luft i jorda

Jordlufta inntar den delen av jordporene som ikke er fylt med vann. Spørsmålet om mengden av luft i jorda blir altså et spørsmål om porevolum og vanninnhold. Under grunnvannsspeilet er alle hulrom mellom de faste partiklene fylt med vann. Når det ikke opptrer sigevann, er det bare hygroskopisk vann og kapillærvann som kan stenge ute lufta over grunnvannsspeilet. I tillegg til den ordinære jordlufta finnes det oppløst luft i jordvannet.

(Bestemmelse av porevolum, hygroskopisk vann og kapillærvann er drøftet tidligere.)

De faktorene som har innflytelse på mengden av jordvann blir altså medbestemmende også for innholdet av luft. Mekanisk sammensetning, innhold av organisk stoff og struktur, er faktorer av betydning både for vanninnhold og luftinnhold.

Det er selvfølgelig meget store variasjoner i mengden av jordluft. Innholdet av jordluft avtar som regel nedover i profilet. Årsak til dette er på den ene sida at vanninnholdet som regel stiger med avstanden fra overflaten ned mot grunnvannsspeilet, og på den andre sida at porevolumet minker med dybden. Selv med et konstant vanninnhold i de forskjellige deler av profilet ville altså mengden av jordluft være mindre i de dypere lag på grunn av mindre porevolum.

2. Sammensetningen av jordlufta

I jorda blir det brukt oksygen og utviklet karbon-dioksyd. Dessuten dannes mindre mengder også av andre gass-

arter, f.eks. metan, ammoniakk og hydrogensulfid. Lufta i jorda inneholder også som regel relativt mer vanndamp enn den atmosfæriske lufta. Så lenge jorda inneholder nok vann til å underholde vegetasjonen, er jordlufta praktisk talt mettet med vanndamp (mer enn 98,8% relativ fuktighet). Den totale mengden av vanndamp stiger selvfølgelig sterkt med stigende temperatur.

Uttrykt med få ord er det viktigste kjennetegnet for jordlufta at den er rikere på karbondioksyd og vanndamp, men fattigere på oksygen enn atmosfærisk luft. Jordlufta har noenlunde samme nitrogeninnhold som atmosfæren, og nedgangen i oksygen oppveies i alminnelighet omtrent av auke i innholdet av karbondioksyd.

Hvor stor skilnaden er mellom jordlufta og atmosfæren avhenger både av de gassdannende og gassbrukende prosessene i jorda og av hastigheten for luftvekslingen. Mikroorganismene og røttene til de høyere plantene bruker oksygen og produserer karbondioksyd. Desto bedre livsvilkår disse organismene har, desto raskere foregår endringene i den tilstøtende lufta.

Som regel er produksjonen av karbondioksyd og forbruket av oksygen størst i den varme årstida. Ved gjødsling blir det gjerne en stigning i innholdet av karbondioksyd og nedgang i oksygeninnholdet. Det samme gjør seg gjeldende ved kalking. Under våre jordbunnsforhold vil kalktilførsel ofte fremme den mikrobiologiske virksomheten sterkt. Forskjellene mellom sammensetningen av jordluft og atmosfærisk luft pleier å være større for jord som bærer vegetasjon enn for jord som ligger brakk. I humusrik jord er avvikelsene i alminnelighet noe større enn i humusfattig.

Mengdene av karbondioksyd som utvikles i jorda, varierer sterkt. I åkerjord og god skogjord er det ved flere undersøkelser i de skandinaviske land funnet gjennomsnittstall på mellom 1 og 10 g CO₂ pr. m² pr. døgn i vegetasjonsperioden. Den årlige frigjøring av karbondioksyd kan ofte være av størrelsesorden 0,5 - 1 tonn pr. dekar. Etter undersøkelser i Mellom-Europa ser det ut til at ca. 2/3 av produksjonen av karbondioksyd skriver seg fra mikroorganismene

og ca. $\frac{1}{3}$ fra planterøttene.

På grunn av ulikheter i luftvekslingen avviker som regel jordlufta mer fra den atmosfæriske lufta dypt i profilet enn i de øverste jordlagene. I matjordlaget i dyrka jord vil innholdet av karbondioksyd ofte ligge mellom 0,1 og 1%, altså av størrelsesorden ti ganger innholdet i atmosfærisk luft.

Med endringer i sammensetningen av jordlufta følger forandringer av gassmengder i jordvannet (jfr. Henrys lov). Stigende CO_2 -innhold medfører stigende H_2CO_3 -konsentrasjon og dermed synkende pH.

Oppløseligheten av en gass i en væske er proporsjonal med gassens trykk (Henrys lov).

3. Luftveksling

Hastigheten av utvekslingen mellom jordlufta og atmosfæren avhenger både av meteorologiske faktorer og av egenskaper ved selve jordmassen.

Diffusjonen regnes å være langt viktigere enn de øvrige prosessene for luftvekslingen. I leirjord går diffusjonen langsommere enn i mer grovkornet jord, og i dypere leirlag er sammensetningen av lufta ofte sterkt avvikende fra atmosfærens sammensetning. Diffusjonen foregår i alminnelighet raskt gjennom et råhumusdekke i naturlig jordsmonn. Men hvis råhumuslaget er vannmettet, kan luftvekslingen bli dårlig. Stort sett regner en at diffusjonen vil sørge for tilstrekkelig god luftveksling. Men i leirjord og ellers i jord med stort vanninnhold, kan en finne unntak fra denne hovedregelen.

Luftveksling kan ellers foregå ved strømminger i lufta, f.eks. på grunn av endringer i lufttrykk og jordtemperatur, og videre ved vindens suge- og trykkvirkning og ved luftfortrengning av nedbørvannet.

Stigning i lufttrykket vil føre til at porene i jorda opptar mer luft, og senkning i barometerstanden til at det blir avgitt luft til atmosfæren. Men de forandringene som foregår på denne måten, er små. Det er ved en svensk under-

søkelse regnet ut at ikke over 1% av den normale luftvekslingen foregår på grunn av forandringen i lufttrykket.

Endringer i jordtemperaturen i forhold til temperaturen i atmosfæren kan føre til at det kommer i stand luftveksling. Det blir utstrømning av jordluft når jorda oppvarmes mer enn atmosfæren, og innstrømning når jordtemperaturen synker i forhold til atmosfærens temperatur.

Trykk og suging av vinden kan også i mindre grad medføre luftveksling. En går ut fra at både temperaturforandringene og vinden har mindre betydning for luftvekslingen enn endringen i lufttrykket.

Nedbørvannet kan sette i gang luftsirkulasjon. Vann som beveger seg nedover fra jordoverflaten, fortrenger jordluft og trekker atmosfærisk luft etter seg. Det er regnet ut at nedbørvannet har noe sterkere innflytelse på luftvekslingen enn de andre meteorologiske faktorene. Men denne luftfornyelsen er periodisk, da den er avhengig av fordeling og mengde av nedbøren.

Jordarbeiding fremmer luftvekslingen. Mens arbeidinga pågår, kommer nye flater i berøring med atmosfæren. Endringene i strukturen fører i alminnelighet til at luftvekslingen går raskere. Ved grøfting lettes lufttilgangen til de dypere jordlagene. Grunnvannsstanden senkes, og de lukte grøftene danner sammenhengende kanaler i jorda. Det er påvist relativt sterke luftstrømmer i grøftesystemene, og retningen for luftbevegelsen er bestemt av trykkforholdet mellom atmosfæren og jordlufta. Ved trykk mot jordoverflaten under jordarbeidinga, settes jordlufta i bevegelse. Som eksempler på luftsirkulasjon av denne årsaken kan nevnes noen tall fra en norsk undersøkelse. Det kunne på leirjord påvises bevegelse i jordlufta i en avstand av 1 m fra trykket av en fot mot jordoverflaten. På myrjord kunne en registrere luftbevegelse på grunn av fottrykk i en avstand av 2 m, og selv trykk med en finger kunne merkes i en meters avstand. Trykket av en traktor med redskap kunne på myrjord registreres i en avstand av 4 m.

I stedet for uttrykket luftveksling brukes til dels "jordånding". En regner at gjennomluftingen i dyrka jord er

normal når det hver time avgis en mengde karbondioksyd som svarer til innholdet i det øverste 20 cm tykke jordlaget.

Fordi om luftvekslingen stort sett er god i en jordmasse, kan det finnes avstengte porer eller små volum der lufta er oksygenfri. Her kan det være utviklingsmuligheter for anaerobe mikroorganismer.

4. Plantene og jordlufta

Planterøttene trenger tilgang på oksygen til sin livsvirksomhet. Men det er meget store forskjeller mellom ulike arter med omsyn til de krav de stiller til oksygeninnholdet i jordlufta. For vanlige fastmarksplanter vil oksygentilgangen ofte være avgjørende for rotutbredelsen. Sumpvekster klarer seg med lite oksygen. Ved eksperimenter er det f.eks. vist at røttene til Salix-arter og ris kan vokse selv om oksygeninnholdet i lufta er kommet ned i 0,5%. Det er ikke påvist direkte skadevirkninger på de alminnelige fastmarksplantene når underskuddet av oksygen og overskuddet av karbondioksyd er mindre enn et par prosent av luftmassen.

Ut fra praktiske erfaringer og resultater av forsøk har en gruppert kulturvekster etter de kravene de stiller til gjennomlufting av jorda. F.eks. er det funnet at bygg og sukkerbeter stiller større krav enn havre og kveite. Det finnes f.eks. eksperimenter som viser stor auke i avlingen av sukkerbeter ved bedring av lufttilgangen.

Men luftvekslingen kan bli så god at det fører til skadevirkninger for plantene. Ved rikelig lufttilgang blir det til dels vanskeligere med vannforsyningen, og noen av mikronæringsstoffene blir tyngre tilgjengelige når jorda blir godt gjennomluftet. Der innholdet av oksygen er stort, blir f.eks. manganet lett oksydert til fireverdig, tungtoppløselig form slik at plantene får vanskeligere for å ta opp de stoffmengdene de trenger.

Flere av mikronæringsstoffene er grovt regnet mindre tilgjengelige for plantene ved høy enn ved lav pH. Dette gjelder i mer eller mindre utpreget grad for bor, mangan,

kopper og sink. Stoffet molybden blir derimot stort sett lettere tilgjengelig med stigende pH.

Ved nedgang i intensiteten av luftvekslingen (f.eks. etter sammenpakking av matjorda) kan CO₂-innholdet i jordlufta stige, pH i jordvannet synke og tilgjengeligheten av enkelte mikronæringsstoffer bedres.

IX. Temperaturforholdene i jorda

1. Faktorer som påvirker jordtemperaturen

Temperaturen i jorda har innflytelse på viktige fysiske, kjemiske og biologiske prosesser. Frost og opptining har sterk virkning på fysiske tilstander. De kjemiske prosessene går raskere desto høyere temperaturen er (jfr. van't Hoff's regel om fordobling av reaksjonshastigheten ved temperaturøkning på anslagsvis 10°C).

Hastigheten av den kjemiske forvitringen er større i varmt enn i kaldt klima. Som eksempler på innflytelse på biologiske prosesser kan nevnes at spiring av frø og utvikling av planter krever visse minimumstemperaturer, og at det er sammenheng mellom temperatur og produksjon av plantemasse. Viktige mikrobiologiske prosesser som omdannelse av organisk materiale, er sterkt avhengig av temperaturforholdene.

Det er ofte vanskelig å skille mellom den direkte virkningen av jordtemperaturen og av lufttemperaturen på plantene. Men under våre klimaforhold må det regnes med at lav jordtemperatur i mange tilfelle er hemmende for rotaktivitet.

Den vesentligste delen av varmetilføringen til jordsmonnet skjer ved stråling fra sola. De varmemengdene som kommer innenfra jordkloden, er så små at de ikke spiller nevneverdig rolle for temperaturen i de øverste jordlagene, men i tundraområder hindrer de telen å gå til særlig stor dybde. Energifrigjøringen fra de radioaktive prosessene spiller heller ikke større rolle for jordsmonnets temperatur. Lokalt kan nedbryting av organisk stoff skaffe store varme-

mengder - f.eks. i varmbenker i gartnerier - men i sin heilhet har også denne varmekilden lite å si for jordmonnet. I bestemte tilfelle kan det bli tilført varme med regnvann og ved kondensering av vanddamp og overføring av vann til is. På tilsvarende måte tapes varme ved fordampning og issmelting, og når regnvannet er kaldere enn jordmonnet. Ved eksoterme og endoterme kjemiske reaksjoner kan det frigjøres og bindes energimengder.

Energitilførselen fra sola regnes å være omkring 2 cal. pr. cm² pr. min. ved yttergrensa av atmosfæren. En stor del av denne varmemengden absorberes av atmosfæren og reflekteres tilbake til verdensrommet uten å ha nådd inn til jordoverflaten. Noe av den varmen som tas opp av atmosfæren, kan seinere bli tilført jorda.

Tap av varme fra jorda til atmosfæren foregår ved stråling, ledning og fordampning. Størst er strålingstapet. Et dekke av røyk eller vanddamp kan nedsette varmetapet ved stråling. Dette er utnyttet for å motvirke nattefrost. Ved undersøkelser utført av forsøksgardene Løken i Valdres og Mæresmyra i Nord-Trøndelag er det ved røyklegging i frostnetter lykkes å heve temperaturen i lufta nær jordoverflaten 1,0 - 1,5°C. Det er også prøvd å demme opp vann i grøftene for å motvirke nattefrosten. Vannet avgir endel varme i løpet av natta. Varmeledningsevnen hos jorda har stor betydning for hvor raskt varmetapet i jordoverflaten kan erstattes og dermed for faren for nattefrost. Frostfaren er altså mindre der jorda har god varmeledningsevne enn der den er dårlig.

Ved vannfordampning og smelting av is bindes det varme. Smelting av 1 g is krever ca. ^{334,8 J}80 kalorier, og ved fordampning av 1 g vann ved 0°C brukes ca. ^{2,51 kJ}600 kalorier. De samme varmemengdene blir frigjort ved frysing og kondensering. Ved minsking av fordampningen fra jordoverflaten blir altså varmetapet nedsatt.

Undersøkelser i Danmark og England har vist at anslagsvis 25-30% av den mottatte strålingsenergien tapes ved vann-

fordamping. Mye av den øvrige energien (sannsynligvis omkring 50% av innstrålingsenergien) brukes til infrarød varmeutstråling.

De faktorene som har innflytelse på jordtemperaturen, kan deles i to store grupper, avhengig av 1) klima, og 2) jordegenskaper.

Breddegrad, høyde over havet, fordeling av land og hav, forekomst av luft- og havstrømmer m.v. er medbestemmende for lufttemperaturen og dermed også for jordtemperaturen. Behandlingen av disse makroklimatiske faktorene hører inn under andre fag. Derimot skal vi se litt på hvordan noen lokal- og mikroklimatiske faktorer virker på temperaturen i jordsmonnet.

Hellingsgrad og hellingsretning har innflytelse på temperaturen. På den nordlige halvkula er sørhellingsene de varmeste. En bestemt "strålebunt" blir spredt over et mindre areal desto mer loddrett den faller på flaten. Små forhøyninger i terrenget har gjerne noe høyere temperatur enn stedene omkring. På slike lokaliteter ble det funnet opp til 6°C høyere dagmiddeltemperatur i spiresjiktet på snauhogde flater i skog i Nord-Trøndelag. Ved de samme undersøkelsene ble det påvist at markberedning (innarbeiding av humussjiktet i mineraljorda) på snauflater hevet dagmiddeltemperaturen i spiresjiktet med inntil 1,4°C. Inne i skogen derimot ble det ikke funnet nevneverdig stigning i temperaturen ved markberedningen. Jordtemperaturen var gjennomgående betydelig høyere på snauflater enn i skog. I enkelte tilfelle ble det i spiresjiktet funnet forskjeller i dagmiddeltemperaturen på opp til 9°C.

Vegetasjonen har altså innflytelse på jordtemperaturen. Den høyeste temperaturen om sommeren blir nedsatt i jord som bærer vegetasjon. F.eks. i en bøkeskog i Braunschweig nådde temperaturen størst høyde i april. I den varmeste sommertida skygget bladene så sterkt at temperaturen ble lavere. Ved kortvarige undersøkelser i Ulvsjøberget, Osen i Trysil, ble det funnet differenser på opp til 5,6°C kl. 14.00 i 1 cm dybde i jorda mellom temperaturen under urørt røsslyngbestand og der røsslyngen var klipt bort. I markberedte flekker lå

temperaturen enda høyere. Ved tynning i tett skog har en kunnet heve jordtemperaturen noe.

Skyggevirkingen av vegetasjonen er selvfølgelig størst på varme solskinnsdager.

Jordmaterialets egenskaper av betydning for temperaturen er farge, varmekapasitet og varmeledningsevne.

Mørkfarget jordoverflate absorberer mer lys og varme enn lysfarget. Temperaturen vil derfor stige høyere i mørk enn i lys jord når den blir utsatt for sollys. Differensen er større i overflaten enn lenger nedover i profilet. Temperaturvariasjonen i løpet av døgnet er altså også større i mørk enn i lys jord.

Varmekapasiteten eller varmesluket hos jorda er først og fremst avhengig av vanninnholdet. Vannet utmerker seg som kjent ved ekstra stor varmekapasitet. I gjennomsnitt er varmekapasiteten for det faste jordmaterialet omkring en femtedel av vannets. Som eksempel på innvirkning av vanninnholdet kan en ta for seg noen tall for varmesluket hos kaolin og humus, bestemt i forhold til volumet:

	% vannmetning		
	0	50	100
Kaolin	0,233	0,539	0,846
Humus	0,165	0,555	0,945

Humus har større evne til å holde fast vann enn kaolin og dermed også større varmekapasitet ved full vannmetning.

Varmeledningsevnen har betydning for hvordan varmen fordeler seg i forskjellige jordlag. Som regel er varmeledningsevnen større i grovkornet enn i finkornet jord og større i mineraljord enn i humusjord. Et råhumusdekke over mineraljord isolerer altså i betydelig grad mot varmeledning. Når råhumusdekket blandes med mineralmaterialet - f.eks. ved markberedning i skog - ledes varmen lettere nedover.

Spørsmål om varmeledningsevne er først og fremst spørsmål om porevolum, vanninnhold og kontakt mellom de enkelte partikler. Jo større porevolumet er, desto dårligere er varmeledningsevnen. Lufta har dårligst varmeledningsevne av alle bestanddelene i jorda. Tørr jord har derfor mindre varme-

ledningsevne enn fuktig. Vann leder varmen omtrent 25 ganger bedre enn luft. Varmeledningsevnen i kvarts er 15-20 ganger bedre enn i vann. Et stort stein- og blokkinnhold i de øverste lagene fører til høyere sommertemperaturer ned gjennom profilet.

I tillegg til varmeledningen kan varmen i noen grad forplante seg ved strømminger i jordlufta og jordvannet.

Jordtemperaturen er avhengig av fordampningsintensiteten. Vannrik jord har både stor varmekapasitet og relativt stort varmetap ved fordampning. Jordsmonn med høytstående grunnvann har som regel forholdsvis lav temperatur om våren og forsommeren. Fra jord med god kapillær ledningsevne kan det fordampe mer vann enn fra jord med dårlig evne til å lede vannet kapillært. I rammeforsøk ved Norges Landbrukshøgskole er det påvist 2-3°C høyere dagmiddeltemperatur i sand enn i mjele. Målingene ble utført i 3 cm dybde i tida mai - september.

Temperaturforholdene har betydning for vanntilgangen for plantene. Det vises i denne forbindelsen til drøftelse av jordvannet. Sterk rotutvikling under steiner og blokker kan i noen tilfelle ha sammenheng med at det her periodevis opptrer kondensvann.

2. Daglig og årlig variasjon i jordtemperaturen

Den gjennomsnittlige temperaturen i jordoverflaten avviker ikke særlig mye fra lufttemperaturen når jorda er bar. I solskinn kan jorda bli betydelig varmere enn lufta.

Varmen vil ledes fra steder med høyere til steder med lavere temperatur. Om dagen er som regel temperaturen høyere i jordoverflaten enn i de dypere jordlagene, og varmen vil da ledes nedover i jorda. Om natta blir jordoverflaten avkjølt, og varmestrømmen går da i omvendt retning. Forskjellen på høyeste og laveste temperatur i døgnet minker med stigende dybde. Fordi ledningen av varmen tar tid, vil maksimums- og minimumstemperaturen inntreffe seinere nede i jorda

enn i jordoverflaten. Døgnkurven for temperaturen nede i jorda blir altså flatere og med maksimum og minimum seinere enn døgnkurven for jordoverflaten.

Hovedtrekkene som er nevnt for den daglige temperaturvariasjonen, gjelder også for variasjonen i løpet av året. Men årstidsvariasjonen rekker til større dybde. I litteraturen oppgis ofte tall av størrelsesorden 1 m for døgnvariasjonen og 15-20 m for den årlige variasjonen. Dybden for påvisbare variasjoner avhenger i første rekke av varmeledningsevnen og av amplituden for lufttemperaturen. Ved en undersøkelse i leirjord i Oslo viste det seg at årsvariasjonen ikke var over $0,1^{\circ}\text{C}$ i 8 m dybde.

3. Teledannelsen

Ved temperatur under 0°C fryser jordvannet til is så det oppstår tele. Bare fritt vann som er kjemisk reint, fryser ved nøyaktig 0 grader. Frysepunktet ligger lavere desto sterkere bundet jordvannet er. Teledannelsen har stor betydning, sett både fra biologisk og teknisk synspunkt. Som eksempler på innflytelse av telen på agronomisk viktige prosesser kan nevnes virkningen på jordstrukturen og på oppfrysing av planter. Telehiving er i mange høve et meget viktig problem i forbindelse med anleggs- og byggevirksomhet.

Et snølag isolerer meget godt mot varmeledning. Der det kommer snø på ufrosset mark, kan jorda holde seg tien selv om lufttemperaturen om vinteren er meget lav. Dekke av strø og mose i skogen beskytter godt mot kulden, og et råhumusdekke har i alminnelighet stor isoleringsevne.

Telen inndeles etter hvorvidt jorda er frosset likt gjennom heile jordmassen eller om det opptrer issjikt. I første tilfelle snakker en om homogen og i siste om heterogen tele.

En spesiell form for tele i jordoverflaten er nåleis eller Kamis (svensk: pipkrake). Forståelse av nåleisdannelse er til hjelp ved tolking av dannelsesprosessene for heterogen

tele. Ved dannelse av nåleis vokser det iskrystaller med lengdeaksen loddrett på overflaten. Når vannet går over til is, minker innholdet av kapillærvann. Etter hvert trekkes nytt vann til fra det tiene jordlaget under, og iskrystallene kan fortsette å vokse. Skal det være vilkår for dannelse av nåleis, må jorda ha stort vanninnhold og god kapillær ledningsevne slik at vannet som fryser, kan erstattes raskt. Videre må frysingen foregå noenlunde langsomt slik at jorda like under iskrystallene holder seg tien. Krystallene vokser ofte et par cm i løpet av døgnet.

Veksten av iskrystallene kan føre til at steiner blir løftet opp og planterøtter blir revet i stykker. Planter med meget grunne rotsystemer kan løftes opp fra underlaget uten at røttene direkte skades i særlig grad. Men når jorda tiner, har også slike planter lett for å tørke fordi de da får dårlig kontakt med underlaget. Oppfrysing kan gjøre stor skade både på jord- og hagebruksvekster og på unge planter av skogtrær.

Når grovkornet jord fryser, danner det seg homogen tele. F.eks. i vannfylt grusmasse må teledannelsen foregå på lignende måte som når det dannes is på åpent vann. Porene er så store at det aller meste av det vannet de rommer, er fritt vann. Det vil i alminnelighet dannes homogen tele i jord som er grovere enn 0,1 mm, men slik grense for partikkelstørrelse avhenger bl.a. i noen grad av hastigheten teledannelsen foregår med. Når frysinga går raskt, kan det dannes homogen tele i noe mer finkornet jord. Med aukende trykk lettes muligheten for dannelse av homogen tele. Vanninnholdet har sterk innvirkning. Dersom innholdet av vann er mindre enn det som svarer til kapillær metning, dannes det homogen tele i all slags jord.

Den heterogene telen har sterkt varierende oppbygning. Men det er et kjennetegn at den har lag av nesten rein is noenlunde parallelt med jordoverflaten. Tykkelsen av de enkelte sjiktene og avstanden mellom dem, er sterkt vekslende. Det kan altså ikke settes opp noen norm for oppbygningen, men

tykkelsen av issjiktene kan f.eks. være 1-2 mm og avstanden mellom dem noe større.

Heterogen tele dannes i finkornet jord med relativt stort vanninnhold. Vannet fryser i de største åpningene, og etter hvert som det danner seg is, trekkes det vann til fra det tiene jordlaget under. Når temperaturen fortsetter å synke, danner det seg et nytt islag dypere nede. Jorda mellom to slike islag kan fortsette å være ufrosset fordi vannet er sterkt bundet og derfor har et lavt frysepunkt.

Under dannelsen av heterogen tele trekkes det vann opp fra grunnvannet i de dypere jordlagene. Straks slik jord tiner, har den et større vanninnhold enn da den frøs til. Innholdet av vann kan bli så stort at det overskrider flytegrensa, og massen går da ved opptining over i flytende tilstand. Jord som er rik på grovleir og fineste fraksjonen av finsand, og som har høytstående grunnvann, vil være særlig utsatt for dette. Flytejordegenskapene kan medføre store tekniske vanskeligheter f.eks. i forbindelse med veganlegg og fundamentering av byggegrunn.

Ved overgang fra flytende til fast form utvider vannet seg 9%. Men ved teledannelse får en ofte en betydelig større volumutvidelse av jordmassen fordi det foregår transport av vann før det fryser. Denne volumutvidelsen foregår oppover - jordoverflaten heves. Når forandringene er store, snakker en om telehiving (teleskott). Telehivingen hører sammen med dannelsen av heterogen tele og forekommer særlig på jord med høytstående grunnvann og god kapillær ledningsevne. Det er alminnelig å sette størrelsen 0,06 mm som øvre fraksjonsgrense og å regne skjøre leire med til jord som kan være utsatt for telehiving. I stivere leirjord vil vanntransporten skje så langsomt at det ikke blir særlig store volumendringer ved frysing. Senkning av grunnvannsspeilet vil nedsette faren for telehiving.

Steiner som fryser fast med den øverste delen i telen, kan bli løftet oppover. Tien jord kan etter hvert sige inn under disse steinene og hindre at de kommer heilt ned igjen

i sitt gamle leie. Disse prosessene kan fortsette år etter år og føre til at steinene "fryser opp".

Under tynne torvlag finnes det mange steder et sammenhengende sjikt av steiner som er transportert oppover i jorda på denne måten. Høytstående grunnvann har her lettet oppfrysingen. Til dels kan en finne slike steinlag under torvsjikt som er så tykke at telen ikke lenger rekker ned til mineraljorda. Oppfrysingen har altså foregått gjennom tidligere tider mens torvlaget var tynnere.

Dannelse av såkalt strukturmark i polarstrøk og i høyfjellet har nær tilknytning til oppfrysing. Velkjente eksempler på strukturmark er steinringer og steinpolygoner. En enkel teori for dannelse av slike ringer og polygoner går ut på at det først har dannet seg sprekker i jorda, f.eks. ved sammentrekning på grunn av tørke. Telen går så dypere langs sprekken enn ellers i jorda, og steinene trekkes mot disse stedene på lignende måte som ved oppfrysing av steiner mot overflaten. Steinpolygoner og steinringer opptrer fortrinnsvis på jord med så mye finmateriale at den skrumper ved tørking. Dette passer godt med forklaringen om at tørkesprekker er den første begynnelsen til dannelse av slik strukturmark. Det ser ut til at steinringer dannes særlig raskt der jorda stadig er frosset i større dybde.

X. Konsistensen hos jorda

1. Faktorer som påvirker konsistensen

Uttrykket konsistens betyr fasthetstilstand. De fysiske kreftene kohesjon og adhesjon er bestemmende for jordas konsistens. Innholdet av vann har meget sterk innvirkning på konsistensen, og en graderer ofte konsistensen i forhold til vanninnholdet.

Finkornet jord er formbar når den har vanninnhold innenfor bestemte grenser. En sier at jorda er plastisk når den i fuktig tilstand kan formes ved mekanisk påvirkning,

og den beholder sin form også om den mister vanninnholdet. Den plastiske konsistensformen er meget viktig for leirjorda.

Følgende egenskaper til det faste jordmateriale har størst betydning for konsistensen:

1. Humusinnholdet. F.eks. blir humusrik leirjord først plastisk ved høyere vanninnhold enn samme slags leirjord uten humusinnhold.
2. Den mekaniske sammensetningen. Som nevnt har leirinnholdet meget stor innflytelse på konsistensen.
3. Mineralsammensetningen. Med stigende innhold av mineraler med sjiktgitterstruktur tiltar de plastiske egenskapene til leirjorda.
4. Mengdeforholdet mellom ombyttbare kationer. Leirjord som inneholder mye av toverdige, relativt lite hydratiserte ioner, må ha et større vanninnhold for å bli plastisk enn samme slags jord med mye av enverdige sterkt hydratiserte ioner (f.eks. natrium).
5. Mengdeforholdet mellom silisium og seskvioksyder. Typiske leiregenskaper er godt utviklet i materiale med relativt høyt Si-innhold.

2. Gradering av konsistensen

Det brukes følgende inndeling av konsistensen hos leirjord (etter svensken Atterberg):

Konsistensform	Konsistensgrense
I. Flytende	
1. Lettflytende konsistensform	
2. Tyktflytende (vellingaktig) kons.form	
3. Tungtflytende (grøtaktig) " "	
	Flytegrensa
II. Plastisk	
	Utrullingsgrensa
III. Fast	

Som tallmessige uttrykk for konsistensgrenser brukes vanninnholdet utregnet i % av tørrstoffet når massen går over fra en konsistensform til en annen.

Utrullingsgrensa bestemmes ved at en går ut fra plastisk jordmasse, ruller den ut så den avgir vann og bestemmer vanninnholdet når trådene smuldrer. Ved bestemmelse av flytegrensa tilsetter en etter hvert små mengder tørt leirpulver til flytende jordmasse i en alminnelig porselensskål. Tykkelsen av leirlaget er ca. 1 cm. Massen deles med en spatel i to halvdelar med en V-formet fure. Når leirmassen er blitt så fast at furen ikke siger nevneverdig igjen når en støter skålen mot handflaten, har en nådd flytegrensa. For å sikre bedre reproduserbarhet av bestemmelsen er det konstruert et enkelt utstyr (Casagrande-apparat) som utsetter porselensskålen for støt av ensartet styrke.

Klebegrensa er vanninnholdet når leirmassen ikke lenger kleber til en spatel av jern eller nikkel. Som ved bestemmelse av flytegrensa tilsetter en etter hvert mer tørt leirpulver. Normalkonsistensen er vanninnholdet når leira ikke lenger kleber ved handflatene. Ved denne bestemmelsen ruller en ut leirmassen mellom hendene så den avgir vann. Denne metoden ble brukt ved omfattende leirundersøkelser utført av Statens Råstoffkomite. Ved langsom fukting av tørr leire kommer en til et punkt der fargen blir mørkere. Vanninnholdet ved dette fargeomslaget kalles omslagspunktet. Leirmassen går over fra fast til halvmyk tilstand ved dette punktet. Hvis vanninnholdet ikke er kommet høyere enn til omslagspunktet, krymper ikke massen om den etterpå tørker fullstendig. Den såkalte krympegrensa og omslagspunktet skulle altså falle sammen.

Differensen mellom flytegrensa og utrullingsgrensa kalles plastisitetstallet. Er f.eks. flytegrensa 45 og utrullingsgrensa 20 blir plastisitetstallet 25. Atterberg inndelte jorda i klasser etter plastisitetstallet. Den stiveste leirjorda har de høyeste plastisitetstall. Grovkornet jord lar seg ikke rulle ut, og den kan selvfølgelig ikke

plasseres i noen slik plastisitetsklasse. Jo større plastisitetstall leira har, desto større mengder sand kan den blandes med uten å miste plastisiteten. I den høyeste plastisitetssklassen Atterberg satte opp for jorda i nordiske land, beholder leira plastisiteten om den blandes med en dobbelt vektmenge sand.

I geoteknikken er begrepet "aktivitet" tatt i bruk. Med dette uttrykket meines plastisitetstallet dividert på leirinnholdet ("Aktivitet" = Plastisitetstall/% $2\mu\text{m}$). "Aktivitetstall" på 0,75-1,25 regnes for normalt. Større tall medfører spesielle problemer, f.eks. i forbindelse med fundamentering.

Som eksempler på tall for slike grenser kan tas med noen analyseresultater for prøver tatt ved et par norske teglverk.

Prøve nr.	Fra	Omslagspunkt (Krympegrense)	Utrulingsgrense	Normalkonsistens	Klebegrense	Flytegrense	Plastisitets-tall
		O	U	N	K	F	P
XV	Sorgenfri, ved Fredrikstad (Isocardialeire)	20,0	21,6	30,0	37,2	50,8	29,2
II	Moss Teglverk (sandrik Yoldialeire)	11,2	17,8	20,4	26,8	31,2	13,4

Konsistenskurver viser forholdet mellom fasthet og vanninnhold. Fastheten blir målt f.eks. ved å bestemme det trykk, i kg, som under bestemte vilkår skal til for å deformere en terning av den jorda en vil undersøke. Ved fullstendig uttørking har stiv leire stor fasthet.

Spørsmålet om årsaken til plastisiteten hos leira har mange ganger vært oppe til drøftelse. En har tidligere regnet med at vannets dipolegenskaper er avgjørende for at materialet

kan bli plastisk. Etter nyere undersøkelser ser det ut til at det ikke er dipolmomentet hos vannmolekylene som er avgjørende, men restvalensene.

XI. Jordstrukturen

1. Inndeling av strukturen

Uttrykket jordstruktur brukes om måten de enkelte jordpartiklene er plassert i forhold til hverandre. (Ordet struktur stammer fra latin og skal opprinnelig ha betydd "byggemåte" eller "indre oppbygning".) I grovkornet, humusfri mineraljord som grus og sand, ligger i alminnelighet de enkelte korna hver for seg. En har altså her å gjøre bare med ett slags partikler, og ved mekanisk analyse bestemmes direkte mengdeforholdet mellom disse enkeltkorna. Men de partiklene som en opererer med ved mekanisk jordanalyse, er i naturlig jordsmonn i mange høve festet sammen til aggregater. Når en snakker om jordstrukturen tenker en altså ikke bare på ordningen av de minste korna massen kan deles opp i, men også på de sammensatte partiklene som opptrer som enheter i jordmassen under naturlige vilkår. Den første gruppen av partikler blir gjerne kalt primærpartikler og den siste sekundærpartikler.

Den enkleste inndelingen av strukturen er klassifisering i enkeltkornstruktur og dobbeltekornstruktur. Fra gammelt av er uttrykket grynstruktur til dels blitt brukt om den siste strukturformen. Der en har enkeltkornstruktur, finnes bare primærpartikler, mens det er mer eller mindre av sekundærpartikler der en har dobbeltekornstruktur.

I jord med enkeltkornstruktur kan partiklene være ordnet på forskjellige måter i forhold til hverandre. Er partiklene kulerunde og like store, kan en lett beregne porevolumet. Når massen har den åpne strukturen med kulene plassert rett overfor hverandre, inntar porene nesten 48% av volumet. Er kulene plassert i "mellomrommene" mellom kulene

i laget under, blir porevolumet bare 26%. Med partikler av forskjellig størrelse og form kan en få mange forskjellige systemer av enkeltkornstruktur.

De viktigste problemene vedrørende jordstrukturen knytter seg til dobbeltkornstruktur.

De faste partiklene kan oppfattes som "skjelettet" i jordmassen. Åpningene gir plass for vann, luft og levende organismer. Planteveksten er i sterk grad avhengig av størrelse og form på disse jordporene. Det kunne derfor ligge nær å ta utgangspunkt i porene ved klassifikasjon av jordstrukturen. Bestemmelse av det totale porevolumet er enkel å utføre og hører med til alminnelige undersøkelser av strukturen. Men ellers har det vist seg vanskelig å komme fram til eksakte metoder for undersøkelse av jordporene.

De alminneligste inndelingssystemene for jordstrukturen bygger på ulikheter i form, størrelse, fasthet og stabilitet av aggregatene. Ellers brukes forholdet mellom materialmengden i primærpartikler og sekundærpartikler som klassifiseringsgrunnlag.

Etter formen på partiklene har en f.eks. skilt mellom 1) kornet (grynet), 2) kubisk, 3) prismatisk og 4) plateformet struktur. Navnene forklarer direkte partikkelformen. I første gruppen er sekundærpartiklene avrundete. Når en skiller mellom prismatisk og plateformet struktur, tar en hensyn til orienteringen i forhold til jordoverflaten. Uttrykket plateformet blir brukt om strukturen når den korteste akse står loddrett på jordoverflaten.

På grunnlag av partikkelstørrelsen blir det foretatt inndeling i mange klasser. Grensene mellom klassene blir til dels satt forskjellig for ulike strukturformer. F.eks. er gjerne aggregatene større i materiale med kubisk enn med kornet struktur.

Noen klassifiseringssystemer har som grunnlag fastheten hos aggregatene overfor mekanisk påvirkning og stabiliteten overfor vannbehandling.

Ved enkelte undersøkelser er det lagt vekt på å registrere forskjeller i bindemidlet som holder aggregatene sammen.

2. Dannelsen av aggregater

Ved drøftelse av dannelsen av aggregater må det skilles mellom elektrisk nøytralisering og sammenbinding av primærpartikler. Så lenge enkeltpartiklene ikke er noenlunde nøytrale elektrisk, kan det ikke komme i stand aggregatdannelse. Nedsetting av potensialet er altså første vilkår for at det kan dannes partikkelaggregater i en kolloidal oppløsning. Men for at det skal oppstå stabile sekundærpartikler, må disse nøytraliserte kolloidpartiklene bindes sammen.

Det har fra gammelt vært kjent at kalking ofte fører til gunstige strukturforhold i jorda. En regnet lenge med at årsaken var den sterke fellende effekten kalsiumionene hadde overfor kolloidpartiklene. Men som nevnt, medfører ikke elektrisk nøytralisasjon uten videre dannelse av sekundærpartikler. Nå regner en med at den gunstige virkningen av kalken i stor utstrekning skyldes raskere omdannelse av organisk materiale og dermed dannelse av mellomprodukter som kan binde partiklene sammen. Kalken nøytraliserer videre sure humusstoffer som ellers kunne dispergere mineralpartikler.

De ombyttbare kationene kan ha betydning for strukturen ved å tjene som sammenbindingsledd mellom partiklene. En teori går ut på at kationene orienterer vannmolekylene mellom partiklene slik at det dannes band som holder partiklene sammen. Det ser ut til at orienterte vannmolekyler spiller en viktig rolle som bru mellom primærpartiklene.

I grovkornet jord som sand, kan det ikke dannes stabile sekundærpartikler uten at det finnes noe kolloidmateriale. Det har lenge vært kjent at humusstoffene har stor evne til å fremme aggregatdannelse. Ved mekanisk analyse må en, som nevnt tidligere, fjerne det organiske materialet før en går i gang med de endelige bestemmelsene. Det er funnet statistisk sikker sammenheng mellom humusinnholdet og mengden av sekundærpartikler i en hel rekke forskjellige grupper av jordtyper. Selv for ørkenjord som bare har et ørlite innhold av organisk materiale, ble det funnet en slik korrelasjon. Den eneste viktige jordsmonngruppen som ikke viste sammenheng mellom humusinnhold og aggregatdannelse, var tropetraktens

laterittjordsmonn. Årsaken til dette unntaket synes å være at oksyder av jern, og muligens av aluminium, har størst betydning for dannelse av sekundærpartikler i denne jorda.

Ved laboratorieeksperimenter er det vist at kolloider av jernoksyder kan felles nesten fullstendig irreversibelt ved uttørking. For laterittjorda regner en at prosesser av denne typen har stor betydning. Slik jord har et stort jerninnhold, og som regel er mye av enkeltpartiklene samlet i aggregater.

Det er satt fram mange forskjellige teorier til forklaring av humuskolloidenes innvirkning på aggregatdannelsen. På et tidlig tidspunkt kom en fram til at lange organiske molekyler med dipolmoment sannsynligvis spiller en stor rolle ved sammenbindingen av mineralpartikler. Slike molekyler kan danne bru mellom mineraloverflater. Aggregater dannet på denne måten blir rimeligvis særlig stabile hvis det skjer ioneombyttingsprosesser eller vannavspalting ved reaksjon mellom partikkeloverflatene og de organiske molekylene. Under mikrobiologisk nedbryting av humusstoffer blir det dannet forbindelser som har stor evne til å forbedre jordstrukturen.

Ved eksperimenter har det f.eks. vist seg at alginater (polyuronsyre-forbindelser) har sterk evne til å fremme aggregatdannelse. På grunnlag av slike undersøkelser er det forsøkt å komme fram til kunststoffer som har gunstig virkning på strukturen, og som dessuten er mer motstandsdyktig mot nedbryting i jorda enn naturstoffene. (Ved årsskiftet 1951-52 lanserte et amerikansk firma et kunstig, strukturforbedrende stoff som ble kalt krilium (laget på basis av polyakrylnitril) Seinere er andre, lignende stoffer blitt sendt ut på markedet. Men blant annet fordi prisen er for høy, har ingen av disse produktene fått noen stor praktisk betydning.)

Det har vist seg å være sammenheng mellom innhold av leirmateriale og dannelse av stabile sekundærpartikler. Men leirpartikler ser ut til å være mindre effektive enn organiske kolloider. Det er funnet at de bladformete leirmineralene

har orientert seg parallelt med flatene på de større korna de holder sammen. Orienterte vannmolekyler regnes å danne band mellom de flatene som ligger inntil hverandre.

Det er utført sammenligninger av den virkningen montmorillonitt og kaolin har på aggregatdannelsen. Ved tilsetning av kaolin blir det plateformet struktur, mens sekundærpartiklene fikk noenlunde samme utstrekning i alle retninger når det ble tilsatt montmorillonitt. Forholdet er forklart ved at kaolin gjennomgående har større krystaller enn montmorillonitt, og at leirmineralets plateform dermed blir bestemmende for aggregatet i første tilfelle, men ikke i siste.

Blant prosessene som fremmer dannelse av sekundærpartikler, skal en først merke seg vekslende frysing og opp-tining. Det er velkjent for praktikerne at frosten som regel har en heldig innflytelse på strukturen. Virkningen skyldes dels nedsetting av innholdet av vann i flytende tilstand i de fine porene med tilhørende stigning av elektrolytt-konsentrasjonen, og dels den mekaniske sammenpressingen som iskrystallene utfører. Når frysingen foregår langsomt, dannes det relativt få og store krystaller, og innflytelsen på strukturen blir da størst. Vekselvis fukting og tørking har en lignende virkning.

Viktige faktorer av biologisk karakter er knyttet til veksten av planterøtter, mikroorganismer og livsvirksomheten til meitemark og andre dyr.

Plantene øver innflytelse på strukturen på grunn av avsondring av stoffer fra røttene, mekanisk påvirkning røttene har på jorda omkring seg, og det organiske materialet de tilfører jorda. Det er store forskjeller på innvirkningen av ulike plantearter. F.eks. er belgplantene kjent for å ha særlig gunstig virkning på jordstrukturen.

Både planterøtter og mikroorganismer kan direkte binde sammen primærpartikler til aggregater. Slim som utskilles i fordøyelseskanalen hos meitemarken synes å ha sterk virkning på aggregatdannelsen.

En viktig hensikt med jordarbeiding er å bedre strukturen.

Ved uttørking vil kolloidrik jordmasse krympe så det dannes sprekker. Slike tørkesprekker har stor betydning for gjennomlufting og tørrlegging av leirjord. Noen steder, f.eks. i Sverige, finnes det gytjeholdig leire som etter uttørking får så velutviklete og stabile sprekkesystemer at regulær grøfting blir unødvendig. I tørkeperioder om sommeren kan dannelsen av sprekker i alminnelig leirjord være årsak til at planterøtter skades og jordmassen tørker raskere ut enn ellers.

3. Prinsipper for undersøkelse av strukturen

Form og størrelse av aggregatene blir ofte bedømt skjønnsmessig. Ved sikting kan en skaffe seg mer eksakte mål for størrelsen. Utseende av de største sekundærpartiklene kan bedømmes uten særskilte hjelpemidler, men ved undersøkelse av de minste aggregatene må en bruke mikroskop. Det er utviklet spesiell mikroskoperingsteknikk for slike undersøkelser.

Et viktig spørsmål i forbindelse med studiet av jordstrukturen gjelder mengden av primærpartikler som inngår i partikkelaggregater. De talluttrykkene en bruker for å karakterisere denne utviklingsgraden av strukturen, kalles gjerne strukturkvotienter (strukturkoeffisienter). Et enkelt mål for strukturutviklingen får en ved å regne ut hvor stor del av primærpartiklene under en bestemt størrelse inngår i aggregater større enn den samme grenseverdien. Som grense er til dels brukt 0,05 mm. Når en nytter Atterbergs skala ved mekanisk analyse ville det passe bedre å bruke 0,06 mm som grense. Ofte vil det være hensiktsmessig å bruke betydelig høyere dimensjonsgrense. En bestemmer både ved mekanisk analyse og ved undersøkelse av partikkelfordelingen i jordmassen med naturlig struktur (aggregatanalyse), mengden av materiale mindre enn den bestemte grenseverdien. Brukes betegnelsen D for analysereultatene fra den mekaniske analysen, og S for tallet fra aggregatanalysen, får en:

$$\text{Strukturkvotienten} = \frac{D - S}{D}$$

Dersom alle primærpartiklene mindre enn den fastsatte grensa er samlet i aggregater større enn denne grenseverdien, blir kvotienten 1. Finnes det derimot ingen sekundærpartikler, må strukturkvotienten bli 0. Ofte regner en ut kvotienten i prosent.

Et eksempel viser hvordan strukturkvotienten, beregnet på denne måten, varierer i et profil med podsolkarakter:

Avstand i tommer fra overflaten av mineraljorda	Strukturkvotienten (%)
0 - 4 (A_1)	24,5
4 -10 (A_2)	11,1
10-16 (B_1)	51,2
16-28 (B_2)	53,6
28-36 (B_3)	35,8
> 36 (C)	26,8

Stabiliteten av aggregatene har stor betydning.

Nedbørvannet vil ofte slemme til og ødelegge mer eller mindre av aggregatene i den dyrka jorda i løpet av sommeren. Det er derfor av interesse å få rede på hvor stabile sekundærpartiklene er i vann. Ved rysting av jordprøver i vann eller ved vannspyling under definerte betingelser kan en få innblikk i hvor bestandige aggregatene er. En type undersøkelser går ut på å etterligne virkningen av regnet på jordoverflaten og måle endringer i strukturen. Det er konstruert spesielle apparater for slike registreringer.

Etter hvert som det tas i bruk stadig tyngre landbruksmaskiner til jordarbeiding og innhøsting, er det blitt mer aktuelt å undersøke strukturendringer på grunn av mekanisk påvirkning.

Bestemmelse av porevolum og gjennomtrengelighet for vann og luft blir ofte utført ved strukturundersøkelser. Det er f.eks. funnet følgende sammenhenger mellom porestørrelser og pF-verdi:

Porediameter	pF
> 50 μ m	0 - 1,77
10 - 50 " "	1,77 - 2,54
0,2- 10 " "	2,54 - 4,2
< 0,2 "	> 4,2

XII. Plantenes forsyning av næringsstoffer fra jorda

1. Kort oversikt over faktorer som bestemmer størrelsen av planteproduksjonen

Plantenes stoffproduksjon blir på den ene sida bestemt av arvelige egenskaper og på den andre av ytre vekstfaktorer. Når en merker seg de store produksjonsforskjellene som kan finnes mellom ulike arter og mellom forskjellige sorter eller varieteter av samme art, er det lett å forstå at nedarvete egenskaper er viktige. Planteforedlerne arbeider stadig med å skaffe plantemateriale med større produksjonsevne.

De ytre vekstfaktorene kan, med noe skjemativering, plasseres under de seks hovedpunktene:

1. Lys
2. Temperatur
3. Luft
4. Vann
5. Mekaniske egenskaper ved jordsmonnet
6. Tilgangen på andre næringsstoffer enn karbondioksyd og vann

I det følgende er det punkt 6 som vil bli drøftet nærmere.

De tre grunnstoffene i karbondioksyd og vann (C, O og H) utgjør i alminnelighet fra 94% til 99,5% av den levende plantemassen. Størrelsesorden for alle de andre stoffene til sammen er altså bare fra 0,5% og oppover til 5-6%. Men tilgangen på disse andre næringsstoffene vil ofte være avgjørende for størrelsen av planteproduksjonen. For knapp nærings-

tilgang er i mange tilfelle årsak til misvekst, selv om de fysiske forholdene ligger til rette for stor produksjon.

Karbondioksydet blir, som kjent, tatt opp fra luften. Også andre næringsstoffer kan i større eller mindre grad opp-tas gjennom bladverket. Den såkalte bladgjødslinga bygger på dette prinsippet. Men som regel blir det aller meste av denne næringen tatt opp gjennom planterøttene fra jorda. Den naturlige vegetasjon er i det vesentlige henvist til de næringsmengder jordsmonnet direkte kan levere. Kulturplantene kan dessuten nyte godt av næringstilføring ved gjødsling av jorda, altså av næringsmengder som på en måte formidles av jordsmonnet.

2. Mengdeforholdet mellom innhold av næringsstoffer i jorda og i plantene

Noen næringsstoffer finnes det mye av i jorda i forhold til de mengdene plantene trenger. Som eksempel kan vi ta for oss jerninnholdet i fastmarksjord. Det gjennomsnittlige jerninnholdet i bergartene er oppgitt til 5%. I alminnelig mineraljord vil jernmengden som regel være noe mindre. Om vi for enkelhets skyld kalkulerer med 5% jerninnhold og volumvekt 1,25, kommer vi til en jernmengde på 12 500 kg for et 20 cm tykt matjordlag over 1 dekar. Avlingen på det samme arealet vil årlig ofte inneholde en jernmengde av størrelsesorden et tiendedels eller noen få tiendedels kilogram, altså anslagsvis 0,01 - 0,001% av den totale jernmengden i jorda.

For andre næringsstoffer er det mindre forskjeller mellom den totale stoffmengden og den mengden plantene kan utnytte.

Innholdet av kalium i bergartene er i gjennomsnitt satt til 2,6%. Det totale kaliuminnholdet i alminnelig fastmarksjordsmonn ligger ikke særlig mye lavere. En middels avling av kornartene våre inneholder i alminnelighet ikke mer enn 5 kg kalium pr. dekar. Setter vi kaliuminnholdet i matjorda til 2% og gjør en tilsvarende utregning som foran, for jernet, får vi et totalinnhold pr. dekar av kalium på 5 000 kg.

Kornplantene har altså tatt opp omtrent 0,1% av denne stoffmengden i et år. Men som kjent, er det alminnelig at avlingene blir nedsatt på grunn av mangelfull tilgang på kalium. Resultater av gjødslingsforsøk gir opplysninger om slike forhold. Differensen mellom totalmengden og den mengden plantene kan nytte, er mindre for fosfor (jfr. totalinnhold av P). Men jamfører vi med innholdet i de alminnelige jordbruksvekstene, finner vi at det likevel er en liten del av fosforet som årlig blir brukt av plantene.

Plantene kan altså li av mangel på stoffer som det finnes store mengder av i jorda. Stoffene forekommer da i en slik form at de ikke kan nyttiggjøres av vekstene. En stor del av stoffet kalium er bundet i kaliumfeltspat (ortoklas og mikroklin). Disse mineralene nedbrytes meget langsomt kjemisk fordi de har særlig sterk krystaloppbygning. Fosforet kan være fastholdt i nesten uopløselig form i apatitt eller jern- og aluminiumfosfater. Et stort nitrogeninnhold i jorda er ikke til direkte nytte i planteernæringen dersom alt er bundet i eggehvittemolekyler.

3. Næringsstoffene i jorda

A. Nitrogen

Det aller meste av nitrogenet i jordmaterialet finnes i organiske forbindelser. I godt omdannet humus er nitrogeninnholdet noenlunde konstant. Det totale nitrogeninnholdet er altså i fastmarksjord under gunstige jordbunnsforhold tilnærmet proporsjonalt med humusinnholdet. I råhumus og torvjord varierer innholdet av nitrogen sterkt. F.eks. i dårlig mosetorv kan det være mindre enn 1%, og i særlig gunstige torvtyper 3-4%.

Fra de organiske nitrogenforbindelsene kan det bli avspaltet ammoniakk. (Mengdeforholdet mellom NH_3 og NH_4 i jordvæska avhenger av pH. I sur jord er det ubetydelig ammoniakk.) Under gunstige forhold oksyderes ammonium av nitrifikasjonsbakteriene til nitrat.

Det antydes at mengden av totalnitrogenet som årlig overføres til uorganisk form, er av størrelsesorden 1% under våre jordbunnsforhold. I varmere klimaområder kan denne mineraliseringen av organiske forbindelser gå betydelig raskere.

Ved forsøk med korndyrking på særlig god myrjord har det i Norge vist seg at en kan få tilfredstillende avlinger uten nitrogengjødsling. Frigjøringen av nitrogen fra jorda er tilstrekkelig stor.

Ammoniumionene kan bindes som andre kationer til elektronegative partikler. Nitrationene blir praktisk talt ikke absorbert ved slike fysikalsk-kjemiske prosesser i jorda. Det har vist seg at NH_4 -ionene (på lignende måte som K-ionene) kan bindes i ikke-ombyttbar form inne i partikler av sjiktgittermineraler. En snakker da om fiksering av ammonium. Det synes særlig å være lerimineralene illitt og vermiculitt som har stor evne til å binde ammonium og kalium på denne måten.

Ved utvasking føres det bort nitrogen fra jordsmonnet i nitrationer og i organiske forbindelser. Det forsvinner ubetydelig av ammoniumioner med sigevannet.

Når jorda vannmettes, kan det bli muligheter for tap av elementært nitrogen etter denitrifikasjon (mikrobiologisk reduksjon) av nitrat.

Omsetningshastigheten for nitrogenforbindelser har betydning for virkningen av tilført gjødsel. F.eks. er urinstoffet ($\text{CO}(\text{NH}_2)_2$) i handelsgjødselen urea lettoppløselig i vann og bindes ikke nevneverdig til jordpartiklene. Etter hydrolyse kan ammoniumionene absorberes. Hvis det foregår nitrifikasjon, kommer nitrogenet igjen inn i en forbindelse som lett kan føres bort med sigevannet.

B. Fosfor

Størsteparten av fosforet i det naturlige jordsmonnet stammer opprinnelig fra apatitt-mineralene i bergartene.

Foruten fluorapatitt ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$) og hydroksydapatitt ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$) er det i jordsmonnet påvist mineraler av jern-

og aluminiumfosfater. Fosfationer kan bindes til oksyder og hydroksyder av jern og aluminium i kolloidal tilstand. Kalsium- og fosfationer kan utfelles sammen og danne forskjellige typer av kalsiumfosfat.

I sur jord går det som regel i oppløsning forholdsvis mye jern og aluminium. (Ved stigende hydroksydionekonsentrasjon er det mindre seskvioksyder i oppløsning fordi hydroksydene av disse treverdige metallene er tungtoppløselige.) Det er utført laboratorieforsøk (f.eks. av professor T.Gaarder) som viser at jern- og aluminiumfosfater er minst oppløselige ved lav pH, mens kalsiumfosfatene har minimum av oppløselighet ved noe høyere pH. Hvis det ble brukt ekvivalente stoffmengder, hadde ferrifosfat sitt oppløselighetsminimum ved pH 2,2, aluminiumfosfat ved pH 3,7 og kalsiumfosfat ved pH 6,6. Var det stort overskudd av jern og aluminium, ble praktisk talt alt fosfor utfelt i pH-intervallet 4 - 7,5. Ved endring av pH, f.eks. ved kalking, kan vilkårene for fosforbindingen forandres. Plantene vil som regel ha lettere for å ta opp fosfor som er bundet til kalsium enn til jern eller aluminium.

Under naturlige forhold kan kjemisk aktive jern- og aluminiumkomponenter bindes til elektronegative kolloider, særlig humus- og silisiumkolloider. Et stort innhold av slike acidoider kan altså medføre muligheter for større mengder fosfationer i oppløsning.

Fosfationer kan bindes direkte til overflaten av mineraler som inneholder jern og aluminium. Det er f.eks. påvist sterk binding av fosfationer til leirmineraler.

En betydelig del av totalfosforet i jordsmonnet finnes i organiske forbindelser. Etter undersøkelser i Danmark og Finland synes ofte 30-50% av det totale fosforinnholdet i matjordlaget i dyrka fastmarksjord å finnes i det organiske materialet. Det er særlig i fytin og nærstående forbindelser, og i mindre mengder i nukleinsyrer at fosfor forekommer i det organiske jordmaterialet. I viktige ensystemer inngår fosfor. Det har hittil vært umulig å påvise i kjente organiske forbindelser alt det fosfor som finnes i det organiske jordmaterialet. (Tilsvarende forhold gjelder også for nitrogen.)

Fordi en så stor del av fosforet finnes i organisk materiale, vil omsetningene i humusen være viktige for plantenes fosforernæring.

Fosforet bindes særlig sterkt, og derfor fjernes som regel bare små mengder ved utvasking fra jordsmonnet. Rein mosetorv med lite innhold av kalsium, aluminium og jern kan danne unntak fra denne hovedregelen. Her kan fosforet være forholdsvis lett transportabelt.

C. Svovel

I bergartene finnes en stor del av svovelet i sulfid-mineraler. Men i jordsmonn med noenlunde gode dreneringsforhold vil sulfidsvovelet være oksydert til sulfat. Da de negativt ladde sulfationene ikke bindes i større utstrekning av jordpartiklene, har de lett for å bli utvasket med sigevannet.

Det meste av svovelet i jordsmonnet finnes i det organiske materialet, bl.a. som bestanddel av aminosyrer. Fra jordsmonnet foregår det stadig utvasking av sulfationer. Men det tilføres også atskillig svovel med nedbøren.

D. Kalium

I jordsmonn av liten geologisk alder, som i vårt land, finnes som regel mye kalium i bergartsdannende mineraler. Det er feltspat (særlig ortoklas og mikroklin) og glimmer som inneholder den aller største delen av kaliumet i bergartene. I gjennomsnitt har bergartsmassene mange ganger så mye kaliumfeltspat som glimmer. Men i Norges fjellgrunn er det omtrent like mye av disse to mineralgruppene. Årsaken til det store glimmerinnholdet er at vi har mye av sedimentære og metamorfe bergarter.

Kaliumfeltspatene nedbrytes meget langsomt ved kjemisk forvitring fordi disse mineralene har særlig sterk krystalloppbygning. Fra glimmermineralene kan det derimot lett avgis kalium.

På lignende måte som i glimmer inngår kalium i sjiktgitterne i leirmineraler av typen illitt og vermiculitt.

Litt kalium i glimmer og glimmerlignende leirmineraler er direkte vannoppløselig, og betydelige mengder foreligger i ombyttbar form. Resten av kaliumionene blir holdt sterkere fast. Noe kan oppløses ved behandling med syre, f.eks. 10% HCl, mens endel bare kan bringes i oppløsning ved fullstendig oppslutning av mineralpartiklene. Feltspat inneholder mye av uoppløselig og tungtoppløselig kalium, og lite av de lettere oppløselige fraksjonene.

Humusstoffene er fattige på kalium, men det som finnes er forholdsvis lett oppløselig. F.eks. viste en undersøkelse at omkring halvparten av det totale kaliuminnholdet i torvprøver fra Ås-myra var vannoppløselig. Ved tilsvarende analysing av råhumusprøver fra Søre Osen i Østerdalen ble den vannoppløselige fraksjonen funnet å utgjøre en tredjedel.

Det vil på den ene sida være likevekt mellom vannoppløselig og ombyttbart kalium, og på den andre sida mellom ombyttbart og den noe tyngre oppløselige kaliumfraksjonen. På lang sikt kan altså noe forholdsvis tungtoppløselig (syreoppløselig) kalium overføres til en slik form at det kan utnyttes av plantene. Men på tilsvarende måte kan også vannoppløselig kalium, f.eks. tilført ved gjødsling, gå over i tungtoppløselig form (fikseres) i sjiktgittermineraler.

Leirjord har i alminnelighet betydelige reserver av kalium som kan komme plantene til nytte, mens myrjord som regel må gjødsles med alt det kalium plantene trenger.

Endel kalium blir fjernet fra jordsmonnet med sigevannet.

E. Kalsium

I bergartene er mye kalsium bundet i plagioklas feltspat (særlig i anortitt-rik plagioklas). Ellers finnes det kalsium også i et stort antall andre silikater. I kalkstein og dolomittbergarter finnes kalsium i karbonater, og disse mineralene er lett nedbrytbare sammenlignet med silikatene.

(Jfr. inndeling av bergartene etter forvittringsvirkningen og bestemmelse av basemineralindeks.)

Som regel vil plantene få tilfredsstilt behovet for næringsstoffet kalsium. Men stoffet har gunstig innvirkning i jordsmonnet på mange andre måter. Det er derfor fordelaktig med et stort innhold av oppløselige kalsiumforbindelser. (Problemet om kalktilstand og "basemetningsgrad" blir drøftet i seinere avsnitt.)

Kalsiumkarbonat har sterk innvirkning på pH i jorda. Så lenge det finnes finfordelt kalsiumkarbonat, vil pH ligge over nøytralt punktet. (I vannoppløsning i likevekt med fast CaCO_3 vil pH være 8,4 når CO_2 -innholdet er 0,03 volumprosent i atmosfæren over oppløsningen. Ved et CO_2 -innhold på 100%, blir pH-verdien 6,1.)

Under humide klimaforhold er utvaskingen av kalsium fra jordsmonnet forholdsvis stor.

F. Magnesium

Magnesiuminnholdet er som regel størst i silisiumfattige ("basiske") bergarter. Som alminnelige magnesiumrike mineraler kan nevnes silikatene olivin, rombisk pyroksen og biotitt, og videre karbonatene dolomitt og magnesitt. Mange andre alminnelige silikater f.eks. i gruppene amfibol, pyroksen og granat inneholder magnesium.

I alminnelighet vil det være tilstrekkelig av tilgjengelig magnesium for plantene. Men særlig i forbindelse med sterk kaliumgjødsling på jord med lite leirinnhold opptrer det magnesiummangel. Ved nydyrking av podsoljordsmonn er det ofte behov for magnesiumtilføring.

Endel magnesium som vaskes ut fra de øverste jordlagene, kan bli holdt fast igjen dypere nede. Stoffet har stort sett forholdsvis lettere for å bindes til mineralmateriale enn til humus. Selv om det føres bort med sigevannet mye magnesium fra de øverste jordsjiktene, er magnesiuminnholdet i ellevannet som regel relativt lite.

G. Jern

Som nevnt (avsnitt XII, 2) er det i alminnelighet et meget stort totalinnhold av jern i jorda sammenlignet med den mengden plantene tar opp.

Det hører til sjeldenhetene at plantene lir av jernmangel. I jord med høy pH kan det unntaksvis bli for lite tilgjengelig jern for plantene. ($\text{Fe}(\text{OH})_3$ er tungt oppløselig.)

I spesielle tilfelle er det også påvist jernmangel på planter som vokser i jord med lav pH. Det opptrer mange steder mangel på jern på dyrka myrjord langs vestkysten av Norge. Tilføring av kopparsulfat har vist seg å gjøre denne formen for jernmangel verre. På tilsvarende måte forverres mangelen ved uttørking av myrjorda.

I sterkt reduserende miljø kan det i unntakstilfelle opptre så mye oppløselige ferroforbindelser at det fører til forgiftning av plantene.

H. Mikronæringsstoffer

I tillegg til de 10 grunnstoffene det i lang tid har vært kjent at plantene må ha, trenger de små mengder også av noen andre stoffer. Ofte brukes betegnelsen makronæringsstoffer om de "klassiske" næringsstoffene, og mikronæringsstoffer om de øvrige. Det er nå kjent at mangan, kopper, bor, molybden, sink og klor er mikronæringsstoffer. Navnet sporstoffer brukes om alle stoffer som finnes i meget små mengder ("spor") i plantene, både mikronæringsstoffer og ikke nødvendige stoffer. Muligens vil fortsatt forskning føre til at flere grunnstoffer må medregnes blant mikronæringsstoffene. Av jern trenger plantene så lite at det regnes å stå på overgangen mellom mikro- og makronæringsstoffene. Det synes i seinere tid å være tendens til å regne jernet som mikronæringsstoff.

Mikronæringsstoffer opptrer i en hel rekke forskjellige mineraler. Noen av dem er viktige malmmineraler. Mange mineraler som inneholder mikronæringsstoffer, f.eks. sulfider, er ustabile i alminnelig jordsmonn.

I jordsmonnet er ellers mikronæringsstoffene knyttet til humus og til sekundære uorganiske partikler.

Sammenlignet med de mengdene plantene kan ta opp, er det ofte et forholdsvis stort totalinnhold av mikronæringsstoffer i jorda. Når plantene i slike tilfelle lir av mangel, er årsaken at stoffene er bundet i utilgjengelig form.

Stort sett er sporstoffmangel for plantene mer alminnelig på grovkornet og sterkt utvasket jord enn f.eks. på leirjord. Ombroget preget torvjord er relativt ofte utsatt for mangel på mikronæringsstoffer.

Det er sammenheng mellom pH og kalktilstand hos jorda og tilgjengelighet av mikronæringsstoffer. Generelt sett vil kalking vanskeliggjøre tilgangen av bor, mangan, kopper og sink for plantene, men lette tilgangen av molybden.

4. Enkelte andre stoffer

Noen sporstoffer som ikke er nødvendige for plantene, er av stor betydning for dyreorganismer. Det kan altså bli et viktig problem om vegetasjonen har hatt så god tilgang på slike stoffer at plantemassen inneholder tilstrekkelig for dyr og mennesker.

Fluor og jod adsorberes i liten utstrekning til jordpartikler og har altså relativt lett for å vaskes ut. Men de kan opptre i forholdsvis motstandsdyktige mineralgitter og inngå i organiske forbindelser. Særlig i områder nær havet kan tilføring av halogener med nedbøren ha stor betydning for organismene.

Kobolt forekommer på lignende måte som jern. Det er et nødvendig stoff for dyreorganismene (f.eks. som bestanddel av vitamin B₁₂).

Selen er også nødvendig for dyreorganismene. Det finnes svært lite av dette stoffet i jorda.

De tre tungmetallene bly, kadmium og kvikksølv regnes ikke å være nødvendige for planter og dyr, og de kan være giftige selv i meget små konsentrasjoner. I jorda bindes disse elementene sterkt til humus. Ved forurensning fra atmosfæren blir det opphopning av stoffene i de aller øverste

jordsjiktene. I Norge er det påvist naturlig blyforgiftning av jordsmonnet, til dels med meget karakteristisk vegetasjon.

5. Oversikt over absorpsjon av elektrolytter

Det er over 100 år siden det ble fastslått eksperimentelt at leire kunne absorbere oppløste elektrolytter. Engelskmannen J. Way offentliggjorde i 1850 en undersøkelse som viste at det foregår ioneombyttingsprosesser når leire blir behandlet med elektrolyttoppløsninger.

Foruten denne formen for absorpsjon, kan jorda holde fast elektrolytter ved at det utfelles tungtoppløselige forbindelser og ved at mikroorganismer tar opp stoffene og gjør dem til bestanddeler av sin egen kroppsmasse.

Absorpsjon ved ioneombyttingsprosesser spiller størst rolle for positivt ladde ioner. Som nevnt har det meste av jordmaterialet syreegenskaper. Jorda har derfor som regel betydelig kationebyttekapasitet, og denne ioneombyttings- evnen stiger under ellers like vilkår med stigende innhold av humus og med minkende kornstørrelse hos mineralpartiklene. Det meste av kationebyttekapasiteten til mineralmaterialet er knyttet til leirfraksjonen. For raskt å skaffe seg en antydning om størrelse av ombyttingskapasiteten kan en bruke verdien 200 m.e. pr. 100 g humusstoffer, 30 m.e. pr. 100 g av leirfraksjonen (< 0,002 mm) og se bort fra ionebyttingsprosesser i det grovere mineralmaterialet. Brukes T for kationebyttekapasitet i m.e. pr. 100 g, x for % av leirfraksjonen og y for % humus, får en:

$$T = 0,3 x + 2 y$$

F.eks. jord med et leirinnhold på 20% og 5% humus skulle etter dette ha en ombyttingskapasitet på anslagsvis 16 m.e. pr. 100 g.

For næringsstoffene kalium, kalsium og magnesium er det absorpsjon ved ioneombyttning som spiller størst rolle. Natrium bindes også på denne måten, og det samme gjelder jern.

En inndeler leirjorda i kalsium-, natrium- og hydrogenleire etter hvilke av disse tre ioneslagene som dominerer. Kalsiumleira har de gunstigste egenskapene for planteproduksjon. I vårt land er overgangsformer mellom kalsium- og hydrogenleire meget alminnelige i jordsmonnet.

Blant mikronæringsstoffene opptrer mangan, kopper og sink som kationer og kan absorberes ved ioneombyting.

Spørsmålet om ulikhet i absorpsjonsstyrke for de forskjellige stoffene er, uttrykt på en annen måte, spørsmålet om ulik fortrenningsevne. Det kan minnes om at stort sett absorberes ionene sterkere desto større ladning de har og desto mindre hydratiserte de er.

Det absorberende stoffet har også, som nevnt, innflytelse på absorpsjonsstyrke og mengdeforhold mellom de stoffer som bindes. En har prøvd å utnytte dette teknisk. Ved en norsk undersøkelse (doktorarbeid fra 1948 av A. Skogseid) ble det laget kolloider som har selektiv absorpsjonsevne overfor et bestemt kation ved polymerisering av organiske syrer som danner tungt oppløselige forbindelser med dette stoffet. Det var mulig på denne måten å framstille kolloider (polystyrenderivater) som har en sterk utvelgningsevne overfor kalium. (En viktig grunn til at disse undersøkelsene ble tatt opp, synes å være ønskemålet om å utnytte sjøvannets salter som kaliumkilde for handelsgjødsel framstilling. Den syntetiserte ionebyttersubstansen fikk ikke noen praktisk bruk i gjødselindustrien, men den har fått noe anvendelse i medisinen.)

Ved slik selektiv binding til syntetiske ionebytterser det ut til å opptre bindingskrefter av tilsvarende type som ved molekyl dannelselse. I jordsmonnet bindes kalsium særlig sterkt til humusstoffer, og dette synes å ha en lignende årsak. Kalium- og ammoniumioner kan absorberes sterkt (fikses) av silikater med sjiktgitterstruktur. Det antas å være sammenheng mellom dette forholdet og at disse ionene har omtrent samme størrelse som oksygenionene i silikatgitteret. Ionene av kalium og ammonium skulle altså passe særlig godt inn i bestemte gittertyper.

Det har ellers vist seg at konsentrasjonen av oppløsningen har betydning for mengdeforholdet mellom de stoffene som absorberes. Den såkalte Donnan-likevekten er til dels brukt som grunnlag for teoretiske utgreiinger vedrørende ioneombyttingsprosesser i jorda. Donnan har forsøkt å forklare fordelingen av ioner med forskjellig ladning i systemer der ionene ikke kan vandre fritt enten på grunn av membraner eller på grunn av elektrostatiske krefter. Ut fra Donnan-ligningen kan det vises at ved fortykning av oppløsningen omkring kolloidpartiklene favoriseres binding av to-verdige ioner i forhold til en-verdige. Omvendt vil stigning i konsentrasjon føre til relativt sterkere adsorpsjon av de enverdige ionene. Det samme forholdet kan også uttrykkes på følgende måte: Desto større evne et kolloid har til å binde ioner i forhold til elektrolyttkonsentrasjonen i væsken omkring, desto mer vil det bli tatt opp av to-verdige ioner jamført med en-verdige.

(Det minnes ellers om alminnelige lovmessigheter for ionebyttprosesser som er gjennomgått tidligere. Det finnes også utformet matematiske uttrykk for kvantitative sider ved ioneadsorpsjon, men vi skal ikke gå nærmere inn på dette spørsmålet her.)

Som resyme kan føres opp de egenskapene ved det absorberende materialet og ved oppløsningen ioneadsorpsjon i første rekke er avhengig av:

- I. Det absorberende materialet: 1) kjemisk sammensetning, 2) ionebyttekapasitet og 3) mengdeforhold mellom forskjellige ombyttbare ioner.
- II. Oppløsningen: 1) totalkonsentrasjon og konsentrasjonsforhold, 2) valens, 3) størrelse, 4) vekt, 5) hydratasjon, og 6) evne til dannelselse av molekylobindinger.

Plantene kan ta opp næringsstoffer som finnes oppløst i jordvæsken. Dessuten regner en at de kan utnytte ombyttbare ioner. Ved ioneombyttingsprosesser kan altså oppløselige plantenæringsstoffer bli holdt fast så de ikke vaskes bort med sigevannet. Men som nevnt for kalium og ammonium, kan næringsstoffer i noen tilfelle bli absorbert så sterkt på denne

måten at de for kortere eller lengre tid blir utilgjengelige for plantene. Noe lignende kan gjelde ved kopper-binding til humusstoffer. Fukting og tørking fremmer en sterk binding av kaliumioner i sjiktgitterminerale. Det er ellers selvfølgelig ikke noen skarp grense mellom absorpsjon ved ioneombyttning og ved utfelling av tungt oppløselige stoffer.

Absorpsjon ved utfelling regnes å være den viktigste bindingsformen for fosfor. Det minnes om at oppløseligheten av de alminnelige fosfatene er avhengig av hydrogenionekonsentrasjonen.

For nitratnitrogenet spiller den mikrobiologiske absorpsjonen størst rolle. Da de fleste kolloidpartiklene i jorda har negativ ladning, har altså jordmaterialet liten evne til å holde fast anioner ved ioneombyttning. Ammoniumnitrogenet kan derimot bindes ved alminnelige ombyttingsprosesser på samme måten som kalium og kalsium.

Mikroorganismene absorberer også alle de andre stoffene de trenger for sin utvikling. Enkelte av plantenæringsstoffene har mikroorganismene så lite behov for sammenlignet med de mengdene som finnes i jorda, at binding på denne måten ikke spiller større rolle. For endel av mikronæringsstoffene ser det ut til at denne biologiske absorpsjonen kan ha stor betydning. (Jfr. også mikrobiologisk absorpsjon av fosfor når forholdet C/org. P er 200 eller større.)

6. Jordreaksjon, "basemetningsgrad" og kalktilstand

Straks etter at det var utformet eksakte og raske metoder til bestemmelse av hydrogenionekonsentrasjonen, ble det en veldig interesse for pH-bestemmelser i jordprøver. Men det viste seg etter hvert at det ikke var noen enkel sammenheng mellom pH og plantevekst. En kan heller ikke vente at et enkelt ioneslag aleine skulle være fullstendig avgjørende når konsentrasjonen bare varierer innenfor forholdsvis snevre grenser.

I vårt land har jordsmonnet over de aller største arealene sur reaksjon. For dyrka fastmarksjord over Østlandet

synes de fleste av de analyserte prøvene å ha pH mellom 5,5 og 6,5. Det er ikke stor prosent av prøvene som har pH under 5,0 eller over 7,0. Sannsynligvis er det lignende forhold i andre landsdeler, men det er her ennå ikke utført så omfattende undersøkelser. I myrjord er som regel pH noe lavere enn i fastmarksjord.

Sterk kalking kan føre til alkalisk reaksjon, og i jord som inneholder kalsiumkarbonat fra naturens side, ligger selvfølgelig også pH over nøytralpunktet. Jordsmonn med naturlig forekomst av kalsiumkarbonat finner en særlig over skjellbankene langs kysten og i nedbørfattige trakter der det er kalkstein i fjellgrunnen, f.eks. enkelte steder i Oslofeltet og langs fjellkjeden. Saltbitterjorda i Gudbrandsdalen har også i alminnelighet alkalisk reaksjon. I jordsmonn av liten alder vil pH som regel ligge høyt.

Ved de alminnelige pH-bestemmelsene slemmes jorda ut i destillert vann i et bestemt mengdeforhold. Dersom det i stedet for vann blir brukt kaliumkloridoppløsning, vil pH som regel bli lavere. Kaliumionene vil fortrenge endel hydrogenioner på kolloidpartiklene. Hydrogenionene vil dermed komme ut i væsken og senke pH. Det kan også forekomme ombytting av kaliumioner med aluminium- og ferri-ioner, og endel av pH-senkningen kan dermed skyldes at disse treverdige ionene binder til seg hydroksydioner. Større fortrenningsevne enn kalium har toverdige metaller, f.eks. barium og kalsium.

Brukes et salt med enverdig metallion og toverdige anion, f.eks. natriumsulfat i stedet for kaliumklorid, skulle pH-nedgangen bli mindre fordi SO_4 -ionene har større evne enn klorionene til å bytte plass med OH-ioner. I jordmateriale med mye basiske grupper, og dermed høyt isoelektrisk punkt, kan anionenes evne til å fortrenge hydroksydioner være større enn kationenes evne til å fortrenge hydrogenioner. Det kan altså bli en stigning i pH ved salttilsetning jamført med pH i vann. Slik stigning kommer lettest fram når en bruker oppløsning av salter med høyere valens hos det negative enn hos det positive ionet. Ved sammenligning av pH-verdiene en får

i vann og i saltoppløsninger, f.eks. med forskjellig valens hos kation og anion som bariumklorid og natriumsulfat, kan en i noen grad få innblikk i egenskapene til kolloidmaterialet.

I mange tilfelle er det av interesse å se hvor raskt hydrogenionekonsentrasjonen forandrer seg ved tilsetning av henholdsvis syre og lut. En veier da av flere like store analyseprøver av den samme jordprøven. Den ene slemmes ut i destillert vann på vanlig måte, og de øvrige deler en i to grupper og tilsetter stigende mengder av henholdsvis syre- og lutoppløsning. Etter at elektrolyttene har fått tid til å reagere med jorda - vanligvis etter et døgn - måles pH. Sammenhengen mellom elektrolytt-tilsetningen og pH-forandringen framstilles grafisk som titreringskurver. Figuren nedenfor viser titreringskurver for de tre forskjellige sjiktene i et brunjordprofil.

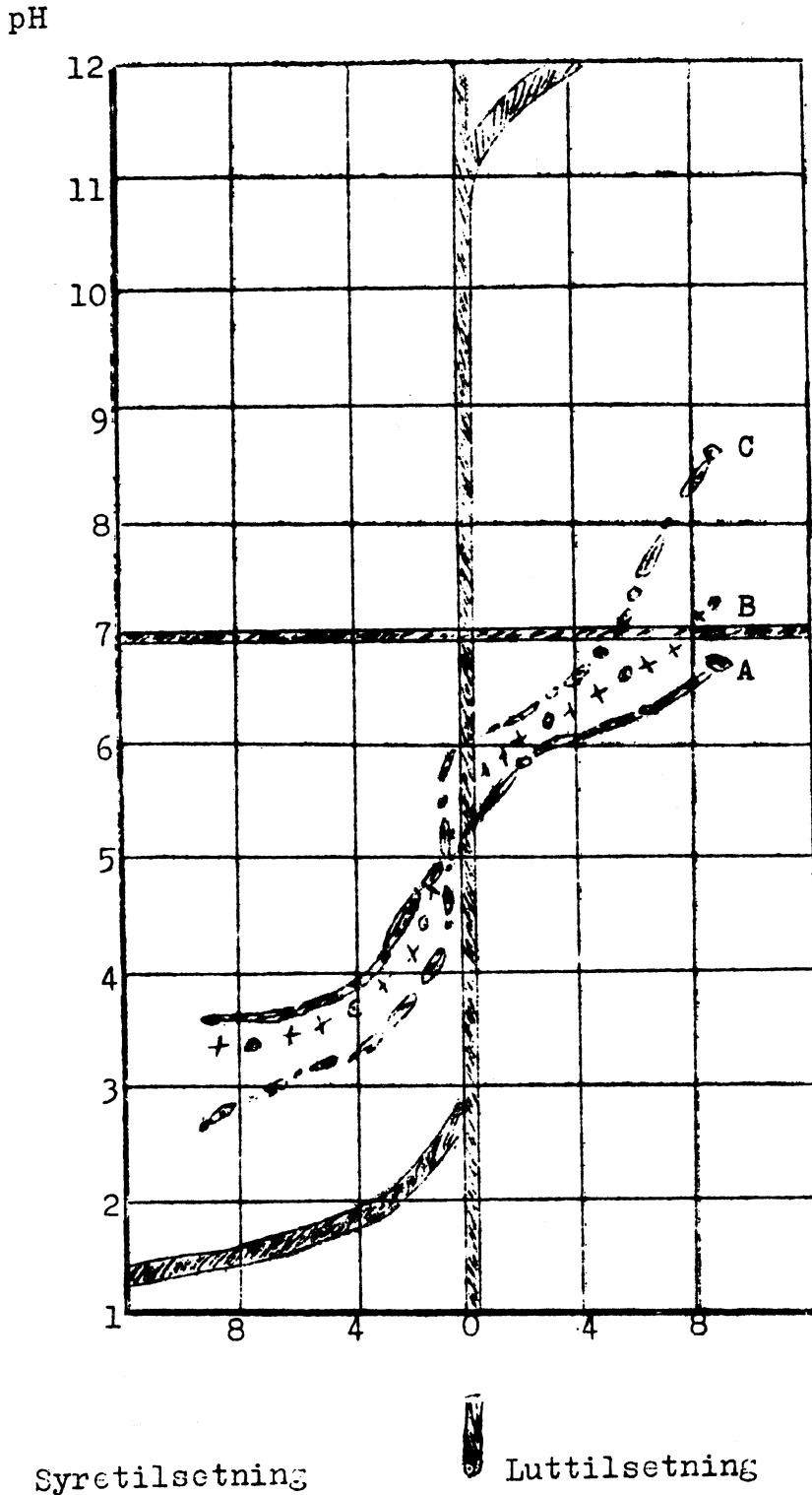


Fig. 7. Titreringskurver for A, B og C-sjikt i brunjord.

Desto større bufferevne materialet har, desto mindre forandring blir det i pH. Men en sammenligning bare av kurveforløpet gir ikke alltid noe fullstendig bilde av motstandsevnen mot forandring i reaksjonen, bl.a. fordi pH-skalaen er logaritmisk. Talluttrykk for bufferevnen kan en skaffe seg ved å regne ut hvor stor prosentdel av den tilsatte elektrolyttmengden som ikke har ført til endring i pH. Dette tallet kalles bufferprosent og beregnes for intervallet mellom 2 og 2 punkter på titreringskurven. På tilsvarende måte som titreringskurver kan en tegne bufferprosentkurver.

De negative kolloidpartiklene er omgitt dels av hydrogenioner og dels av metallkationer. Sammen med metallionene regnes i dette tilfelle ammoniumioner. En sier at kolloidene er mer eller mindre mettet med metallkationer. Hvor mye metallkationer kolloidene kan holde fast, avhenger bl.a. av pH i væsken omkring partiklene. Når en skal oppgi hvor store mengder metallkationer materialet kan inneholde, må en altså forklare hvilken H-ione-konsentrasjon bestemmelsen er utført ved.

Begrepet "basemetningsgrad" (metningsgrad) defineres i alminnelighet som prosentdel av ombyttbare metallkationer jorda inneholder av den mengde den kan inneholde ved nøytral reaksjon.

En enkel metode til måling av "basemetningsgraden" går ut på å behandle jordprøven med en nøytral oppløsning av kalsiumacetat ($\text{Ca}(\text{CH}_3\text{COO})_2$), bestemme mengden av H-ioner jorda gir fra seg og dessuten den kalsiummengden jorda har klart å holde fast. Når sur jord blir gjennomvasket på filter med kalsiumacetat med pH 7,0, vil den avgi hydrogenioner til acetationene, og det dannes dermed eddiksyremolekyler. pH synker altså under 7,0 i filtratet. Mengden av hydrogenioner som blir frigjort fra jorda ved denne behandlingen, kan måles ved at en titrerer filtratet med lutopløsning tilbake til pH 7,0. Jorda blir vasket forsiktig med vann for å fjerne overflødig kalsiumacetat. De adsorberte kalsiumionene fortrenses f.eks. med ammoniumklorid og bestemmes kvantitativt. Da jorda var fullstendig mettet med kalsium ved pH 7,0, er tallet for

kalsiuminnholdet et direkte mål for ombyttingskapasiteten. Metningsgraden kan en regne ut i prosent på denne måten:

$$\text{"Basemetningsgrad" (V)} = \frac{(\text{m.e. Ca}^{++} - \text{m.e. H}^+) \cdot 100}{\text{m.e. Ca}}$$

Andre prinsipper kan også brukes for bestemmelse av "basemetningsgraden". En kan bestemme enkeltvis de viktigste metallkationene etter fortrenkning med en nøytral oppløsning f.eks. av ammoniumacetat. Senkningen av pH i filtratet kan brukes som mål for mengden av H-ioner. Det foretas da jamføring med en nøyaktig standardkurve som viser pH-senkning i oppløsning av ammoniumacetatet ved tilsetning av bestemte mengder av hydrogenioner. H-ionemengden kan ellers bestemmes ved titrering som nevnt foran. En regner at de fire slags ionene Ca, Mg, K og Na til sammen utgjør det aller meste av metallkationene. "Basemetningsgraden" kan etter denne framgangsmåten beregnes slik:

$$V = \frac{(\text{m.e. Ca} + \text{Mg} + \text{K} + \text{Na}) \cdot 100}{\text{m.e. H} + \text{Ca} + \text{Mg} + \text{K} + \text{Na}}$$

Endel av hydrogenionene som bestemmes etter disse framgangsmåtene, er i mange tilfelle frigjort ved reaksjon mellom OH-ioner og treverdige metallioner.

Figuren nedenfor gir et skjematisk gjennomsnittsbilde av ionefordeling i dyrka jord. Under humide klimaforhold pleier det å være kalsium som dominerer blant metallionene. I Norge har dyrka jord ofte metningsgrad av størrelsesorden 50-70%. Kalking vil særlig være aktuell for jord med lav "basemetningsgrad". Måling av pH kan ellers være til hjelp ved vurdering av behovet for kalking. For samme slags jord er det selvfølgelig nøye sammenheng mellom pH og "basemetningsgrad".

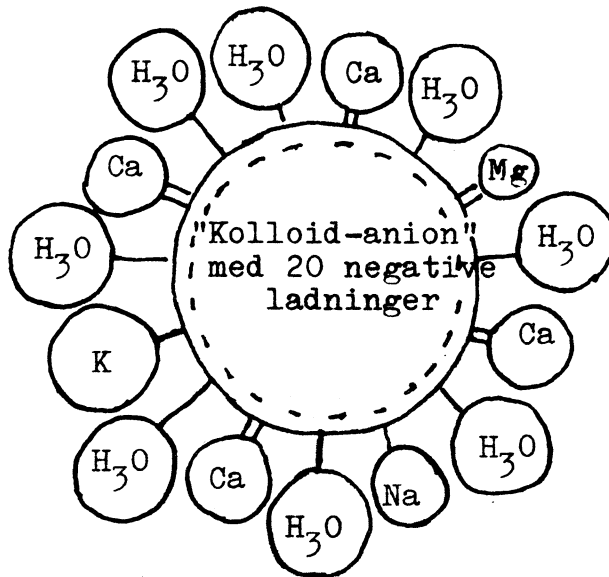


Fig. 8. Forholdet mellom en kolloidal jordpartikkel og ionene som omgir den. Kationene er tegnet i noenlunde riktig relativ størrelse. Denne jordpartikkelen har en "basemetningsgrad" på 60%.

7. Metoder for bestemmelse av tilgjengelig næring for plantene

I løpet av mer enn 100 år er det arbeid mye med spørsmålet om laboratoriemetoder som hjelpemiddel ved bestemmelse av de næringsmengder plantene kan ta opp fra jorda. Det er utformet et meget stort antall kjemiske metoder for dette formålet, men de fleste er blitt forkastet etter kort tid.

I Norge brukes nå en metode som i hovedtrekkene er utarbeidd i Sverige (av H. Egnér og medarbeidere), til rettleiing for vurdering av behovet for gjødsling av kulturjord med fosfor og kalium. . Jordprøvene ekstraheres med en oppløsning som bl.a. inneholder eddiksyre og melkesyre, og har pH 3,75. Analyseresultatene blir uttrykt i mg pr. 100 g lufttørr jord, og tallene kalles P-AL og K-AL. Også magnesium- og kalsiuminnholdet kan bestemmes etter denne metoden.

For bestemmelse av reserver av noe mer tungtoppløselige fraksjoner er brukt ekstrahering med sterkere syrer.

Foruten kjemiske metoder finnes det biologiske laboratoriemetoder til undersøkelse av gjødsel- og kalktilstand.

F.eks. er veksthastigheten til bestemte mikroorganismer blitt brukt som mål.

Ved gjødslingsforsøk kan det registreres hvordan plantene reagerer på bedring av næringstilgangen.

Mangel på enkelte næringsstoffer kan føre til at plantene får bestemte sykdomssymptomer.

Sammenligninger mellom gjødslingsforsøk og andre lignende registreringer på den ene sida og laboriemetoder på den andre, er nødvendige som utgangspunkt når en skal bruke laborieanalysene for praktiske tilrådinger i planternæringssspørsmål.

8. Noen tall for tilføring av stoffer med nedbør og gjødsel og bortføring med sigevann

Opplysninger om noen viktige sider av stoffomsetningen kan en få ved å studere de stoffmengdene som blir tilført og fraført jordsmonnet.

Tabellen nedenfor viser store variasjoner i stofftilførsel med nedbøren i forskjellige deler av landet.

Årlig stofftilføring med nedbørvann ved norske stasjoner

Stasjon	År	Nedbør mm	Tilførte stoffmengder med nedbøren, g/dekar								pH (middel)
			S	Cl	NO ₃ -N	NH ₃ -N	Na	K	Mg	Ca	
Ås	1955-62	719	616	697	146	156	488	137	94	536	5,3
Vågåmo...	1955-62	292	294	135	30	46	134	108	50	406	6,2
Lista....	1955-62	1025	1871	25742	345	276	14831	839	1734	1381	4,9
Ytterøy..	1957-62	640	393	3246	57	75	1820	283	273	561	5,9
Tana.....	1958-62	336	409	1613	31	69	966	138	132	413	6,0
Gjermund- nes..	1957-62	991	501	4570	53	106	2785	185	364	584	5,9
Stend....	1957-62	1116	907	4365	148	209	2491	245	336	643	5,4
Fortun...	1957-62	622	366	404	51	98	253	123	60	528	6,0
Fanaråken	1957-62	616	320	424	55	86	363	120	53	264	5,8
Trysil...	1957-62	673	465	187	88	107	126	81	42	394	5,7
Kise.....	1957-62	543	417	141	92	126	104	75	45	491	5,7
Dalen, Telemark.	1957-62	768	504	340	112	90	240	165	66	759	5,9

I seinere år er det blitt en stigning av svovelinnhold og senkning av pH i sørlige deler av landet på grunn av forurensing av atmosfæren.

Under naturlige vilkår blir det aller meste av den næringen plantene tar opp, ført tilbake til jordsmonnet. For kulturjord kan forholdene være annerledes. Men hvis plantemassen brukes som fôr, kan mye av næringsstoffene komme tilbake til jorda med husdyrgjødsel. Det har i Norge vært stadig stigning i bruk av handelsgjødsel. I 1973/74 ble det i alt i Norge omsatt vel 91 000 tonn N, knapt 25 000 tonn P og knapt 64 000 tonn K i handelsgjødsel.

Resultater fra lysimeterforsøk og undersøkelser av grøftevann og ellevann kan gi holdepunkter for vurdering av utvaskingstap av næringsstoffer. Fra Trøndelag foreligger undersøkelser av grøftevann fra leirjord på forsøks garden Voll (årene 1928-29 og 1932-33) og fra myrjord på forsøks garden Mæresmyra (1928-29). Det årlige stofftapet pr. dekar var for nitrogen 1,3-1,7 kg, for fosfor 2-6 g, for kalium 2,9-3,1 kg og for kalsium 12-27 kg.

Ved Institutt for jordkultur, NLH, er det utført omfattende analyser som angir utvaskingstap i lysimeterforsøk med forskjellig gjødsling og kalking.

Undersøkelser over ellevannet i Trøndelag viste omtrent samme bortføring av fosfor som for grøftevannet, men betydelig mindre for nitrogen, kalium og kalsium.

I forbindelse med undersøkelse av forurensningsproblemer har det i seinere tid foregått storstilete innsamlinger av data for norske vassdrag. Bl.a. er det foretatt omfattende analyser av elve- og bekkevann i Telemark og Agder i tilknytning til registrering av virkning av sur nedbør på skog og ferskvannsfisk.

XIII. Jordsmonndannelse

1. Oversikt over de jordsmonndannende prosessene

Tidligere i forelesningsserien er det gjort rede for mange av de prosessene som foregår i jordsmonnet. Nå skal vi forsøke å skaffe oss en samlet oversikt. Som utgangspunkt for drøftelsene kan vi tenke på prosessene som fører til at det blir utviklet jordsmonn i en nydannet geologisk laus-avleiring, f.eks. en bunnmorene. Med noe skjemativering kan de grupperes under disse fire hovedpunktene:

1. Forandringer av de fysiske egenskapene
2. Tilføring og omdannelse av organisk materiale
3. Kjemisk forvitring av mineralmaterialet
4. Materialtransport og -avleiring i profilet

Strukturen er i alminnelighet åpnere i jordsmonnet enn i undergrunnsjorda. De øverste jordlagene har fått forandret de fysiske egenskapene på grunn av frost og andre struktur-
endrende prosesser. I noen grad foregår det mekanisk forvitring av enkelte mineralpartikler. I grovkornet jord er resultatene av disse fysiske nedbrytingsprosessene lettest å registrere. Grus og sandjord har i matjordlaget i dyrka jord ofte litt finere mekanisk sammensetning enn de dypere sjiktene. I forvittringsjord er det særlig lett å se hvordan partikkelstørrelsen tiltar ned gjennom profilet. For finkornet jord medfører den mekaniske løsningen større vanngjennomtrengelighet og dermed større mulighet for stofftransport. Så lenge finkornet jord som leire har enkeltkornstruktur, kan den være ugjennomtrengelig for planterøtter. Slik jord kan altså ikke gi vilkår for plantevekst før den har fått åpnere struktur, f.eks. etter frostpåvirkning.

En annen form for fysiske forandringer er dannelse av faste sjikt i jordsmonnet. Slike herdnete lag, som aurhelle, kan være ugjennomtrengelige for planterøtter og dermed skadelige for vegetasjonen. Selv om ikke sammenkittingen har nådd så langt som ved dannelse av aurhelle i podsoljordsmonn, kan det f.eks. ved tiltetning med leirpartikler eller kolloidal

silisiumsyre være dannet et vanskelig gjennomtrengelig sjikt (jfr. det engelske uttrykket fragipan).

Sammensetning av det organiske jordmaterialet og de omdannelsesprosessene som foregår i det, er gjennomgått relativt grundig tidligere (se avsnitt VI). Det skal nå bare minnes om at uten tilføring av organisk materiale kan det ikke utvikles naturlig jordsmonn. Humusen har ellers innflytelse på andre prosesser. F.eks. er sigevannets oppløsende virkning sterkt avhengig av hvilke egenskaper det organiske materialet har.

Grunntrekk i den kjemiske forvitringen er gjennomgått under behandlingen av viktige kjemiske prosesser i jordsmonnet. Samtidig med nedbryting av opprinnelige, bergartsdannende mineraler foregår det oppbygning av nye mineralpartikler.

Ved drøftelse av spørsmålet om stofftransport og stoffavleiring i jordsmonnet kan det skilles mellom transport i ekte oppløsning, i kolloidal tilstand og i grovdispers form. Stoff-flytting foregår med vann, og ellers ved mekanisk sammenblanding av det faste jordmaterialet, f.eks. ved innvirkning av frost og av virksomhet til meitemark og andre dyr som lever i jorda.

Med kapillærvannet kan det føres materiale fra de dypere lagene opp til jordoverflaten. Det er først og fremst oppløselige stoffer som transporteres på denne måten. Når vannet fordampes fra jordoverflaten, konsentreres oppløsningen. Fortsetter den kapillære vanntransporten oppover gjennom lengre tid, kan konsentrasjonen bli så stor at selv relativt lett oppløselige stoffer felles ut. I saltjordtypene har slike forhold gjort seg gjeldende. Her finnes det utfelt stoffer som klorider, sulfater og karbonater av natrium, kalium, magnesium og kalsium. Innenfor et større areal føres det selvfølgelig ikke mer væske oppover enn nedover i profilet. Når det likevel kan bli stofftransporten oppover som preger jordsmonnet, er årsaken at kapillærvannet transporterer mer av oppløst materiale enn sigevannet. Det kapillære vannet ledes langsomt i de små åpningene og kommer dermed i mer intim kontakt med

det faste jordmaterialet enn sigevannet som opptrer i kortere perioder og fortrinnsvis følger de grove åpningene. Med sigevannet transporteres både oppløste og oppslemmete stoffer. Opplosningsevnen hos sigevannet er i stor utstrekning avhengig av egenskapene til humusdekket. Vann som har passert et surt råhumusdekke, har større evne til å angripe mineraljorda under enn vann som har passert nøytral eller svakt sur mold. Syrer og acidoider som sigevannet tar opp fra råhumusen, gjør at oppløsningsevnen blir langt større enn for reint vann.

Undersøkelse av den kjemiske sammensetningen av vannet i vassdragene kan gi opplysninger om mengdeforholdet mellom forskjellige stoffer som føres bort fra jordsmonnet. Men en må være klar over at det foregår reaksjoner også i undergrunnsjorda. F.eks. føres det i våre nedbørrike strøk bort mye magnesium fra de øverste jordlagene, men ellevannet er fattig på dette stoffet. Endel magnesium som er blitt oppløst øverst i profilet, må derfor ha blitt bundet igjen i de dypere jordlagene.

Antall kaliumioner i forhold til natriumioner i magmabergarter, ferskvann og havvann er beregnet til henholdsvis 0,54, 0,236 og 0,02. Noen analysetall for vannet i de norske elvene Rauma og Nidelva viser i overenstemmelse med disse gjennomsnittstallene et relativt lite innhold av kalium i forhold til natrium.

Kalium- og magnesiumionene har forholdsvis lett for å bindes igjen i mineralgitrene. Særlig opptas kaliumionene lett av mineraler med sjiktgitterstruktur. Mye av det kalium som tilføres havvannet, blir bundet i leirsedimentene. Store mengder kalsium blir fjernet fra saltvannet ved dannelselse av karbonatbergarter (jfr. tall for sammensetning av havvannet).

Med sigevannet transporteres det til dels betydelige mengder kolloidmateriale. Under drøftelse av podsoleringsprosesser kommer vi tilbake til dette spørsmålet.

Endel materiale føres bort i mer grovdispers form. Leirjord vil i alminnelighet ha noe mindre innhold av de fineste fraksjonene i de øverste sjiktene enn i dypere jord-

lag, og en har regnet med at dette i større eller mindre grad er resultat av nedslamming med sivevann. Ofte finner en at leirinnholdet ligger en klasse lavere i matjorda enn i undergrunnen, f.eks. en forskjell fra skjær til middels stiv leire.

Meitemarken har stor evne til å blande sammen materiale fra forskjellige sjikt. Den trekker planterester ned i jorda og fører mineralmateriale opp til jordoverflaten. Store mengder kan bli flyttet på denne måten. F.eks. har Charles Darwin funnet ut at på et beite var jordmasse tilsvarende et lag på 10 tommer ført opp til overflaten i løpet av 50 år. Nyere undersøkelser i Sveits og på Rothamsted forsøksstasjon i England har resultert i tall av noenlunde samme størrelse. Den jordbehandling meitemarken har utført, er av enda større omfang fordi ikke alt materialet som passerer fordøyelseskanalen hos dyrene blir ført opp til jordoverflaten. Også mange andre dyreorganismer transporterer fast materiale i jordprofilen.

Frosten sørger i noen grad for blanding av materiale i de øverste profilsjiktene. Stadig oppfrysing kan hindre sjiktdifferensiering i jordprofilen. I hellende terreng kan tyngdekrafta føre til en blanding av de øverste jordlagene. Etter oppbløyting kan det øverste jordlaget over noen partier sige nedover i skråningen. Resultater av slik jordglidning (solifluksjon) er lette å se mange steder i høyfjellet. Det finnes mange forskjellige former for solifluksjon. Ved flom, ras og leirfall kan det transporteres store jordmengder nedover i terrenget. I skogen fører rotvelter til forstyrrelser i profilen. Jordarbeiding sørger for sammenblanding av materiale i kulturjord.

2. De jordsmonndannende faktorene

De faktorene som bestemmer forløpet av jordsmonnutviklingen, blir kalt jordsmonndannende faktorer. Menneskenes inngrep kan bli avgjørende for prosessene i jordsmonnet.

Særlig kan dette være tilfelle i kulturjord. Men i denne forbindelsen skal vi konsentrere oss om naturlig jordsmonn.

Utviklingen av det naturlige jordsmonnet er avhengig av følgende 5 faktorer eller faktorgrupper: 1) Klimaet, 2) mineralmaterialet, 3) organismene, 4) topografien, og 5) tidsrommet for jordsmonndannelsen. Noen av disse faktorene er i større eller mindre grad avhengig av hverandre. Men tidsfaktoren er uavhengig av de øvrige.

B. Tidsrommet for jordsmonndannelsen

Hvor langt de jordsmonndannende prosessene har nådd i omdannelsen av lausmaterialet, avhenger i sterk grad av hvor lang tid de har virket. Det lengste tidsrommet som kommer på tale for jordsmonnutviklingen over den aller største delen av landet, avgrenses mot avslutningen av siste istid. Enkelte distrikter har muligens ikke vært nedsiset under siste istid. Her kunne det bli tale om lenger tidsrom for jordsmonndannelsen, men nedisingen kan ha medført endringer i lausmaterialet også langt utenfor isdekket (periglaciale prosesser). Derfor finner en som regel gammelt jordsmonn først i betydelig avstand fra grensa for isdekket.

Over de arealene som lå under havet ved slutten av istida, har selvfølgelig jordsmonndannelsen hatt kortere tid. Dette tidsrommet blir mindre desto lenger nedover mot nåværende havnivå en kommer fra den marine grensa.

Hovedtrekk vedrørende lengde av tidsrom tilbake til forskjellige isavsmeltningsstadier og forskjellige havnivåer etter avsmeltinga er noenlunde godt utredet ved kvartærgeologiske undersøkelser. Dateringer av organisk materiale på grunnlag av innhold av radioaktivt karbon (^{14}C) er i seinere tid blitt et meget verdifullt hjelpemiddel. Som eksempler på resultater av slike dateringer kan nevnes at Ås-Ski-trinnets alder er oppgitt til 9750 ± 250 år, og alderen av Tapesnivået (i Oslo-traktene omtrent 70 m o.h.) til 6850 ± 170 år.

Langs vassdragene finnes det mange steder yngre avleiringer også over den marine grensa. Forvittringsjord er blitt til etter istida. Her har dannelsen av lausmateriale og de jordsmonndannende prosessene i stor utstrekning gått parallelt. Lokalt har jordskred og leirfall medført nydannelse av jordsmonn.

Straks jordsmonndannelsen begynner, vil tilføring av organisk materiale medvirke til at nitrogenernæringen for plantene blir bedret. Belgvekster og andre arter med muligheter for utnyttning av luftas frie nitrogen er ofte godt representert i pionervegetasjonen. Det instiller seg forholdsvis raskt en likevekt mellom tilføring og nedbryting av organisk stoff i alminnelig fastmarksjord. De fysiske forbedringene av jorda som vokseplass for planter tar i alminnelighet heller ikke lang tid.

I nedbørrikt klima transporteres det stoffer bort fra jordsmonnet. Det foregår altså i større eller mindre grad en utarming av de øverste jordlagene. Der jordsmonndannelsen fører til at materialet stadig blir næringsfattigere, er det følgelig en fordel om prosessene bare har foregått gjennom et relativt kort tidsrom. F.eks. i områder med tropisk regnskog - der forvitring og utvasking av plantenæring foregår raskt - har i alminnelighet unge avleiringer av vulkansk aske og vannsedimenter av liten alder gitt opphav til det næringsrikste jordsmonnet.

Det er utført endel undersøkelser for å finne hvor lang tid det tar å få utviklet et jordprofil med klart differensierte lag ("modent" profil). Størst interesse for oss har de undersøkelsene som er gjort over utviklingen av podsoljordsmonn. Sjiktdifferensieringen er så klar i disse profilene at de er reeltivt lette å arbeide med. Det er gjennomført registreringer i distrikter der jordsmonndannelsen har pågått i forholdsvis kort tid. Der landhevingen fortsetter med reeltivt stor hastighet, som i deler av Sverige og Finland, er jorda nær havnivået av forholdsvis liten alder. Her er sammenhengen mellom jordsmonnutforming og høyde over havet blitt registrert. Ved slike undersøkelser i Nord-Sverige

er det funnet at det har tatt 1000-1500 år å få utviklet et podsolprofil med normalt utseende.

Spesielle hendinger kan ha ført til at jordsmonndannelsen innenfor enkelte lokaliteter har startet på nytt i sein tid på bestemte, kjente tidspunkt. Ved en naturkatastrofe ble Ragundasjøen i Nord-Sverige tappet ut i året 1796. Det er ved detaljerte undersøkelser av jorda som ble blottlagt ved denne uttappingen, funnet at det er blitt utviklet svakt markerte podsolprofiler i løpet av vel 100 år.

Til forskjell fra de andre jordsmonndannende faktorene kan tidsrommet karakteriseres fullstendig med et enkelt tall.

B. Klimaet

Innenfor store distrikter der jordsmonndannelsen har pågått gjennom lang tid, må klimaet i alminnelighet sies å være den viktigste av de jordsmonndannende faktorene. Det kan være grunn til å merke seg at grunnlaget for jordbunns-læren som selvstendig vitenskap først ble lagt da profil-utviklingen ble satt i relasjon til værslaget.

Det eldste klima-inndelingssystemet som ble brukt i denne sammenheng, skilte mellom humud og arid klima. Seinere ble det nivale klima utskilt som egen type. Klimaet blir kalt arid der alt nedbørvannet fordampes, nivalt der snømengden er større enn fordampning og smeltevannmengde til sammen, og humid der nedbøren er større enn fordampningen og resten av nedbørvannet renner bort i vassdragene.

Det er blitt brukt mange forskjellige mål for klimaets humiditet eller fuktighetsgrad. Nedbørhøyde og luftfuktighet gir direkte uttrykk for humiditet. Temperatur og vind har betydning for fuktighetsforhold. Ellers har temperaturen sterk innvirkning på forvittringshastigheten, og vinden influerer bl.a. på erosjons- og transportprosesser.

Når klimaet som jordsmonndannende faktor skal vurderes, ville det være viktig å ha pålitelige tall for differensen mellom nedbør og fordampning. Dette vannoverskuddet kan trenge ned gjennom jordmassen og frakte med seg stoffer bort

fra jordsmonnet. Til dels har en beregnet denne differansen på grunnlag av vannmengden i elvene. F.eks. for største-parten av Sverige foreligger en omfattende sammenstilling av denne karakter.

Over store deler av Norge har det vist seg å være klare uoverensstemmelser mellom de målte nedbørhøydene og avløpet i elvene. Etter utførte beregninger er nedbøren som er målt, bare mellom $\frac{1}{2}$ og $\frac{3}{4}$ av vannføringen i elvene over store høytliggende arealer. I et mindre distrikt er avløpsmengden mer enn det dobbelte av den målte nedbørhøyden. Som årsak til dette forholdet er oppgitt at en ikke har fått målt den virkelige nedbørhøyden. Særlig skal vinden i fjelltraktene være årsak til at nedbørmålingene her har gitt for lave tall. Ellers kan en merke seg at de fleste nedbørstasjonene ligger forholdsvis lavt i landskapet fordi de er knyttet til bebygde områder.

Det er blitt gjort mange forsøk på å lage ett-talls-uttrykk for klimaets humiditet på grunnlag av forskjellige klimadata. Den såkalte regnfaktoren (innført av tyskeren R. Lang) ble beregnet ved å dividere nedbørhøyden målt i mm med $\frac{1}{12}$ av summen av månedsmiddeltemperaturene over 0°C . Det er seinere foreslått å bruke tallene for både nedbør og temperatur for den frostfrie tid ved beregningene. En annen utregningsmåte (foreslått av franskmannen E. Martonne) er blitt brukt i de nordiske land. Nedbørhøyden i mm divideres med et tall som kommer fram ved å legge 10 til årsmiddeltemperaturen i grader Celsius. Uttrykket kalles humiditets-tallet (etter svensken H. Hesselman). Det er utformet (av sveitseren A. Meyer) et begrep som kalles N.S.-kvotient. Nedbørhøyden divideres med metningsunderskuddet. Bokstavene N og S er forkortelser for de to tyske ordene Niederschlag og Sättigungsdefizit.

I de nordiske land har det særlig blant botanikere vært interesse for å få karakterisert klimaets oseanitet. Det er regnet med at klimaet er mer oseanisk desto større nedbøren er, desto flere dager i året det faller nedbør, desto flere dager temperaturen ligger mellom 0° og $+10^{\circ}\text{C}$ og desto

mindre forskjellen er mellom maksimums- og minimumstemperaturen i året.

Det er ellers gjort forsøk på å lage et slags "biologisk vannregnskap". Med utgangspunkt i nedbør, vannfordampning både direkte fra jordoverflaten og gjennom plantene (evapotranspirasjon), og jordas evne til å oppmagasinere vann er det prøvd å beregne den vannmengde som står til disposisjon for plantene på et gitt tidspunkt.

Jordsmonnutviklingen er sterkt avhengig av mengden av sigevann på stedet. Men det er ikke lett å skaffe eksakte oppgaver over denne faktoren.

I de kjølige klimaområdene knytter det seg ellers spesiell interesse til teledannelse og snøsmelting. Mengden av sigevann blir selvfølgelig avhengig av om snøsmeltinga foregår på frossen eller tien jord.

Foruten totale nedbørmengder interesserer også nedbørens kjemiske sammensetning. Som nevnt (avsnitt XII, 8) er nedbøren i kysttraktene sterkt preget av sjøvannets salter. Overflatesjiktet i naturlig jordsmonn med utvasking har i kystdistriktene relativt mye av ombyttbart magnesium og natrium - stoffer som er karakteristiske for havvannet. (Se tabellen nedenfor.)

Analysen av humusprøver fra podsoljordsmonn i skog

	Antall prøver	Glødetap	pH	"Base- metnings- grad"	%			
					Ca	Mg	K	Na
Nord-Trøndelag	198	74,2	4,1	25,3	52,8	31,8	12,0	3,4
Ytre Nord-Trøndelag	22	79,7	4,1	23,2	43,6	41,0	10,4	5,0
Midtre Namdalsbygdene	46	77,6	4,1	24,4	49,4	34,6	11,8	4,2
Sørli-Nordli Røyrvik	33	67,9	4,3	28,8	59,7	26,2	12,4	1,7
Oppland	487	60,2	4,2	23,2	72,9	15,3	10,4	1,4
Buskerud	296	67,2	4,1	20,6	74,2	14,9	9,5	1,4

Nylig gjennomførte undersøkelser over fordelingen av klor, brom, jod og selen viser på tilsvarende måte betydelig større innhold i humusprøver fra kysttrakter enn fra innlandet. Det er aktuelt å se resultatene av disse jordundersøkelsene i sammenheng med spørsmål om geografiske fordelingsmønstre for ernæringsfysiologiske og patologiske problemer (geomedisinske problemstillinger).

I grove trekk stiger klimahumiditeten med stigende høyde over havet. Synkende temperatur gir mindre fordampning (jfr. temperaturfall på $0,56^{\circ}\text{C}$ pr. 100 m). I mange distrikter er det også mer nedbør i de høyereliggende traktene.

Et stort tallmateriale for jordbunnsforhold i de produktive skogområdene i Norge viser klart at vi har stigende frekvens av podsol i forhold til brunjord med stigende høyde over havet (se avsnitt XIII, 1, G). På tilsvarende måte er det stort sett aukende myrareal fra havnivået og opp mot skogrensa. (Se tabellen nedenfor.)

Relativ arealfordeling mellom produktiv skogmark og myr uten produktiv skog i forskjellige høydesoner i Akershus.

Høydesone	Produktiv skog : Myr
0 - 150 m	1 : 0,02
150 - 300 "	1 : 0,08
300 - 450 "	1 : 0,08
450 - 600 "	1 : 0,09
600 - 750 "	1 : 0,13

C. Mineralmaterialet

Det mineralmaterialet jordsmonndannelsen foregår i, har særlig stor betydning for jordsmonnets egenskaper der omdannelsesprosessen har vært lite gjennomgripende. I kvartærgeologiske nedsettingsområder har det vært forholdsvis kort tid

for jordsmonnutviklingen, og de opprinnelige egenskapene til jordmassene er derfor blitt relativt lite endret.

Innvirkningen av mineralmaterialet på jordsmonnutformingen avhenger av hva slags mineraler som finnes og hvilken mekanisk sammensetning jordmassen har. Disse to egenskapene til mineralmaterialet er ellers i noen grad korrelerte da det er et visst avhengighetsforhold mellom mineralsammensetning og partikkelstørrelse. Hvis tykkelsen av jorddekket over berggrunnen er mindre enn normalt jordsmonn, får også mengden av mineralmateriale stor betydning for jordsmonnutviklingen.

Innholdet av forskjellig slags mineraler avgjør hvilke stoffer som kan delta i kjemiske reaksjoner. (De mineralene som regulært finnes i lausmassene, er drøftet tidligere. Det vises også til klassifisering av bergartene etter forvittringsvirkningen.) Næringsrikt, lett forvitrelig mineralmateriale kan føre til at det utvikles en gunstigere profiltipe enn de øvrige faktorene skulle tilsi. Særlig kan kalkstein og andre bergarter med stor forvittringsvirkning bli årsak til at det dannes brunjord der det ellers ville blitt podsol. Men i løpet av meget lange tidsrom kan de lett forvitrelige bergartsmineralene tæres bort, slik at det etter hvert utvikler seg en mindre gunstig jordsmonntype.

Det er sammenheng mellom mekanisk sammensetning og reaksjonsevne hos mineralmaterialet. Med minkende kornstørrelse auker den samlede overflaten og dermed evnen til å delta i kjemiske reaksjoner. Den mekaniske sammensetningen har stor betydning for vannbevegelsen i jorda og, som følge av dette, for transport av oppløselige stoffer. Finkornet jord kan bli så lite gjennomtrengelig for vann at profilutviklingen blir sterkt sinket, altså får et mindre modent preg. Dette er et alminnelig forhold for leirjord i de nordiske land.

Som eksakte eksempler på virkning av mekanisk sammensetning og jorddybde skal gjengis noen tall fra undersøkelse av skogjorda i Akershus. I følgende tabell er representert tallmateriale som viser relative arealstørrelser av brunjord

og podsol. Det går fram av tabellen at frekvensen av podsol i forhold til brunjord auker med aukende kornstørrelse og med minkende jorddybde.

Relativ arealfordeling av brunjord og podsol i produktive skogarealer med forskjellig mekanisk sammensetning og forskjellig jorddybde i Akershus.

	<u>Brunjord : Podsol</u>
Grovsand (2-0,2 mm)	1 : 7,0
Finsand (0,2-0,02 mm)	1 : 4,3
Jorddybde under 20 cm	1 : 13,3
" " 20-70 cm	1 : 4,5
" over 70 cm	1 : 1,6

D. De levende organismene

Det er i utpreget grad vekselvirkninger mellom plantene og jordsmonnet. Plantene er ellers direkte avhengige av klimaet og i en viss, liten utstrekning direkte av mineralmaterialet. I denne forbindelse er det innflytelsen av de levende organismene på jordsmonnet vi skal drøfte.

Vegetasjonen har innvirkning på mikroklimaet. Noen eksempler på innflytelse på temperaturforholdene er gitt under behandling av jordtemperaturen. Fuktighetsforholdene blir påvirket av vegetasjonen. Som eksempel kan nevnes at ved en undersøkelse i et granfelt i Skåne, ble halvparten av nedbøren holdt tilbake i trekronene. Et naturlig dekke av blåmose (Leucobryum glaucum) tok opp en nedbørhøyde på over 60 mm, og et dekke av furumose (Hylocomium schreberi) 4-11 mm. Plantenes vannforbruk påvirket i sterk grad fuktighetsforholdene i jorda. Vegetasjonen har innvirkning på vindhastigheten ved jordoverflaten og dermed på fordampningen.

Gjennom det organiske materialet plantene tilfører jorda, har vegetasjonen stor innflytelse på jordsmonndannelsen.

Det er, som nevnt tidligere, stor forskjell på egenskapene til materialet fra forskjellige plantearter. Vegetasjon som gir opphav til store mengder organiske syrer og sure humuskolloider fører til at sigevannet får større evne til å tære på det mineralmaterialet som ligger under. Selv med den mengde karbonsyre som svarer til en heil atmosfæres trykk av karbondioksyd over vannet, vil ikke pH synke lavere enn til ca. 4 (3,95). Men de sure humusstoffene kan bringe pH betydelig lavere. Hydrogenionekonsentrasjonen i podsolprofilene viser dette. Det kan sies at humusen er verktøy vegetasjonen og klimaet påvirker jordsmonndannelsen med.

Fra planterøttene føres uorganiske næringsstoffer opp i de overjordiske organene. Ved nedbryting av disse plantestoffene blir askestoffene frigjort og føres i stor utstrekning tilbake til jordoverflaten. Rotmassen tilfører organisk materiale til mineraljorda. Plantene er altså årsak til en betydelig stofftransport i jordsmonnet.

Vegetasjonsdekket verner i mange høve godt mot erosjon og sikrer dermed at jordsmonndannelsen fortsetter normalt.

Det er i mange tilfelle nær sammenheng mellom plante-samfunn og profilutvikling. Fra undersøkelse av skogjorda skal gjengis noen talleksemler (se følgende tabell). Når en tar for seg variasjonen i frekvensen av profiltyper, finner en mye større utslag for bunnvegetasjon enn for treslag. De tre hovedtypene av bunnvegetasjon tyttebærmark, røsslyngmark og lavmark (ikke ført opp i tabellen) hører i utpreget grad sammen med podsol. Stort sett er det forholdsvis mest brunjord under lauvskog, deretter kommer granskog, og til slutt furuskog.

Relativ arealfordeling av brunjord og podsol med forskjellige treslag og forskjellig bunnvegetasjon i Østfold og Akershus

Granskog:	<u>Brunjord : Podsol</u>
Gras- og urterik skogmark	1 : 0,21
Moserik mark med urter	1 : 0,40
Blåbærmark med småbregner	1 : 1,59
Blåbærmark uten småbregner	1 : 10,8
Furuskog:	
Gras- og urterik skogmark	1 : 0,33
Moserik mark med urter	1 : 0,25
Blåbærmark med småbregner	1 : 1,73
Blåbærmark uten småbregner	1 : 33,8
Lauvskog:	
Gras- og urterik skogmark	1 : 0,06
Moserik mark med urter	1 : 0,21
Blåbærmark med småbregner	1 : 0,38

Dyr som lever i jorda, har innvirkning på jordsmonndannelsen. Meitemark har stor evne til å transportere materiale i profilet og å bryte ned planterester. Også andre lavtstående dyr har betydning både for materialtransport og for omdannelse av de organiske stoffene. Mikroorganismene har i sterk grad innflytelse på jordsmonndannelsen.

E. Topografien

Innvirkningen av topografien på jordsmonndannelsen henger i stor utstrekning sammen med innflytelse på fuktighetsforholdene i jorda. Et eksempel kan vise hvordan sigevannsmengden varierer med terrengforholdene. Over forhøyningene renner endel av vannet bort på overflaten. Det blir altså

en mindre del av nedbøren som trenger ned gjennom jorda her enn på flat mark. I forsenkningene samler det seg endel overflatevann som i tillegg til nedbørvannet på stedet gir opphav til sigevann. Sigevannsmengden blir altså her noe større enn på horisontal mark, og dette kan gi grunnlag for større tykkelse på bleikjordsjiktet i podsoljordsmonn.

I hellende terreng danner det seg mange steder grunnvannsig parallelt med jordoverflaten. Dette bevegelige grunnvannet har ofte meget stor innflytelse på jordsmonndannelsen. Fuktigheten blir jevn, og vannet har i alminnelighet et relativt stort innhold av oksygen og næringsstoffer. Jord som er påvirket av slike grunnvannsig, har gjerne en gunstigere profiltype enn de øvrige faktorene skulle tilsi. I Norge finner vi ofte brunjordprofiler på steder med påvirkning av grunnvannsig, der det ellers i området er podsol.

Der grunnvannet står høyt, sinkes jordsmonnutviklingen. Over arealer der grunnvannsnivået konstant når opp til jordoverflaten, kan det ikke foregå regulær stofftransport i profilet. Topografien er medbestemmende for grunnvannsnivået, og av landskapsformene kan en ofte uten videre finne ut de arealene der jordsmonndannelsen er påvirket av høytstående grunnvann.

Temperaturforholdene i jordsmonnet er også i noen grad influert av topografien.

Særlig der topografien er så sterkt oppbrutt som over store deler av Norge, har denne faktorgruppen meget stor innvirkning på jordsmonnutviklingen.

Til illustrering av virkning av topografi på jordsmonndannelse skal gjengis frekvensforhold mellom brunjord og podsol i realsjon til hellingsgrad i skogene i Akershus fylke (se tabellen). Talleksempelen viser at hyppigheten av brunjord sammenlignet med podsol er mer enn 4 ganger så stor der hellingsgraden er over 50% enn der den er under 10%.

Relativ arealfordeling av brunjord og podsol ved forskjellig hellingsgrad i Akershus

		Brunjord : Podsol	
Hellingsgrad under	10 %	1	: 4,44
" "	10 - 20 "	1	: 4,14
" "	20 - 33 "	1	: 2,44
" "	33 - 50 "	1	: 1,39
over	50 "	1	: 0,99

F. Samspillet mellom de jordsmonndannende faktorene

Den jordsmonntypen som finnes over et bestemt areal, er et resultat av påvirkning av alle de jordsmonndannende faktorene til sammen. Noen av disse faktorene er avhengige av hverandre. Innflytelsen av enkelte faktorer eller faktorergrupper er dermed ikke bare avhengig av den direkte virkningen på jordsmonnet, men også av virkning på andre faktorer. Noe forenklet er de viktigste trekkene i forholdet mellom de jordsmonndannende faktorene og jordsmonnet og mellom disse faktorene innbyrdes gjengitt i den skjematiske figuren nr. 9.

G. Kvantitative uttrykk for virkningen av jordsmonndannende faktorer

Tar vi for oss den historiske utviklingen for forskjellige fag, finner vi ofte tendenser til stadig mer alminnelig bruk av talluttrykk i forbindelse med utredning av vitenskapelige problemer. Mange fag har startet på empirisk grunnlag og etter hvert utviklet seg i retning av eksakte vitenskaper.

Under drøftelsene av klima, mineralmateriale, vegetasjon og topografi som jordsmonndannende faktorer er det gjengitt talleksempel som viser hvordan forandringer m.h.t. en enkelt faktor eller faktorgruppe gir endringer i mengdeforholdet mellom brunjord og podsol. Der utviklingstendensen for jords-

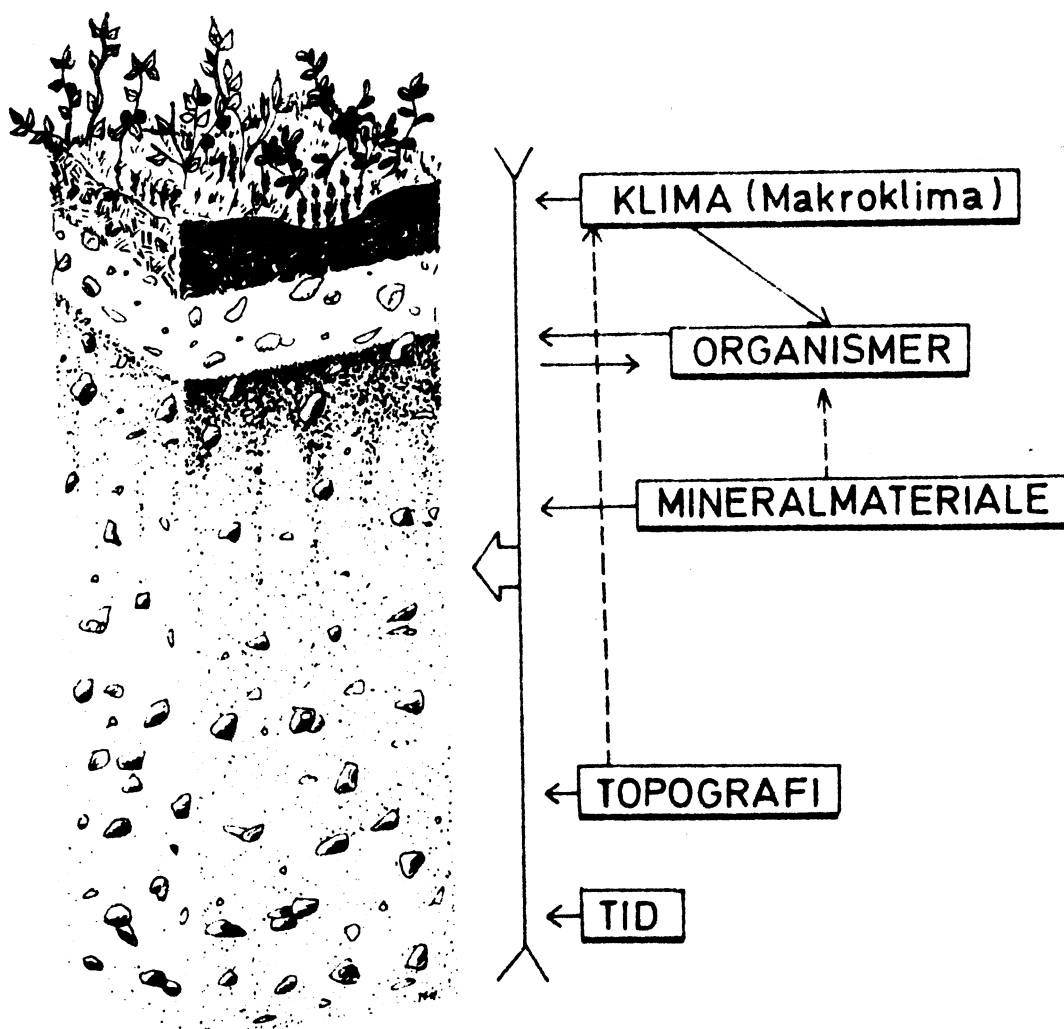


Fig. 9. Skjematisert framstilling som viser innvirkning av de jordsmonndannende faktorene.

monnet balanserer mellom podsolering og brunjorddannelse, kan vi ved registrering av forskyvning av frekvensen for disse to hovedtypene ved små forandringer i de enkelte faktorene, skaffe oss tallmessige uttrykk for virkningen. Ved slike utledninger må vi prøve å sikre oss at det såvidt mulig er variasjon bare med hensyn til den ene faktoren vi vil studere. Det kan videre undersøkes hvordan endring i en faktor kan oppveies av en forandring med motsatt virkning i en annen faktor. Slike jamføringer kunne etter hvert utvides slik at vi fikk kvantifisert virkningen av de forskjellige jordsmonn-

dannende faktorene. (Denne delen av faget kan kalles soligenesi-metri, forkortelse: solgenmetri.)

Som eksempler på resultater fra slike undersøkelser skal nevnes sammenligning mellom virkning av hellingsgrad og høyde over havet. Med stigende hellingsgrad tiltar frekvensen av brunjord, men den avtar med stigende nivå. Ved jamføring innenfor områder der de andre faktorene er noenlunde uforandrete, er det funnet at en stigning i høyde over havet på omkring 150 m noenlunde ble oppveid av en stigning i hellingsgrad på 10-12%, f.eks. fra klassen 10-20% til 20-33%. (Se fig. 10.)

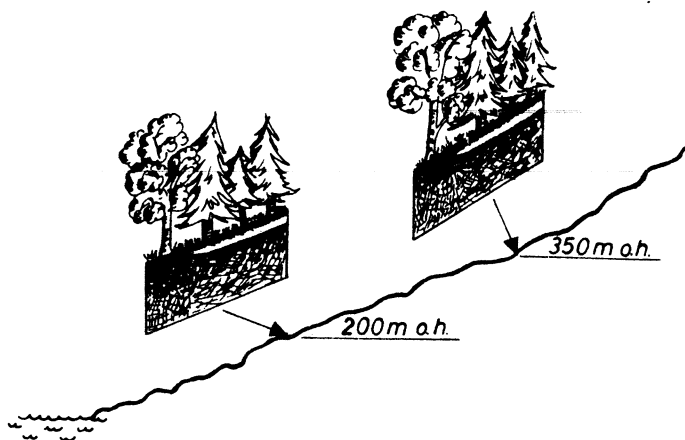


Fig. 10. Eksempel på kvantifisering av virkningen av jordsmonndannende faktorer. Med stigende h.o.h. tiltar tendensen til podsolering, men den kan oppveies av stigende hellingsgrad.

H. Innvirkning av menneskelig virksomhet på jordsmonndannelsen

De inngrep menneskene gjør i naturen, har på mange måter innflytelse på jordsmonnet. Ved oppdyrking kan egenkapene til det naturlige jordsmonnet endres sterkt. Arbeiding fører til blanding av de øverste jordlagene, grøfting og vanning endrer fuktighetsforholdene, kalking og gjødsling

forandrer jordreaksjon og næringstilgang, innføring av nye planteslag medfører endring i tilførsel av organisk materiale, osv. Men også mindre inngrep enn full oppdyrking har betydning. F.eks. kan hogstinngrep i skog og utnyttelse av arealer til beite føre til endring av vegetasjonen og dermed til forandring av jordsmonnet.

I en særstilling står de inngrepene som fører til rask jorderosjon (se avsnitt XVI,5).

XIV. Oversikt over viktige hovedgrupper av jordsmonn

1. Verdensomfattende klassifiseringssystemer

Det finnes et stort antall systemer for klassifikasjon av verdens jordsmonn. Bare noen få hovedtrekk i klassifiseringsgrunnlag og inndelingssystemer vil bli nevnt her.

Mange av klassifiseringssystemene har nær tilknytning til inndeling av de jordsmonndannende faktorene. En grov gruppering er inndeling i: 1) Sonale, 2) intrasonale og 3) asonale jordsmonntyper. De to første gruppene har velutviklet jordsmonn, mens den asonale jordsmonngruppen ikke har fått fullt utviklede profiler, f.eks. på grunn av for kort tid. Sonalt jordsmonn er blitt preget av klima og vegetasjon. Disse to faktorgruppene er til dels kalt aktive eller ytre jordsmonndannende faktorer. De intrasonale jordsmonntypene har fått sitt hovedpreg av de såkalte passive faktorene mineralmateriale og topografi. Til dels har uttrykket klimatisk vært brukt i stedet for sonalt jordsmonn og aklimatisk i stedet for intrasonalt og asonalt jordsmonn. Som eksempler på store grupper av sonalt jordsmonn kan nevnes podsol, brunjord, svartjord (chernozem), kastanjefarget jord, saltjord og alkalijord, og laterittisk jord. Jordsmonngruppene er her nevnt i den rekkefølgen som de stort sett finnes fra de nordlige barskogtraktene og sørover til ekvator. Men det er selvfølgelig mange avvikelser fra disse grove trekkene i fordelingsmønsteret.

Et typisk eksempel på intrasonalt jordsmonn er rendsina, som er knyttet til kalkstein. Nyavsatte sedimenter langs vassdragene har lite utviklet jordprofil, og vil derfor bli regnet til den asonale gruppen.

Jordsmonntyper som i store trekk har sin utbredelse bestemt av klima og vegetasjon, kan lokalt opptre som intrasonalt jordsmonn. Eksempler på dette er brunjordutvikling p.g.a. sterk helling eller gunstig bergartsmateriale innenfor et område som ellers har podsol.

Det er prøvd å lage et inndelingssystem som bygger på gradering av de forskjellige jordsmonndannende faktorene (sequences, catenas). Ellers har inndeling etter fuktighetsforhold vært forsøkt, men slik inndeling synes å passe bedre innenfor mindre områder.

I USA er det i tida etter siste verdenskrig arbeidd med utforming av et nytt klassifiseringssystem. Terminologien har utgangspunkt i de klassiske språkene gresk og latin. Som grovgruppering er det foretatt inndeling i 10 ordener (entisol, vertisol, inceptisol, aridisol, mollisol, spodosol, alfisol, ultisol, oxisol og histosol). Videre er det bygd opp en systematikk med underordener, "store jordsmonngrupper", undergrupper og familier. Det er utarbeidd klare nomenklaturregler, men dette regelverket kan ikke sies å være enkelt. Systemet er blitt endel benyttet utenfor USA. Men i den form det ennå foreligger, synes det ikke å bli tatt i alminnelig internasjonalt bruk.

De to FN-organene FAO og UNESCO har under framstilling et nytt verdens-jordbunnskart. En egen arbeidsgruppe tilknyttet FAO skal lage et europeisk jordbunnskart. Som grunnlag for disse kartverkene arbeides det med et nytt klassifiseringssystem. Det brukes her momenter både fra det refererte USA-systemet og fra andre, eldre systemer, og dessuten innføres nye synsmåter. Endel av de gamle, innarbeiddede gruppe-navnene opprettholdes som f.eks. podsol, chernozem og rendsina. Enkelte navn er hentet fra det nye amerikanske systemet (f.eks. histosol, vertisol). Noen betegnelser er nykonstruksjoner. Bl.a. fordi dette inndelingssystemet ennå ikke er

fullt utarbeidd, skal vi ikke ta det opp til grundigere drøftelse. Men noen enkeltheter kommer vi tilbake til under den oversikt som blir gitt over jordsmonnet i vårt eget land og i verden for øvrig.

2. Kort beskrivelse av viktige hovedgrupper av jordsmonn

A. Tundrajordsmonn

Tundra har størst utbredelse på den nordlige halvkula. Området for tundraen regnes grovt sett å være nord for grensa for skogen. Opp mot isbreene i høyfjellet finnes noenlunde tilsvarende jordsmonn.

Produksjon av organisk materiale er selvfølgelig meget langsom fordi temperaturen er så lav. Men nedbrytinga kan gå enda langsommere slik at det etter hvert kan hopes opp organisk materiale.

Der jorda har et sammenhengende telelag over et større areal, vil vannet demmes opp når isen smelter i overflaten. Slik jord er altså som regel sterkt oppbløtt i det telefrie overflatelaget, og gir vokseplass for vegetasjon med store krav til fuktighet.

I mange høve danner frosne partier bare markerte rygger i terrenget. En kan forklare dannelsen av slike telerygger ved at jordoverflaten fra først av har vært ujevn, snødekket har dermed fått forskjellig tykkelse og telen har trengt dypest ned der snølaget har vært tynnest. Telen hever overflaten ytterligere, og letter dermed den fortsatte frysingen. I Norge er slike ryggformete tundradannelser kjent bl.a. fra myrer i Finnmark. Nylig er det beskrevet tilsvarende dannelser på myrer i høyde 1100-1200 m o.h. på Dovrefjell.

Ved tunnelbygging i Gaustadtoppen ble det funnet permanent tele i fjellet over 1500 m o.h. Det er påvist iskjer-ner i endemorener inntil isbreer i høyfjellet i Norge.

B. Podsøl og brunjord

Podsøljordsmonnet regnes stort sett å finnes i trakter med barskog- og hedevegetasjon. Sør for tundraen er det podsølbelte over de nordlige delene av Europa, Asia og Amerika.

Utbredelsen av brunjorda er det vanskeligere å fastslå bl.a. fordi denne hovedtypen ikke er så lett å definere. Forskjellige forfattere kan derfor ha avgrenset denne gruppen forskjellig. Brunjorda har stor utbredelse i Mellom-Europa. Dessuten finnes det brunjord ut mot Atlanterhavet i den nordlige delen av USA. Områdene med brunjord ligger altså stort sett sør for podsølområdene, og dette jordsmonnet synes å være mer alminnelig i oseanisk enn i kontinentalt klima. Stort sett hører brunjord sammen med lauvskog. Foruten den klimatiske betingete brunjorda er det alminnelig å finne mindre arealer med aklimatisk brunjord.

(Med hensyn til utseende av podsøl og brunjord vises til demonstrasjonsundervisning og til bilder i boka "Jordsmonnet som vi lever av" av J. Låg. Utbredelse i Norge vil bli drøftet i annen sammenheng.)

C. Svartjord (Chernozem)

Som navnet antyder, setter mørk farge preg på jordprofilene i denne gruppen. Fargen skyldes humusstoffer. Innblanding av humus går meget dypt i profilet, i endel svartjordtyper til ca. 1 m. Humusinnholdet varierer i alminnelighet mellom 2% og 20%. Denne jordsmonngruppen har særlig velutviklet grynstruktur.

Svartjord kan utvikles i forskjellige jordarter. Det er meget alminnelig å finne slikt jordsmonn i kalsiumkarbonatholdig løss.

Reaksjonen i svartjorda ligger omkring nøytralpunktet. Det humusholdige laget er som regel fritt for kalsiumkarbonat. Men på overgangen mot undergrunnsjorda finnes det i mange

svartjordtyper kalsiumkarbonat-utfellinger. Ofte er disse utfellingene samlet i klart atskilte klumper.

Klimaet i svartjordtraktene er kontinentalt. Nedbøren er i alminnelighet fra 250 til vel 500 mm. Flerårige grasarter gjør seg sterkt gjeldende i vegetasjonsdekket. Det tørre, kontinentale klimaet er en viktig årsak til det store humusinnholdet. Nedbrytinga av det organiske materialet hindres om vinteren på grunn av temperatur og sinkes sterkt om sommeren på grunn av tørke. Humusinnholdet rekker til stor dybde dels fordi planterøttene søker dypt ned i jorda, og dels fordi dyreorganismer sørger for blanding av jordmaterialet. I svartjorda lever f.eks. mye smånagere som utfører et effektivt arbeid med sammenblanding av organiske og uorganiske bestanddeler. Ellers er det stor aktivitet også av lavere dyreorganismer. Det foregår ikke større transport av organiske kolloider i soltilstand slik som i podsoljordsmonn.

En betydelig del av verdens kveite- og maisproduksjon foregår på svartjord.

Svartjorda strekker seg som et belte østover fra traktene nord for Svartehavet. I Nord-Amerika er det et svartjordområde vest for de store innsjøene. Ellers er det mindre arealer med svartjord i Mellom-Europa og områder i Sør-Amerika, India, Afrika og Australia.

D. Mørkfarget jordsmonn i stiv leire med montmorillonitt i varmt klima (Vertisol)

Tidligere gikk en ut fra at det fantes svartjord (chernozem) også i tropene. I seinere tid blir endel slikt tropejordsmonn sammen med lignende jordsmonn i andre forholdsvis varme områder skilt ut som egen hovedgruppe.

Det mørkfargete, montmorillonitt-rike jordsmonnet opptrer i relativt lavtliggende områder, der det altså ikke har vært

store muligheter for bortføring av det silisium som opprinnelig er blitt frigjort ved forvitring. Montmorillonitt-mineralene er forholdsvis silisiumrike. De har stor evne til å ta opp vann ved fukting og skrumpe ved tørking. Det er et kjennetegn for denne jordsmonngruppen at den sprekker sterkt opp når den tørker. Næringsinnholdet er som regel forholdsvis stort, men de fysiske egenskapene medfører ofte vanskeligheter for jordarbeidinga. Foruten i tropene finnes den i andre områder med relativt varmt klima. I Europa er det f.eks. påvist slikt jordsmonn i Bulgaria og Portugal.

E. Kastanjefarget jord og andre overgangsformer mot ørkenområder

Etter den brungrå kastanjelignende fargen på overflate- laget, har en stor jordsmonngruppe fått sitt navn. Innholdet av organisk materiale er her mindre enn i svartjord. Det finnes utfellinger av kalsiumkarbonat som er jevnere fordelt og rekker nærmere jordoverflata enn i svartjordprofilen. Dels opptrer det også kalsiumsulfat. Klimaet er kontinentalt og tørrere enn i områdene med svartjord. Stepper med utpreget tørkesterke vekster er de alminnelige vegetasjonsformene på slikt jordsmonn.

Den begrensende faktoren for planteproduksjon på kastanjefarget jord er som regel vanntilgangen.

Den kastanjefargete jorda er utbredt sør for svartjordtraktene i Russland og Asia og vest for svartjordområdet i USA. Ellers finnes slik jord f.eks. i Spania og Sør-Amerika og omkring ørkenene både i Afrika og Australia.

I tilknytning til tropisk kastanjefarget jord finnes mange andre overgangsformer mellom ørkenjord på den ene sida og svartjord eller saltjord og alkalijord på den andre.

F. Saltjord og alkalijord

Denne jordsmonngruppen dekker i alminnelighet ikke særlig store sammenhengende områder. Det opptrer både sonale og intrasonale typer innenfor denne gruppen. Grunnvannsnivået har stor betydning for utvikling av saltjord og alkalijord.

Det er lett oppløselige natriumforbindelser som har størst interesse når det gjelder dannelselse av saltjord og alkalijord. Men det finnes klorider, sulfater og karbonater både av natrium, kalium, magnesium og kalsium. Det kan også opptre andre salter, f.eks. borater.

Saltkonsentrasjonen er som regel størst i den såkalte saltjorda. En finner her gjerne skorper av utfelte salter i jordoverflata. Derfor blir den slags jordsmonn til dels kalt kvit alkalijord. Det russiske navnet solonchack blir ofte brukt i litteraturen.

Hvis saltkonsentrasjonen blir litt mindre og det fremdeles er natrium som dominerer blant metallionene, kan materialet bli sterkt dispergert. Slikt jordsmonn kalles bare alkalijord eller også svart alkalijord. På russisk har den fått navnet solonetz. Fortsetter utvaskingen, blir jorda sur i overflaten, og det dannes et avbleiket lag øverst. Denne hovedtypen blir kalt utvasket eller degenerert alkalijord. Det russiske navnet er solod.

G. Ørkenjord

På grunn av det tørre klimaet er de kjemiske og biologiske prosessene i slik jord lite omfattende. Humusinnholdet er meget lite. De forvittringsprosessene som foregår, er for størsteparten av fysisk karakter. Til dels blir det skilt mellom grå og rød ørkenjord. En form for grå ørkenjord blir kalt sierozem.

Fra jordsmonnet i de tørre områdene er det ikke oppløst og ført bort store stoffmengder. Både kastanjefarget jord,

saltjord og ørkenjord har derfor i alminnelighet et stort innhold av plantenæring. Dersom en ved kunstig vanntilføring kan skaffe plantene tilstrekkelig fuktighet, vil det i mange tilfelle bli meget gode vekstvilkår. Næringsinnholdet hadde enda større betydning enn nå så lenge det ikke var tilgang på handelsgjødsel. Flere av de gamle kulturstatene lå i områder med slike jordsmonntyper, og der det dessuten var vilkår for regulering av vanntilgangen.

H. Laterittisk jordsmonn

De karakteristiske kjemiske prosessene for laterittisering er utvasking av silisium og alkali- og jordalkalimetaller og opphopning av jern og aluminium. Den laterittiske jorda har rødlig farge på grunn av vannholdige oksyder av treverdige jern. Typisk utforming får laterittisk jordsmonn i varmt og fuktig klima, og under plantesamfunn som tilhører tropisk regnskog. Humusinnholdet er lite fordi det er gode vilkår for nedbryting av det organiske materialet. Det har vist seg at humusen har lysere farge i kalsiumfattig og sterkt utvasket jordsmonn enn i kalsiumrikt. Derfor er det mulig at innholdet av humus i laterittisk jordsmonn kan være noe større enn fargen kan gi inntrykk av.

Det skilles mellom mange forskjellige typer av laterittisk jord. Bl.a. er mengdeforhold mellom silisium og seskvioksyder (jern og aluminium) brukt som inndelingsgrunnlag.

Laterittisk jordsmonn er utbredt i tropiske og subtropiske områder. Det finnes store sammenhengende arealer med slik jord i Sør-Amerika, Afrika og Sør-Øst-Asia. I endel kyststrøk i Australia, i den sør-østlige delen av Nord-Amerika og på de Vest-Indiske øyene er det også jordsmonn som hører til denne hovedgruppen.

I. Noen viktige intrasonale og asonale jordsmonngrupper

Det er i mange høve vanskelig å avgjøre om det er de regionalt virkende faktorene (klima og vegetasjon) eller mer

lokale faktorer som har størst betydning for jordsmonnutviklingen. Til dels kan en ha å gjøre med viktige samspillvirkninger mellom forskjellige faktorer. F.eks. er fuktighetsforholdene i jordsmonnet avhengig både av klima, topografi og mineralmateriale.

Der grunnvannet står høyt, utvikles det spesielle jordsmonntyper. Rekker grunnvannsnivået konstant til overflaten av mineraljorda, hindres forvitring og materialtransport i profilet. Det kan da utvikles såkalt hydromorft jordsmonn.

Rendsina er en jordsmonngruppe med mørkfarget, grunt overflatelag over kalkstein. Den mørke fargen skyldes humusinnblanding. Mengden av organisk materiale varierer oftest mellom 3% og 12%. Rendsina kan bare bli utviklet i materiale som er rikt på kalsiumkarbonat. Da utgangsmaterialet gjerne har lys farge, er det ofte en skarp fargeovergang i profilet der humusinnblandingen slutter.

Ranker-jordsmonn er utviklet i silisiumrikt bergartsmateriale, men motsvarer ellers rendsina. Denne gruppen er først beskrevet i Mellom-Europa.

Terra rossa eller Middelhav-landenes rødjord ligner på laterittisk jordsmonn. Fargen er - som navnet sier - rødlig. Humusinnholdet er lite. Dette jordsmonnet utvikles over kalksteinbergarter. Navnet terra fusca er brukt om en lignende gruppe, men med mer brunaktig farge.

Der det er nyavsatte avleiringer, som sedimenter langs vassdrag, eller askenedfall fra vulkaner, preger det geologiske materialet i sterk grad jordsmonnet. I tropetrakter er det i mange tilfelle lettest å finne nydyrkningsmuligheter på slikt intrasonalt eller asonalt ungt jordsmonn.

Lithosol har ubetydelig lausmateriale over berggrunnen. Navnet er avledet av et gresk ord for stein. Slikt jordsmonn har meget liten produksjonsevne.

XV. Jordarter og jordsmonn i Norge

1. Kort oversikt over Norges jordarter

Som innledning til drøftelse av jordsmonnet i Norge er det aktuelt å skaffe seg et overblikk over de viktigste jordartene. For mer inngående studier henvises til litteratur i fagene kvartærgeologi og jordbunnsføre.

Sedimentær leirjord er utbredt praktisk talt bare under den marine grensa. I alminnelighet finnes det ellers ikke store sammenhengende arealer med leirjord like opp til dette nivået. Mange steder har erosjonsdaler skåret seg ned i leirmassene så topografien er sterkt oppbrutt.

Som nevnt tidligere, er det funnet at illitt, kloritt, vermiculitt og glimmerlignende mineraler med blandsjiktoppbygning utgjør en stor del av det fineste materialet i leirprøver som er undersøkt etter moderne metoder. Til dels finnes montmorillonitt og små mengder kaolin.

Omfattende eldre mikroskopiske undersøkelser av norsk leirjord viste at kvarts fantes noenlunde jevnt fordelt i fraksjonene over 0,01 mm og avtok raskt når partikkelstørrelsen sank under denne grensa. Biotitt fantes praktisk talt bare i fraksjonene over 0,01 mm. Plagioklas feltspat dominerte i fraksjonen 0,01-0,002 mm. Hornblende var noenlunde jevnt fordelt i de forskjellige fraksjonene som kunne studeres med mikroskop.

Ved disse eldre mineralogiske undersøkelser ble det funnet sammenhenger mellom sammensetningen av leira og berggrunnen i forskjellige landsdeler. Leire fra Østlandet inneholdt store mengder kaliumfeltspat i forhold til plagioklas. Det ble påvist karakteristiske mineraler fra eruptiver i Oslofeltet og bruddstykker fra kambrosiluriske sedimenter. Innholdet av muskovitt og kloritt var forholdsvis lite. Leirjord fra Sørlandet bar preg av grunnfjellsbergarter. Den inneholdt frisk plagioklas. Vestlands-leira inneholdt mye omdannet plagioklas. Den opprinnelige anortittmengden var relativt stor. Klorittinnholdet lå forholdsvis høyt.

Trøndelags-leira var fattig på kaliumfeltspat og rik på kloritt, noe som passer med at materialet skriver seg fra sterkt omdannede bergarter. Leira i Nordland inneholdt i alminnelighet mye dolomitt.

Mengdeforholdet mellom forskjellige grunnstoffer vekslet atskillig. F.eks. hadde prøvene av leire fra Østlandet et mengdeforhold Al_2O_3/MgO på 6,1 mens det var 3,6 for leirprøver fra Romsdal, Trøndelag og Nordland.

Under den marine grensa er det foruten leirjord også mye av grovere sedimenter. Mange steder er det skyllet sand utover leirjorda slik at leira nå er dekt av et forholdsvis tynt sandlag. Særlig finner en slike jordbunnsforhold i nærheten av forhøyninger i terrenget. Forklaringen på dette er at de høyeste partiene har vært dekt av grovere materiale som er ført utover av bølgene da landet holdt på å dukke opp gjennom havflaten.

I noe skrånende terreng kan en mange steder finne avvekslende små sand- og leirfelter i jordoverflaten. Det er ofte bevegelig grunnvann på grensa mellom sand og leire, noe som gjerne fører til utvikling av gunstige jordsmonntyper. Slike områder blir dels kalt mosaikkmarker. Navnet peker hen på den mosaikklignende fordelingen av felter med jord med forskjellig mekanisk sammensetning.

Under den marine grensa finnes selvfølgelig også store arealer med morenejord. Disse lausavleiringene har vært påvirket fra overflaten av havvannet. Til dels er oppstikkende berg blitt grundig reinspylt av bølgene. De store isranddannelsene avsatt under havnivået står i en særstilling. (Jfr. utredninger om raene, Romerike-området m.v.)

Det er gjort forsøk på å bestemme arealet under den marine grensa, og for Sør-Norge er en kommet til at det skulle være knapt 15%.

Det er arealer med sedimentær jord også over den marine grensa, men her er det sjelden å finne riktig finkornete sedimenter. Langs vassdragene er det belter med slik lagdelt jord. Dels finner en avleiringer som er blitt til i post-

glacial tid, og dels er materialet blitt avsatt under isavsmeltinga. Sedimenter fra avsmeltingsperioden finnes også mange steder uavhengig av de vassdragene en har nå. I isdemte sjøer er det blitt bunnfelt materiale, og åsdannelser er ofte tilsynelatende umotivert plassert i terrenget.

En jordartsgruppe som gjerne blir omtalt særskilt, er mojord. Betegnelsen er brukt noe forskjellig i de nordiske land. Den gangen de viktigste mojordforekomstene i Norge ble undersøkt, ble det brukt en gammeldags inndeling ved mekanisk jordanalyse. Det ble da funnet at i mojorda var fraksjonen 0,01-0,05 mm særlig sterkt representert. I Sverige brukes uttrykket mojord om noe grovere materiale.

Blant mojordartene i Norge merker vi oss mjele på Rome-rike og kvabb i Østerdalen og Gudbrandsdalen, og koppjord og kleimjord i Solør. Endel såkalt evjejord på Vestlandet hører inn under den samme jordartsgruppen. Ellers er det sedimenter som tilhører denne gruppen mange andre steder langs vassdragene.

Egenskapene til morenejorda avhenger i første rekke av: 1) Hva for slags bergarter den er dannet av, og 2) hvor langt massen er flyttet. Det har vist seg at det i Norge finnes mye morenemateriale som er transportert over korte avstander. Jorda er altså i slike tilfelle blitt til så å si bare av den bergartsmassen en har på stedet. Bergartssammensetningen blir dermed meget ensidig. Er bergarten blaut og skifrig, kan jorda bli ganske finkornet. Men er det tungt nedbrytbare bergarter i fjellgrunnen, blir det blokk- og steinrik jord.

Tidligere er det regnet med at skifermateriale som fyllitt og leirskifer skulle gi opphav til leirrik morenejord. Men det har vist seg at korttransportert morenemateriale av slike bergarter ikke har noe stort innhold av materiale mindre enn 0,002 mm. Mengden av fraksjonene 0,002-0,06 mm er derimot gjerne relativt stor. Innholdet av blokker og store steiner er i alminnelighet ganske lite i slik jord fordi disse bergartene har relativt liten sammenhengskraft. Det er derfor forholdsvis store muligheter for oppdyrking av slike morene-avleiringer. Derimot lar det seg ikke gjøre å dyrke opp for

alminnelig jordbruksmessig drift sterkt lokalpreget morenejord av de alminnelige harde bergartene.

I Norge er det ikke store mengder forvittringsjord over berggrunnen. Årsaken er at den postglaciale tidsperioden er kort. Slik jord egner seg stort sett dårlig til kultivering fordi den er grunn. Men det finnes store skogarealer på forvittringsjord. I alminnelighet er dette lite produktiv skogmark. Egenskapene til forvittringsjorda er selvfølgelig sterkt avhengig av hvad slags bergart den er oppstått av.

Mange steder er det dannet ubetydelig forvittringsmateriale så det ikke blir noe sammenhengende dekke. De mest motstandsdyktige bergartsmassene kan ha motstått forvittringen praktisk talt fullstendig. En finner kanskje at kvartsårer i fjellgrunnen bare hever seg et par mm i forhold til den tilstøtende overflaten. Over store arealer kan berggrunnen være dekt med et tynt usammenhengende humuslag, nærmest av torvaktig råhumuskarakter. Under humusdekket er det gjerne mineralkorn som er løsnet ved forvitring. På spredte steder, særlig over forsenkninger i fjelloverflaten, finnes litt morenemateriale. Slik jord er selvfølgelig lite produktiv. Men den har likevel sin interesse fordi den dekker store områder. I daglig tale brukes ofte betegnelsen grunnlendt mark om slike arealer.

Det finnes mange lokale unntak fra hovedregelen om at forvittringsjorda er grunn. Over leirskifer i Oslofeltet er det betydelig kulturjordarealer på forvittringsmateriale. På mange steder finnes det små felter med forholdsvis dyp forvittringsjord. Til dels kan en ha å gjøre med produkter av kjemiske omdannelser som har foregått i eruptive og metamorfe bergarter i preglacial tid.

Skredjord dekker ikke store arealer. Men den gir til dels grunnlag for frodig, naturlig plantevekst. Endel frukt dyrking foregår på skredjord.

Flygesand spiller ingen stor rolle i Norge. Den finnes helst langs kysten, og i noen grad langs vassdrag med flate åpne sandstrender.

betegnelsen A_1 på overgangen mellom humus-
jord. Ofte deles A_0 og B i flere lag.
I litteratur brukes til dels andre bokstav-

A_2 og B-laget varierer sterkt. Ofte har
lys grå, askelignende farge. Navnet podsol er
bety askelignende jord. Men fargen kan i
være ganske mørk på grunn av humusinnblanding.
Generalmateriale har også til dels innflytelse på
bleikjorda. F.eks. finner en ofte en rødlig farge-
bleikjorda i morenematerialet av nordmarkitt og
syvfelt-eruptiver. I fyllittmorenjord kan en
finne grønnlig bleikjord.

I utfellingslaget kan veksle fra gulbrun, skarpt
til svart. Inndelingen av forskjellige varie-
teprofiler blir bl.a. utført på grunnlag av
utfellingslaget. (Fargen angis mest eksakt ved
ved skalaer, f.eks. Munsell Soil Colour Charts.)
I enkelte farger i A_2 -laget skyldes at det her har
en sterk forvitring. Den sterkt sure reaksjonen
er at sigevannet får stor oppløsningsevne.
I takt med at det er talt uoppløselig. Ved kvantitativ mineral-
undersøking av undergrunnen og i bleikjorda kan en regne ut
hvor mye er ført bort av de forskjellige stoffene, for-
søksårsaken sammensetningen fra først av har vært den
heile profilet. I trakter der podsolerings-
prosessen foregår gjennom meget lange tidsrom, er det
kvartsinnehold i bleikjorda enn i de dypere
lag. I de nordiske land har ikke forvitringen nådd så
dybde. Forsøk har vist at i gjennomsnitt er 10-20%
av den samlede massen ført bort fra bleikjorda i podsol-
land-Sverige. Kalkspat som eventuelt har vært i
laget er selvfølgelig oppløst. Ellers angripes apatitt
og silisium-mineraler, plagioklas og kaliumfeltspat.
I tillegg er det de tunge mineralene som forvitrer lettest.

bleikjorda i Norge
er dette
bleikjorda, finner
profiler viser
farge og høyde
av bleikjorda

areal
undersøkt

opphav, men
profiler
på grunn av
bleikjorda spesielle

jordsmonn
profiler
så for
jordsmonn-
innhold til
ste av
profiler ellers
fargen i
bleikjorda dyrka
vil være
bleikjorda

Baseminerallindeksen (vektprosent av fraksjonen 0,6-0,2 mm med spesifikk vekt over 2,680) blir altså lavere for bleikjorda enn for de dypere profillagene. En undersøkelse i Ulvsjøberget forsøksskog, Søre Osen, Trysil, viste gjennomsnittlig baseminerallindeks 1,2 for A₂ og 6,5 for C.

Av de enkelte grunnstoffene de svenske undersøkelsene omfatter, er det funnet at fosfor er blitt ført bort i relativt størst mengde. Heile 91,7% av den fosformengden som fantes i materialet på forhånd, er fjernet fra bleikjorda. Av magnesium og jern er det ført bort henholdsvis 65,5% og 59,2%. Tapene for kalsium er 33,6%, natrium 22,3%, kalium 10,7% og aluminium 24,9%. Regnes silisiumtapet på det som er bundet i silikatene, blir bortføringen 23,3%. Årsaken til at tapet av kalium og natrium er relativt lite, er at feltspatene forvitrer langsomt.

I sjiktet under bleikjorda er det utfelt endel materiale som er ført nedover fra de øverste lagene i profilet. B-sjiktet har ofte en skarp rustfarge av jernrike kolloider, og kan da kalles rustjord. De sekundære kolloidene kan ellers være aluminium, silisium- og humusrike. Med humuskolloidene følger grålig eller svart farge.

Det finnes analyseresultater som viser hvordan kolloidene fordeler seg i podsolprofilene. I Finland er det gjort grundige undersøkelser over fordelingen av kolloidmateriale i podsolprofiler av forskjellig alder. Kolloidinnholdet ble bestemt etter ekstrahering med sur oppløsning av ammoniumoksalat. Det ble funnet at den maksimale kolloidmengden lå dypere i et ungt enn i et gammelt podsolprofil. Utfellingslaget skulle med andre ord ha vokst nedenfra og oppover. Samtidig har bleikjordlaget i noen grad utvidet seg ovenfra. Bleikjorda er selvfølgelig fattig på kolloidmateriale.

Mange forskjellige forklaringsmåter for dannelsen av B-sjiktet er prøvd. Det kunne ligge nær å tenke seg at det her foregår enkel koagulering av elektronegative kolloider med stoffer som kalsium og magnesium. Men det har vist seg at konsentrasjonen av slike elektrolytter i alminnelighet er

meget liten der utfellingen foregår i et typisk podsolfprofil. Derimot er innholdet av aluminium og treverdige jern stort, og disse elementene har meget sterk fellingsevne overfor humusstoffer. I stedet for elektrolytt-utfelling kan utfellingen tenkes å foregå ved gjensidig utladning av kolloidpartikler med motsatt elektrisk ladning. Jern- og aluminiumhydroksyder med positiv ladning og silisium- og humuskolloider med negativ ladning kunne utfelle hverandre.

Det er tenkelig at transporten av kolloidalt materiale ned gjennom jorda er avhengig av såkalte beskyttelseskolloider, og at det blir utfelling der virkningen av disse spesielle kolloidene opphører. En teori går ut på at humuskolloider beskytter mineralkolloider mot utfelling øverst i jordsmonnet.

Mindre humusinnhold ned gjennom profilet kan føre til oksydasjon fra toverdige til treverdige former av jernioner i sigevannet, og dermed til lettere utfelling.

Enkle fysiske prosesser har vært brukt som utgangspunkt for forklaringer. Porene i jordmassen er som regel mindre dypt i profilet enn i de øverste lagene der den sterkeste kjemiske og fysiske forvitringen foregår, og derfor skulle det bli vilkår for filtreringsprosesser. Der poresterrelsen avtar, blir det mulighet for å få holdt tilbake kolloidmateriale. Dermed tettes åpningene ytterligere til og filtreringen skulle etter hvert bli mer effektiv. Det er ellers antydning at uttørking eller vekselvis fuktning og tørking, i noen grad kan ha betydning for kolloidutfellingen.

I råhumusdekket ligger pH i alminnelighet mellom 3,5 og 4,8. Gjennomsnitt for et stort antall prøver fra podsolfprofiler i skogjorda i Oppland fylke var 4,2, og basemetningsgraden var 23,2%. Reaksjonen i undergrunnsjorda er ofte i nærheten av nøytralepunktet. Suspensjon av pulveriserte bergarter har alkalisk reaksjon. Men det har i mange tilfelle foregått noe forvitring også i undergrunnsmateriale. Særlig i grovkornet jord kan pH være lavere enn 7 i stor dybde. Det er likevel en fast regel at i podsolfjordsmonn stiger pH fra overflaten av mineraljorda til undergrunnen. Denne pH-varia-

sjonen kan ha betydning for oppbygging av B-sjiktet. Er det øverst i profilet blitt dannet eller frigjort en kolloidpartikkel med amfotere egenskaper, men med høyere isoelektrisk punkt enn pH i jordvæsken, vil partikkelen få positiv elektrisk ladning. Den vil altså avgi flere OH-ioner enn H-ioner. Føres så denne kolloidpartikkelen nedover i profilet, vil H-ione-konsentrasjonen i væsken omkring den stadig synke. Den positive ladningen må dermed avta. Når partikkelen er kommet så langt ned i profilet at pH i jorda svarer til dens eget isoelektriske punkt, blir den elektrisk nøytral og kan felles ut. Den partikkelen som har det laveste isoelektriske punktet, felles ut lengst oppe i profilet. Partikler med høyere isoelektrisk punkt føres lenger nedover før de blir utfelt.

Analyser av kolloidene i B-sjiktet viser stort sett mer humus og silisium nær A₂-laget enn lenger nede, og videre at de jernrike forbindelsene gjennomgående er utfelt høyere oppe enn de aluminiumrike.

Det er selvfølgelig bare elektropositive kolloidpartikler som kan utfelles på denne måten i jordprofilen. Negative partikler vil få sterkere ladning under transport nedover i profilet.

Bestemmes differensen mellom pH i vannsuspensjoner og i suspensjoner i forskjellige saltoppløsninger, blir det i allminnelighet karakteristiske skilnader mellom forskjellige lag i podsoljordsmonnet. I råhumusen er det acidoidene som dominerer. Det vil derfor lett bli frigjort flere hydrogenioner ved ombytting med saltenes metallioner. I B-sjiktet har kolloidene mer basisk karakter (forholdsvis flere OH-grupper). Det kan her bli frigjort relativt færre H-ioner. pH kan i endel tilfelle stige ved salttilsetning, særlig hvis en bruker et salt med toverdige anion og enverdige kation.

Stigningen av pH ned gjennom jordsmonnet kan medføre direkte utfelling av aluminium- og jernioner som føres med sigevannet nedover.

Sannsynligvis deltar flere forskjellige typer av prosesser i oppbygningen av podsoljordsmonnets utfellingslag.

b. Forskjellige undergrupper av podsolprofiler og overgang fra podsol til sumpjord

Det finnes mange forskjellige varieteter av podsolprofiler. De to hovedformene jernpodsol og humuspodsol er forholdsvis lette å kjenne. Som en overgangsform mellom disse to har vi jernhumuspodsol. Profilet betegnes jernpodsol når utfellingslaget har rustfarge. Er det humusstoffer som setter preg på fargen i utfellingsssjiktet, kalles profilet humuspodsol. I et typisk jernhumuspodsol er det utfelt humuskolloider i et belte over det rustfargete laget, altså like under bleikjorda. Til dels kan humusutfellingene i disse profilene også forekomme jevnere fordelt eller som striper eller gårer et stykke ned gjennom rustjorda.

Av jernpodsolprofiler kan det skilles ut flere forskjellige varieteter. Ofte er ulikheter i fuktighetsforhold årsak til forskjellig profilutvikling. Tykkelse på råhumus- og bleikjordlag varierer sterkt.

Der det dannes jernpodsol, står som regel ikke grunnvannet opp i B-sjiktet i lengre perioder i veksttida. Undersøkelser i Nord-Sverige viste at grunnvannet står noe høyere der det utvikles jernhumuspodsol og enda høyere der det blir dannet humuspodsol. Ved detaljregistreringer på et par felter ble det funnet at grunnvannsnivået i gjennomsnitt sto 37-70 cm under jordoverflaten i tidsrommet juni-oktober der det ble utviklet jernhumuspodsolprofil. Humuspodsol ble altså dannet der grunnvannet gjennomgående sto enda litt høyere. Over humuspodsol-arealene var det i alminnelighet kvitnoseflekker (Sphagnum-flekker) i bunnvegetasjonen. Stort sett var råhumuslaget litt tykkere og mer torvaktig i humus- enn i jernpodsol.

Over lavere deler av Østlandet synes det å være lignende fordeling av podsolgruppene som i Nord-Sverige. Humuspodsol finnes altså først og fremst i myrkanter og ellers der det er svak forsumping. Under fuktigere klimaforhold kan det lettere dannes humuspodsol. I høyereliggende trakter og i kystdistrikter i Norge kan det utvikles humuspodsol uten høytstående grunnvann.

Foruten humuspodsol med godt utviklet utfellingslag til noenlunde stor dybde finnes det andre typer der grunnvannet står høyere. Med stigende grunnvannsnivå blir utfellings-sjiktet utydelig. Kommer grunnvannsnivået enda høyere, kan det heller ikke utvikles bleikjord. Humusdekket blir tykkere og mer torvaktig på grunn av større fuktighet. Når dette torv-sjiktet eller torvlignende laget kommer opp i en tykkelse på over 30 cm, kan det som regel ikke lenger foregå noen nevne-verdig utvasking av mineraljorda under. Et slikt profil kalles sumpjord. Under humuslaget er det noen steder et lag av stei-ner som er transportert nedenfra ved oppfrysing. Det er selv-følgelig ikke bare i trakter med podsolprofiler det finnes sumpjord. En har også overgangsformer f.eks. fra brunjord til sumpjord.

Bleikjordlaget kan til dels være så tynt at det er vanske-lig å oppdage. I enkelte tilfelle er det i Norge målt bleik-jordsjikt på over 1 m. Ved sammenstilling av det omfattende materialet fra undersøkelsene av skogjorda ble det funnet at 35,1% av podsolflatene hadde bleikjordtykkelse under 3 cm, 29,6% mellom 3 og 6 cm, 18,0% mellom 6 og 10 cm og 17,3% over 10 cm.

I noen tilfelle er mer eller mindre av utfellingslaget herdnet til en fast masse som kalles aurhelle. Det har fore-gått en omdannelse av strukturen til kolloidmaterialet slik at de grovere bestanddelene blir holdt sammen. En slags stabilisering har altså gått for seg. Men det er ennå ikke funnet noen fullstendig forklaring på de prosessene som foregår ved aurhelledannelse.

Det er mange forskjellige aurhelletyper. Lenge har det vært skilt mellom jernaurhelle og humusaurhelle etter sammen-setningen av kolloidmaterialet. Det er selvfølgelig også overgangsformer mellom disse hovedtypene. Humusaurhelle pleier å smuldre noenlunde raskt når den kommer opp i lufta. I unn-takstilfelle kan manganforbindelser kitte mineralmateriale sammen til en svart aurhellemasse. På enkelte steder fore-kommer en hard og meget tynn jernaurhelle.

En egen form for aurhelledannelse er blitt kalt leiraurhelle. Her er det leirmateriale som kitter sammen massen. Leiraurhellen er særlig undersøkt i dyrka, leirrik jord og kan ikke direkte parallelliseres med jernaurhelle og humusaurhelle i podsoljordsmonn. I engelsktalende land er uttrykket fragipan ("skjør aurhelle") blitt brukt om svake sammenkitninger som ligner noe på leiraurhelle beskrevet fra de nordiske land.

Det har vært mye diskusjon om eventuelle skader av aurhelle. Ofte kan det i slike tilfelle være vanskelig å avgjøre hva som er årsak og hva som er virkning. Men en kan slå fast at det som regel er ugunstig jordsmonn for plantene der det opptrer aurhelle.

C. Brunjord

I et typisk brunjordprofil er det øverst et moldlag som går jevnt over i et brunfarget sjikt. Overgangen fra det brune laget til undergrunnen er selvfølgelig også jevn. Tykkelsen av moldlaget varierer innenfor meget vide grenser, fra mindre enn 1 cm til mer enn 20 cm. Innholdet av organisk materiale er også sterkt vekslende. Det brunfargete laget varierer sterkt i tykkelse etter dybden av jordsmonnet og tykkelsen av moldlaget.

Det øverste humusholdige sjiktet har i alminnelighet grynstruktur. Kolloidmaterialet er noenlunde jevnt fordelt ned gjennom profilet. Den brunaktige fargen som profiltypen har fått navnet etter, skyldes ferriforbindelser. Men fargen er ikke skarp og rustlignende som i utfellingssjiktet i jernpodsol. I brunjordprofilene er det som regel en mattere, mer gråaktig fargetone. En pleier å si at den minner om fargen på kakaopulver. I endel tilfelle er det ellers humusstoffene som dominerer fullstendig slik at fargen blir grå. Til dels er uttrykket brun og grå skogjord blitt brukt i stedet for brunjord.

Den karakteristiske vegetasjonen på brunjord er lauvskog med gras og breibladete urter.

Hydrogenionekonsentrasjonen er gjennomgående betydelig lavere i brunjord enn i podsol. I et typisk brunjordprofil er det ikke kalsiumkarbonat. Endel av de ombyttbare metallkationene er ført bort. Men brunjorda er som regel ikke så umettet som podsoljorda. pH i det øverste sjiktet varierer oftest mellom 4,0 og 6,0, og det er også her en stigning i pH nedover i profilet. Som gjennomsnitt for humusprøver fra brunjord i skogene i Oppland fylke ble det funnet pH 5,0 og basemetningsgrad 47,0%.

Den jevne fordelingen av kolloidene i dette jordsmonnet regnes å ha sammenheng med forholdsvis høy pH og basemetningsgrad. Plantene brer røttene noenlunde jevnt ned gjennom brunjordprofilet. Dermed blir det tilførte organiske materialet jevnere fordelt. Som regel medfører et rikere dyreliv i brunjord enn i podsol en bedre sammenblanding av materialet.

Stort sett er næringstilgangen for plantene betydelig bedre i brunjord enn i podsoljordsmonn. Omsetning av nitrogenforbindelsene føres oftest like fram til nitratdannelse i brunjord, mens den i alminnelighet stopper ved ammoniakkdannelse i podsoljord. Nedbryting av de organiske forbindelsene går stort sett raskest i brunjord, og dermed frigjøres også de andre næringsstoffene lettere. Mineralpartiklene i brunjorda har også gjennomgående i behold mer næringsstoffer.

Det finnes mange forskjellige varieteter av brunjord, men i Norge og andre nordiske land er det hittil gjort lite for å karakterisere dem. Mellom brunjord og podsol og mellom brunjord og sumpjord er det overgangsformer.

Et par betegnelser en ofte støter på i litteraturen for overgangsformer, er degenerert brunjord og moldpodsol. Det første navnet antyder at brunjord holder på å gå over til podsol. Humusen begynner da å få råhumuskarakter, og det tar til å bli avbleiking av mineralmaterialet i laget under – altså begynnelse til bleikjorddannelse. Moldpodsol kan være en stabil type. Podsolprofilets A_0 -lag kan i enkelte tilfelle nærmest ha moldkarakter. Men det kan i andre situasjoner være

en omdannelse fra råhumus til mold, en prosess som fører fra podsol til brunjord. I trakter der jordsmonnet står på overgangen mellom disse to hovedgruppene, kan f.eks. innplanting av gran på lauvskogmark føre til podsolering der det tidligere var brunjord, og sterk beiting kan bl.a. gjennom endring av vegetasjonen forandre podsol i retning av brunjord.

(Ved bruk av det internasjonale inndelingsskjemaet vil mye av vår brunjord komme i gruppen cambisols.)

D. Jordsmonn med saltopphoping i overflaten

I de tørreste traktene i Norge finnes det jordsmonn der det opptrer saltutfellinger i overflaten gjennom kortere eller lengre tid av året. Slikt jordsmonn ble først undersøkt i Gudbrandsdalen, og betegnelsen saltbitterjord ble innført i litteraturen for denne jordsmonntypen. (Det er mulig at navnet i folkespråket opprinnelig har vært "saltbiten jord" og at saltbitterjord skyldes en forvanskning.)

Saltbitterjorda finnes i de tørreste traktene i nordre Gudbrandsdalen. I deler av Vågå, Lom, Skjåk, Dovre og Lesja er årsnedbøren ned mot og på noen steder atskillig under 300 mm. En stor del av nedbøren faller som snø, og regnmengden i sommertida er meget liten. Men sommertemperaturen er relativt høy, slik at det er vilkår for stor fordampning. Der jorda har god kapillær ledningsevne og grunnvannet står høyt, vil det derfor bli stor stofftransport oppover i profilet.

I typisk saltbitterjord dannes det skorper av utfelte salter i jordoverflaten i den tørre tida av året. På avstand kan en se uregelmessige flekker eller små områder av grålig eller gråkvit farge. Mengden av utfelte salter veksler med været hvert enkelt år.

Humusinnholdet synes gjennomgående å være meget lite i saltbitterjorda, sammenlignet med andre norske jordsmonntyper. Nedbryting av organisk materiale går som regel raskt. Det ser ut til at nedbrytingshastigheten til dels er veldig stor. F.eks. blir det fortalt at store trestykker som rotenden av

avbrekte kornstaurer kan tøres opp i løpet av et år. Profilene i saltbitterjord synes i alminnelighet å ha en grålig fargetone. Den mer eller mindre rustlignende fargen som en gjerne finner i annen jord med lite humusinnhold, synes å være mindre framtrædende i saltbitterjord.

Jordreaksjonen er som regel alkalisk. Det er alminnelig å finne pH-verdier mellom 7 og 9. Men på den såkalte Lesjaleira (der Lesjavannet lå før uttapping) er det sur sulfatjord.

De tyngst oppløselige saltene blir selvfølgelig utfelt først og de mer lettoppløselige etter hvert som konsentrasjonen blir tilstrekkelig stor ved stadig stofftilføring og fordampning. Det forekommer både klorider, sulfater og karbonater av alkali- og jordalkalimetaller. Gips er det meget alminnelig å finne. Saltbitterjord på forskjellige lokaliteter kan ha forskjellig sammensetning av de utfelte saltene.

Ernæringsforholdene for plantene er særegen på slik jord. Foruten at konsentrasjonen av mange stoffer er meget stor, ligger pH høyt. Tilgangen på enkelte stoffer kan dermed bli vanskeliggjort. Det er alminnelig å finne mangan- og bormangel i disse distriktene. En merkverdig plantesykdom "opegjerd" som bl.a. ytrer seg ved at bygg ikke utvikler kjerne, har sammenheng med de spesielle jordbunnsforholdene.

Vegetasjonsdekket blir selvfølgelig preget av de egenartete vekstforholdene. På endel steder blir saltkonsentrasjonen av og til så stor at den høyere vegetasjonen dør fullstendig ut. Ellers blir det gjerne en særegen artssammensetning. Det er som regel rikelig tilgang på mange av plantenæringsstoffene i slik jord. Men stofftilgangen kan bli sterkt ubalansert. Motstandsevnen mot saltkonsentrasjon kan bli avgjørende for hvilke planter som klarer seg. Plantedekket blir på sine steder preget av halofytter.

Saltbitterjorda opptrer på forskjellige jordarter. Men som en kunne vente, ser det ut til at en først og fremst finner slike jordprofiler på jord med god kapillær ledningsevne og forholdsvis høytstående grunnvann eller tilførsel av vann fra sida. Utbredelsen av saltbitterjorda i landskapet

er ofte tilsynelatende ganske tilfeldig. Men det later til å være mer alminnelig å finne slikt jordsmonn litt oppe i dalsidene enn over dalbunnen fordi jorda ofte er mer grovkornet ned mot vassdragene.

I de tørreste traktene i Østerdalen er det lignende forhold som i Gudbrandsdalen.

Det er også påvist at det mange steder i de lavere traktene ved Mjøsa, Randsfjorden og Tyrifjorden blir utfelt salter i jordoverflaten i tørre perioder. Men her er det ikke funnet direkte skadevirkning på vegetasjonen av for høy saltkonsentrasjon, slik som for saltbitterjorda. Også i andre distrikter der nedbøren er relativt liten, er det påvist tilsvarende jordsmonnutvikling. For planteveksten over de arealene der saltutfellingen foregår, har slike prosesser stor betydning. Men slik jordsmonnutforming har ofte en utpreget lokal karakter. I mange tilfelle finnes saltutfellinger over små forsenkninger der det tilstøtende naturlige jordsmonnet over forhøyningene er podsol.

E. Profilutviklingen i leirjord

Profilutformingene går på flere måter annerledes for seg i leirjord enn i mer grovkornet jord. I finkornet jord går vanntransporten langsomt. Leirjorda er stort sett næringsrikere enn mer grovkornet materiale. Den har større absorpsjonsevne, og det relative utvaskingstapet har ofte vært mindre enn fra sandjord. Det er derfor sannsynlig at det lettere kan bli utfelt negative kolloidpartikler på grunn av nøytralisering med metallkationene kalsium og magnesium når de føres nedover med sigevannet i et leirjordprofil enn i et podsolprofil.

Leirjord som ikke er påvirket av jordsmonndannelse, har i alminnelighet blågrå farge. Den blir gjerne kalt blåleire. En finner som regel typisk såkalt blåleire der leirmaterialet konstant har vært gjennomfuktet. Graver en dypt i leirmassene, vil en nesten over alt komme ned til blåleire. På endel steder finner en at leira like under det humusholdige laget er

praktisk talt upåvirket av jordsmonnprosesser. Det er særlig i forsenkninger i terrenget, der grunnvannet står høyt så om-
dannelseskraftene er blitt hindret. I Norge har en brukt
betegnelsen blåleirprofil om et slikt jordsmonn. Humusinn-
holdet er som regel stort i det øverste laget i et blåleir-
profil. Til dels kan det være en torvaktig humusmasse øverst
i profilet. Det er gjerne stor fuktighet like opp i overflaten.
Ofte er det humusholdige laget realtvt skarpt avgrenset.
For at profilet skal kunne kalles blåleirprofil, må fargen
være blågrå like opp til grensa for det humusholdige laget.
Det må altså ikke være større skilnader i fargen i forskjellige
dybder i leirmassen nedenfor grensa for humusinnblandinga.

Der forvittringskraftene har fått noe bedre høve til å
virke, forsvinner den opprinnelige, mørke fargen, og lysere
grålige eller rustlignende fargetoner blir framtrædende.
Når lufta kommer til, blir toverdigg jern oksydert til treverdigg
og det dannes ferrihydroksyd (eller ferrioksyd med mer eller
mindre vann). Ved jordsmonndannelse blir altså fargen i leir-
laget under det humusholdige sjiktet først lysere gråaktig
eller brunlig. Fortsetter prosessene, lysner gråfargen ytter-
ligere, og rustfargen blir også avbleiket. Der jordsmonn-
utviklingen er nådd lengst, har leira nærmest det humusholdige
laget lys grå eller gråkvit farge. En slik jordsmonntype
blir gjerne kalt kvitleire. Blåleirprofilet har altså gjennom-
gått minst og kvitleirprofilet størst forandringer. Mellom
disse yttergrensene har vi alle overganger. Det har vært
alminnelig å bruke uttrykket gråleire som samnavn for slike
overgangsformer. Men endel profiler har også fått spesielle
navn.

Kvitleire finnes særlig i relativt stor høyde over havet.
I distrikter med leirterrasser i forskjellige nivåer har kvit-
leirjordsmonnet gjennomgående forholdsvis størst utbredelse
over de øverste terrassene. Det er regnet som en viktig årsak
til dette forholdet at det har stått lengst tidsrom til rådigg-
het for jordsmonndannelsen over de øverste terrassene. Videre
har leirjorda ofte noe grovere mekanisk sammensetning her enn

lenger nede, og kan dermed bli noe lettere gjennomtrengelig for vann. Endelig står grunnvannet som regel relativt lavt over de høyeste terrassene.

Humusinnholdet er gjennomgående mindre i kvitleire enn i blåleire. Stort sett er også kvitleira surere og næringsfattigere. Den krever altså i alminnelighet mer gjødsel og kalk enn blåleira.

I endel blåleir- og mørke gråleirprofiler i Østfold og Akershus lå pH i laget like under matjorda (plogbunnlaget, alven) praktisk talt alltid over 6,0, mens den ofte var 5,0-5,5 og til dels ennå lavere i kvitleire og lys gråleire.

I nærheten av grunnvannsnivået finnes det i alminnelighet rustflekker og ruststriper langs åpninger i leira. Disse rustfargete konkresjonene blir kalt gleyutfellinger. En forklarer dannelsen av gleyutfellinger ved at grunnvannet har inneholdt oppløste forbindelser av toverdige jern, og der lufta kommer til, vil ferroionene bli oksydert til ferriioner som tar til seg OH-ioner og felles ut. Ferrihydroksyd er som kjent mye tyngre oppløselig enn ferrohydroksyd. (Fe^{++} ioneradius 0,74 Å, Fe^{+++} ioneradius 0,64 Å.)

Det er særlig langs tørkesprekker og åpninger etter meitemark og planterøtter at lufta kommer i kontakt med grunnvannet, og gleyutfellingene er derfor fortrinnsvis samlet langs slike åpninger. Rustkonkresjoner dannet på denne måten, finnes særlig mellom det høyeste og det laveste grunnvannsnivået på stedet. Gleydannelser kan også utvikles i andre profiler, f.eks. i humus- og jernhumuspodsol. Men det kan her være vanskeligere å skille gleyfellingene fra utfelte kolloider som er kommet ovenfra i profilet.

I eldre norsk jordbunns litteratur finnes beskrivelse av mange forskjellige leirjordtyper.

F. Rendsina, ranker og lithosol

I Norge finnes bare små arealer av rendsina. Denne jordsmonngruppen er knyttet til kalkstein. Etter utførte areal-

beregninger (se avsnitt III,3) utgjør kalkstein og dolomitt bare 1,1%. Over mye av dette arealet er det andre jordsmonntyper enn rendsina.

Det er beskrevet rendsina eller rendsinalignende jordsmonn fra små lokaliteter i Sørfold i Nordland og i Oslofeltet.

Jordsmonn med kjemisk sett lignende egenskaper som rendsina er utviklet i skjellbankeavleiringer langs kysten. I enkelte distrikter dekker slike forekomster betydelige arealer. Kalktuff kan gi grunnlag for jordsmonnutvikling av lignende karakter.

Som parallell til uttrykket humuskarbonat-jordsmonn om rendsina er humussilikat-jordsmonn brukt om ranker. Men denne siste gruppen er mindre skarpt definert. Ranker skulle omfatte jordsmonn med en grunn, mer eller mindre torvaktig humusmatte over silisiumrik fjellgrunn. De opprinnelige beskrivelsene av rankerjordsmonn stammer fra Mellom-Europa. Ennå er det uklart hvorvidt vi skal bruke betegnelsen ranker om jordsmonn i de nordiske land, bl.a. fordi det internasjonalt ikke er enighet om definisjonene. Sannsynligvis er det riktigere hos oss å skille ut en gruppe med eget navn.

Gruppen lithosols omfatter meget grunt jordsmonn over hard berggrunn. I Norge har vi store arealer med slike jordbunnsforhold. Men det foreligger ennå ikke innarbeidde definisjoner som bl.a. kan gi klar avgrensning mot andre hovedgrupper.

G. Utbredelse av de forskjellige jordsmonngruppene

Innledningsvis kan det påpekes at vi bare har ufullstendig kjennskap til utbredelse av forskjellige slags jordsmonn i Norge. Dette har sammenheng med at det relativt sett har vært meget små bevilgninger til jordbunnsforskning i vårt land.

Med de sterke vekslinger vi mange steder har med hensyn til klima, geologiske forhold, topografi og vegetasjon, er det alminnelig å finne en mosaikklignende fordeling av forskjellige jordsmonntyper.

Utbredelse av jordsmonn med saltutfellinger i overflaten er nevnt foran.

Leirjordtypene er i overveiende grad knyttet til kulturjordarealer under den marine grensa på Østlandet og i Trøndelag.

Sumpjordutbredelsen motsvarer noenlunde myrområdene. De topografiske kartene gir holdepunkter for fordeling av denne jordsmonngruppen.

Rendsinajordsmonn finnes som noen små, spredte flekker over kalksteinsarealer (se berggrunnskart).

Grunnlendt mark har meget stor utbredelse (se avsnitt XIV,1). Slike arealer har dels bart berg og dels fjellgrunn dekt med litt organisk jordmateriale. På noen steder er det et tynt lag med forvittringsjord eller morenejord under humusdekket. Slike arealer synes nærmest å motsvare jordsmonnområder med lithosols og rankers etter den inndelingen som nå i noen grad brukes internasjonalt, men som nevnt er det ennå ikke full enighet om bruk av disse begrepene.

Det knytter seg spesiell interesse til fordelingen av brunjord og podsol fordi disse jordsmonngruppene dekker store produktive arealer.

I de samme traktene som det finnes jordsmonn med saltutfellinger i overflaten, er det brunjord over betydelige arealer. Klimaet er tørt og utvaskingen følgelig relativt liten. Det er derfor mange steder blitt brunjordutvikling der vilkårene ikke har ligget til rette for saltjorddannelse. Men det finnes også rikelig av eksempler på podsoljordsmonn i de samme tørre innlandstraktene, særlig der det er grovkornet jord med horisontal overflate og dyptstående grunnvann.

Det finnes forholdsvis mye brunjord i trakter der lausmaterialet er blitt til av Oslofeltets kambrosilurbergarter. I skog med mye lauvtrær i områdene på begge sider av Oslofjorden og langs Sørlandskysten er det atskillig brunjord. Bratte fjordsider med jord av gunstige bergarter på Vestlandet har mye brunjord. Fyllittmateriale og kalkstein har lokalt vært opphav for brunjord mange steder.

Over store barskogområder både på Østlandet og i Trøndelag er det podsoljordsmonn som dominerer. Det er jordsmonn med podsolprofiler som er alminnelig også i bjørkeskogbeltet opp mot fjellet. Et stykke oppover fra tregrensa er det mange steder podsol. Det høyeste nivået podsoljordsmonnet rekker til i fjelltraktene, kalles den alpine podsoleringsgrensa. Ovenfor denne grenselinja finnes ikke tydelig bleikjorddannelse selv om vegetasjonen er noenlunde av samme karakter som litt lenger nede. Som eksempler på nivåer for alpin podsoleringsgrensene kan nevnes at i Sikkilsdalen ble den registrert 1300 m o.h. i nordre dalsida og 1245 m i sørsida. I Rondane er det notert podsolering opp til 1350 m o.h. Den alpine podsoleringsgrensa synker vestover og nordover i landet. På Finnmarksvidda synes den anslagsvis å ligge 500-700 m o.h. mens den i Vesterålen er funnet i høydesonen 350-450 m.

Podsoleringsgrensa opp mot høyfjellet er klimatisk betinget. Den lave temperaturen og den korte frostfrie tida gjør at kjemisk forvitring går meget langsomt. Produksjon av organisk materiale er liten. Oppfrysing og solifluksjon (jordglidning) hindrer sjiktdifferensiering ved at materialet stadig blandes sammen.

Over den alpine podsoleringsgrensa har jordsmonndannende prosesser bare i beskjeden grad forandret det opprinnelige geologiske råmaterialet. Litt humus er tilført i overflatesjiktet, og teledannelse har medført fysiske endringer. Men påvirkningen er liten sammenlignet med forandringer ved fullstendig jordsmonnutvikling.

I podsolområdene er det mange steder større eller mindre arealer med velutviklet brunjord. Særlig i skråninger med vannsig parallelt med jordoverflaten er det dannet brunjord der tilstøtende jordsmonn er podsol. Slik brunjord har altså næye sammenheng med topografien. Der mineralmaterialet har stor forvitringsevne, har bevegelig grunnvann lett for å trekke jordsmonndannelsen i gunstig retning. Slik brunjord er særlig stabil. F.eks. er det som regel ikke risiko for podsolering om det blir skifte av treslag fra lauvskog til

granskog. På andre steder dominerer podsoleringstendensen så sterkt at det ikke engang i de bratteste skråningene finnes brunjord. Innenfor sparagmittområdet er det store arealer der jordsmonnet bare veksler mellom podsol og sumpjord selv om topografien er sterkt oppbrutt.

Registreringer i våre produktive skogarealer viser en fordeling med 80,1% podsol, 12,5% brunjord, 2,3% overgangsformer mellom podsol og brunjord og 5,1% sumpjord.

(Skjematisert oversiktskart over fordeling av forskjellige jordsmonngrupper finnes f.eks. i boka "Jordsmonnet som vi lever av". Manuskriptkart i målestokk 1:1 mill. er under utarbeiding.)

XVI. Relasjoner mellom jordbunnsforhold og muligheter for planteproduksjon i Norge

1. Noen arealoppgaver

Med tanke på oversikt over innvirkning av jordbunnsforhold på muligheter for planteproduksjon skal vi først ta for oss noen tall for arealstørrelsen for forskjellige grupper av markslag (se følgende tabell). Mange av tallene i tabellen er meget usikre. Men de skulle gi noenlunde riktig inntrykk av størrelsesorden.

Oppgavene over jordbruksareal og fulldyrka jord er av de mest pålitelige. De representative jordbrukstellingene gjennomført etter 1969 viser nedgang i kulturjordareal fram til 1973. Etter disse enkle tellingene nådde arealet av fulldyrka jord et maksimum i 1964 med 8 485 005 dekar.

Sannsynligvis er arealet av myr under skoggrensa og av hagemark nå mindre enn de gamle tallene fra Landsskogtakseringen viser. De totale skogarealene er selvfølgelig meget vanskelige å anslå. Med avrundete tall kan jordbruksarealet oppgis til 3%, det produktive skogarealet til 23%, myrarealet under grensa for produktiv skog 7%, "fastmarksimpediment" under

grensa for produktiv skog 13%, hagemark 2%, vann 4% og arealet over grensa for produktiv skog 48%. I tallet for "fastmarksimpediment" inngår 2% teknisk utnyttete arealer (kommunikasjoner, tettsteder, m.v.).

Det finnes også noen statistikktall for nydyrkingsmuligheter. Ved jordbrukstellingene i 1969 ble det oppgitt et areal på 2,2 millioner dekar udyrka dyrkbar jord tilhørende de bruk som var med i tellingene. I tillegg kommer mulighetene for nydyrking på Statens grunn, i bygdealmenninger, sameier og i større privateide skogkomplekser. Totalt er det altså et noe større areal som kan kultiveres. Mye av de framtidige nydyrkingsarealene ligger i stor høyde over havet eller langt mot nord. Vi skal ellers merke oss at arealtallene er basert på skjønnsmessige oppgaver.

Grovt regnet er de mest verdifulle arealene for lengst oppdyrka. Det blir i relativt liten utstrekning det kan dyrkes matplanter på de nydyrka områdene. Størsteparten av arealene må brukes til fôrproduksjon. Dersom klimaet skulle bli ugunstigere, f.eks. med temperatur som i perioden omkring 1750, ville dyrkingsmulighetene reduseres i betydelig grad.

Den geografiske lokaliseringen av jordbruks- og skogareal framgår av oversiktskart (se f.eks. kart av Låg og Vigerust 1971).

Over de største delene av landet der klimavilkårene gjør jordbruk mulig, skaper jordbunnsforholdene hindringer for dyrking (jfr. fig. 1 og 2). Jorda er ofte så grunn, har så stort stein- og blokkinnhold, har så bratt overflate eller er av så dårlig kvalitet at kultivering er umulig.

Med utgangspunkt i jordundersøkelsene i Norges skoger og i statistiske oppgaver er det laget en sammenstilling som i betydelig grad gir opplysninger om tykkelse av jorddekket (se tabellen). Det aller meste av såkalt fastmarksimpediment må antas å ha bart berg eller jorddybde under 20 cm. Størsteparten av kulturjorda har dypere jordlag enn 70 cm.

Utbredelsen av noen viktige grupper av markslag i Norge

Jordbruksareal.....	(Jordbrukstellingen 1969)	9 863 km ²
Fulldyrka jord.....	" 1969)	8 277 km ²
Produktiv barskog.....	(Landskogtakseringen 1919-30)	53 700 "
Produktiv lauvskog.....	" 1919-30)	22 600 "
Produktiv skog under barskoggrensa	(Skogbrukstellingen 1957)	59 500 "
Lauvskog over barskoggrensa.....	" 1957)	10 700 "
Hagemark.....	(Landskogtakseringen 1919-30)	7 500 "
Myr under grensa for produktiv skog..	" 1919-30)	21 100 "
Fastmarksimpediment under grensa for produktiv skog.....		ca. 40 000 "
Tettstedsarealer.....	("Ressursgruppen av 1974")	1 400 "
Kommunikasjonsjoner, div. bebyggelse..	" "	5 600 "
Over grensa for produktiv skog.....		ca. 153 000 "

Fordeling av det totale landarealet under grensa for produktiv skog

Område (Fylke eller del av fylke)	Taksert år	Antall takst- flater	Undersøkt areal (produktiv skog) dekar	Landareal under skoggrensa dekar	Jord br. areal dekar	%	Prosentfordeling av landarealet						Inn- mark, hage- mark m.v.
							Prod.skogmark med jorddybde		Fastmarks- impediment		Myr u- dyr- ka		
							> 10 70 cm	20- 70 cm	Ikke tre- satt	tre- satt			
Vest-Agder	1955	2947	1820400	3753300	196028	5,2	8,0	28,6	11,9	15,3	17,0	9,4	9,8
Aust-Agder	1955	5203	3217400	5070500	124098	2,4	13,0	33,1	17,3	15,4	5,6	8,5	7,1
Telemark	1954	12275	5035500	7742000	286101	3,7	29,6	24,9	10,5	15,0	3,9	6,7	9,4
Vestfold	1961	2789	1272000	2341000	438218	18,7	17,3	25,5	11,5	4,7	1,4	1,4	38,2
Buskerud	1963-64	11529	5253000	7536500	502773	6,7	28,9	29,7	11,1	8,5	0,6	7,6	13,6
Oppland	1962-63	13451	6083000	9891000	905806	9,2	42,0	17,2	2,3	4,1	0,7	9,5	24,2
Østfold	1957	5061	2289000	3873200	749569	19,3	21,1	21,0	17,0	5,8	2,2	4,3	28,6
Akershus m/Oslo	1957	7222	3226300	5008500	870758	17,4	27,1	25,4	11,9	0,9	0,2	4,9	29,6
Hedmark	1958-59	27015	12255000	17321500	1008935	5,8	56,7	12,0	2,0	4,5	0,4	13,7	10,7
Sør-Trøndelag	1956	6111	2813200	6989200	698719	10,0	16,7	19,4	4,1	12,1	14,9	16,8	16,0
Nord-Trøndelag	1960	10846	5067000	10783300	716870	6,7	24,1	19,5	3,4	20,9	14,5	6,3	11,3
Sum (middel)		104449	48331800	80310000	6497875	8,1	32,6	20,7	6,9	8,9	4,0	11,3	15,6
Nordlige del av Nordland	1965	4791	2214000										
Endel av Troms	1960-61	3129	2124000										
" Møre og Roms.	1961-62	2573	1181000										
" Hordaland	1961	1504	316800										
Sum		116446	54167600										
Totaltall for landet			(70258000)	(156470000)	9862538	(6,3)			(44,9)		(30,5)	(13,4)	(11,2)

2. Årsaker til ujevn fordeling av glacialdannede jordmasser

Det er ikke enkelt å utrede årsakene til den ujevne fordelingen av jorddekket. Mange spørsmål er derfor ennå uløste, men det kan påvises endel lovmessigheter. Ved utforskning av disse problemene vedrørende morenejord og tilhørende vannsedimenter i Norge, er det særlig lagt vekt på følgende faktorer: 1) Berggrunnens motstandskraft mot erosjon, 2) isdekkets erosjonsevne, 3) isdekkets "avlepsmuligheter" og tilhørende muligheter for vekstransportering av lausmaterialet, og 4) fjelloverflatens form og hellingsgrad, med ulike sjanser for avleiring av materiale.

Generelt sett vil blaut berggrunn avgi mer jordmateriale enn hard. Der vilkårene ellers er like, ser det ut til å være noe mer morenemateriale over kambrosilur-berggrunn enn over grunnfjell. Men det er vanskelig å få gjennomført gode sammenligninger, blant annet fordi den blauteste berggrunnen gjerne finnes i forsøkninger i landskapet. Egenskaper som sprehet og forekomst av mer eller mindre velutviklede benkingsystemer i de eruptive bergartsmassene kan ellers spille en stor rolle for forløpet av erosjon.

Under isdekket foregår det vesensforskjellige erosjonsprosesser som til dels er lite kjente. Det er derfor vanskelig å skaffe uttrykk for isens erosjonsevne. Men det må være sammenheng mellom lengden av tidsrommet for nedisingen og mengden av materiale som blir frigjort fra berggrunnen. Erosjonskraften vil også avhenge av tykkelsen av isbreen. Bevegelseshastigheten innvirker på erosjonen. Lokale variasjoner med hensyn til strømninger i breen og opphopning av bergartsfragmenter under og oppe i isen kan innvirke sterkt på erosjonsintensiteten.

Det er, som kjent, diskusjon om det under siste istid har vært isfritt land enkelte steder langs kysten i vest og nord. Men det synes å være enighet om at siste istids breer på de fleste stedene har nådd utenfor Skandinavia. Spørsmålet om avsetning av lausmateriale ved den ytterste iskanten

blir altså av mindre direkte interesse for Norges vedkommende enn erosjon, transport og avleiringer lenger inne. Et annet viktig spørsmål gjelder påvisning av avsetninger som skriver seg fra siste istid, men fra tidligere perioder enn avslutningsfasen. Hittil har vi dessverre lite av eksakte kunnskaper om slike avleiringer.

Bevegelsen i breen må ha vært forholdsvis liten under isskillet. Det skulle derfor være sjanse for at materialtransporten vekk fra slike områder var relativt liten. Ved avslutningen av siste istid lå breskillet i den østlige delen av det sentrale Norge litt sør og øst for vannskillet. I disse traktene er det også forholdsvis mye lausmateriale over berggrunnen (jfr. tall for jorddybde i skogene i Hedmark og Oppland).

Isstrømmene har konvergert mot Trondheimsfjorden. Det samme gjelder i noen grad Østlandet langs og innenfor Oslofjorden. I disse områdene kan det altså i en viss monn ha skjedd en konsentrering av jordmateriale. Over Østlandet er det ellers forholdsvis stor avstand fra breskillet ut til området for den maksimale utbredelsen av isen.

Over den særligste delen av Norge har isopphopningen foregått over et forholdsvis smalt belte, og brestrømmene har grovt regnet hatt divergerende forløp. Isen har sannsynligvis hatt forholdsvis raskt avløp og gode transportmuligheter fra fastlandet ut mot "Den norske renna". Havdybden rekker i denne fordypningen nær land over 400 m fra Langesundfjorden til vest for Lindesnes, over 300 m videre bortover til forbi Egersund.

Isbevegelsen kan ha foregått noenlunde raskt over store deler av Vestlandet og mot Nord-Norges kyst, og dermed gitt gode muligheter for bortføring av materiale som er løsnet fra berggrunnen ved erosjon. Det er her generelt sett store høydeforskjeller, og under tidligere istider er det mange steder laget markerte avløpsrenner for isen.

Jæren står i en særstilling med store jordmengder med til dels spesiell kvartærgeologisk forhistorie.

De grove trekkene i topografien har vært meget viktig for forløpet av glaciasjonen. Norge har særlig store høydeforskjeller innenfor små områder, og i stor utstrekning er iserosjon årsak til slike store nivå-ulikheter.

Den tertiære landhevningen i vestkanten av den skandinaviske halvøya har hatt fundamental betydning for viktige naturforhold. Bl.a. er nettopp fordelingen av jorda over berggrunnen i sterk grad influert av disse prosessene. Men det eksisterer dessverre lite av sikre kunnskaper om forløpet av disse gjennomgripende geologiske omveltningene.

Ut mot kysten er det enkelte steder på Vestlandet forholdsvise store jordopphopninger som kanskje kan ha sammenheng med at det er et relativt bredt grunt havparti utenfor. Det kan her muligens ha skjedd en viss "oppstuvning" av isen med den følge at vekktransportering av jordmateriale har foregått langsommere.

I det indre av Finnmark må brebevegelsen ha vært liten. Landskapet har stort sett viddekarakter, med relativt små høydeforskjeller. Disse forholdene skulle altså gi forklaring på at det her er blitt liggende mye jordmateriale over berggrunnen.

På flere måter innvirker berggrunnstopografien på jordmengden. De grove trekkene i topografien har som nevnt vært meget viktige for isbreenes avløpsveger. Mindre variasjoner i relieffet har blant annet hatt betydning for isens erosjonsmuligheter og for mulighetene for avleiring av morenemateriale. F.eks. vil den slipende erosjonen (detersjon) sannsynligvis ha lettest for å fortsette på berggrunn som er noenlunde jevn på forhånd. På steder der fjelloverflaten er særlig bratt, har ikke morenemateriale eller vannsedimenter kunnet bli liggende.

Fordelingen av lausmaterialet over berggrunnen kompliseres ved at landet lå lavere i forhold til havoverflaten ved istidsavslutningen enn nå. Da isen smeltet, trengte havvannet inn over store områder som nå er tørt land. I disse submarine traktene har det i større eller mindre grad foregått

vannbehandling av lausmaterialet. Der havet har "stått sterkt på", har bortspyling av jord fra oppstikkende arealer vært særlig utpreget. Distrikter med lite morenemateriale, f.eks. Sørlandet, har generelt sett også lite av sedimentære jordmasser.

3. Eksempler på innvirkning av jordbunnsforhold på fordeling av treslag og bunnvegetasjonstyper

Det store tallmateriale fra undersøkelsene av jorda i skogene i Norge kan i noen grad belyse spørsmålet om sammenhenger mellom jordbunnsforhold og plantefordeling. Registreringer på mer enn 100 000 takstflater systematisk fordelt over størsteparten av Norges produktive skogareal viser forskjeller mellom dyp og grunn jord, og mellom podsol og brunjord, med hensyn til fordeling av treslag og bunnvegetasjon (se de følgende tabellene).

Sammenheng mellom jordbunnssegenskaper og fordeling av treslag i %.

	Gran- skog	Furu- skog	Bar- blandings- skog	Annen blandings- skog av bar- og lauvtrær	Lauv- skog
Jorddybde under 0-20 cm	12	42	23	19	4
" over 70 "	43	18	14	20	5
Podsol	35	23	18	18	6
Brunjord	53	4	7	25	11

Det går fram av tabellen at furuskog i sterk grad er knyttet til grunn jord, mens granskog dominerer på dyp jord. Det er velkjent at furu kan være nesten enerådende på dype grovkornete avleiringer langs vassdragene. Men arealene av slike furuskoger er ikke særlig store.

Sammenheng mellom jordbunnsegenskaper og fordeling av bunnvegetasjon

%

	Strøtteke (ingen bunnvege- tasjon)	Gras- urterik skogmark med urter	og Moserik mark med bregner	Blåbær- mark med små- bregner	Blåbær- mark uten små- bregner	Tytte- bær- mark	Ross- lyng- mark	Lav- mark	Vannsyk skog- mark	Smyle- mark
Jorddybde										
Under 0-20 cm	-	1	3	6	30	12	38	8	-	2
Jorddybde										
over 70 cm	1	8	9	23	32	8	7	3	7	2
Podsol	-	3	4	21	40	10	14	4	2	2
Brunjord	1	28	28	28	9	1	1	-	2	2

Den nederste delen av nest siste tabell viser at det finnes relativt mer granskog, lauvskog og blandingsskog av bar- og lauvtrær på brunjord enn på podsol. Furuskog og bar-blandingsskog er meget sparsomt representert på brunjord.

Sammenhenger mellom jordbunnsforhold og bunnvegetasjon i skogen er presentert i den siste tabellen. De tre kravfulle vegetasjonstypene gras- og urterik skogmark, moserik mark med urter og blåbærmark med småbregner er relativt langt mer alminnelig på dyp enn på grunn jord. De samme typene av bunnvegetasjon har også forholdsvis overrepresentasjon på brunjord sammenlignet med podsol. Røsslyngmark dekker 38% av arealet med jorddybde under 20 cm, mot bare 7% av arealet med den dype jorda. Både røsslyng-, tyttebær-, lav- og blåbærmark uten småbregner er i utpreget grad knyttet til podsol.

Ved sammenligning av virkningen til henholdsvis jorddybde og jordsmonntype må en være klar over en viktig forskjell. Dybden av mineraljorda er i hovedtrekkene en primær egenskap, mens jordprofilutviklingen i betydelig grad er avhengig av vegetasjonen. Tykkelsen av mineralmaterialet øver altså en noenlunde direkte påvirkning på vegetasjonsutbredelsen. Mellom jordsmonn og vegetasjon er det et mer innviklet samspill (jfr. drøftelse av de jordsmonndannende faktorene).

Disse enkle talleksemlene er presentert fordi de er lett forståelige og fordi de viser lovmessigheter innenfor så viktige vegetasjonssamfunn som våre skoger. Ved mer detaljerte oppdelinger av materialet kunne langt mer nyanserte sammenhenger demonstreres. Det kan ellers nevnes at det finnes rikholdig botanisk litteratur som behandler lignende problemer. Videre kan det minnes om at mange viktige økologiske spørsmål ikke lar seg løse uten inngående kjennskap til de edafiske faktorene.

4. Noen tall for størrelse av planteproduksjon under forskjellige jordbunnsforhold

Sammenheng mellom opprinnelige jordbunnsfaktorer og størrelse av planteproduksjon er ofte lettere å studere for

skogjord enn for kulturjord. Ved undersøkelse av årringer kan en finne tall for tilvekst gjennom lengre tidsperioder. Fra registreringene i landets skoger skal gjengis noen tall-eksempler.

Hvis jordsmonnet er grunnere enn normalt, vil det som regel ha nedsatt produksjonsevne. Over store deler av Norge er det så lite jord over berggrunnen av produksjonsmulighetene er sterkt redusert. (Med hensyn til utbredelse av grunnskogjord vises til den siste tabellen i avsnitt XVI,1). Som grove gjennomsnittstall kan antydes for produktiv skog (årlig normaltilvekst over $0,12 \text{ m}^3$ pr. dekar) følgende relative tilvekst:

	Produksjonsevne
Jorddybde over 70 cm	100%
" 20-70 "	75%
" under 20 "	50%

Dersom også tresatt impediment hadde vært med i undersøkelsene, ville tallene for produksjon på den grunne jorda vært betydelig lavere.

Spesielle typer av geologiske lausavleiringer gir dårlige voksevilkår selv om de er dype. Eksempler på dette er grovkornete glacifluvial-avsetninger med dyptstående grunnvann. I alminnelighet bærer slike avleiringer furuskog som vokser dårlig. Men de relative arealene av disse grovkornete jordmassene er ikke særlig store. Slike eksempler på "korrelasjonsbrytere" må nærmest sies å bekrefte hovedregelen om sammenheng mellom jorddybde og planteproduksjonsmuligheter i Norge.

I tillegg til jorddybden har mange andre egenskaper ved lausmaterialet betydning for planteveksten. Særlig viktige er mineralsammensetningen og den mekaniske sammensetningen. Slike geologisk betingete ulikheter har også innflytelse på utviklingen av jordprofilen.

Mellom profiltype og produksjonsevne er det klare sammenhenger. Ved undersøkelsene i de norske skogene er en kommet fram til følgende foreløpige gjennomsnittlige relativtall (avrundete tall) for produksjonsevnen hos forskjellige grupper av jordsmonntyper:

	Produksjonsevne
Brunjord	100%
Overgangstyper brunjord-podsol	80%
Podsol	60%
Sumpjord	50%

Grovt regnet er det mindre produksjonsevne hos podsoljordsmonn med tykt enn med tynt bleikjordssjikt. Videre ser det f.eks. ut til at sumpjord har mindre produksjonsevne i forhold til fastmarksjordsmonn i stor høyde over havet og langt mot nord. Rimeligvis henger dette sammen med at temperaturen i sumpjord ligger relativt lavt, og at dette jordsmonnet derfor får særlig vanskelig for å konkurrere i kaldt klima.

En bør være oppmerksom på at jordsmonndannelsen er avhengig av faktorer som også direkte har innvirkning på planteproduksjonen (se f.eks. plasseringen av klimaet i figuren i avsnitt XIII,2 F).

5. Jordvern

Menneskenes virksomhet har på mange måter brakt forstyrrelser i naturen. F.eks. har menneskelige inngrep i mange tilfelle ført til ødeleggende jorderosjon.

Med jorderosjon meiner vi bortføring av jordmateriale fra overflaten med vann, vind eller direkte p.g.a. tyngdekraften. De eksogene (ytre) geologiske prosessene fører generelt sett til utjevning av jordskorpas overflate. Så lenge erosjonen skjer med normal hastighet, som en alminnelig geologisk prosess, har jordsmonnet sin ordinære tykkelse. Vi skiller mellom normal jorderosjon og rask jorderosjon. Den normale erosjonen etterlater seg et jordsmonn av normal tykkelse, mens rask jorderosjon fører til at jordsmonntykkelsen avtar.

Blant de faktorene som har betydning for jorderosjonen, kan vi særlig merke oss klimaet, vegetasjonen, topografien og fysiske egenskaper ved selve jordmassen. For erosjon med vann er regnintensiteten viktig. Velutviklet plantedekke beskytter som regel meget godt mot erosjon. Under ellers like vilkår

er erosjonen sterkere desto brattere terrenget er. Lett gjennomtrengelig jord er mindre utsatt for vannerosjon enn lite gjennomtrengelig.

Ved erosjon er det særlig humusstoffene og de små mineralpartiklene - altså det mest verdifulle jordmaterialet - som blir fjernet.

Det skilles mellom forskjellige former for erosjon med vann etter hvorvidt materialet blir ført bort jevnt fra heile overflaten, om det blir gravd ut små furer, eller om det blir gravd så dype furer i jordoverflaten at det er vanskelig å komme fram med alminnelig jordbruksredskap.

I mange land er det i seinere tid arbeidd intenst for å motvirke den raske jorderosjonen som kulturinngrepene har ført med seg. Sammen med motarbeiding av erosjon blir det prøvd å fremme tiltak som også på andre måter medvirker til å gi jorda størst mulig produksjonsevne. Det engelske begrepet soil conservation har etter hvert fått meget omfattende betydning. I USA nyttes det nå om fornuftig bruk av jorda. Foruten vern mot direkte jordødeleggelse omfatter altså dette begrepet også en rekke alminnelige landbrukstiltak.

Generelt sett er disse jorderosjonsproblemene mindre i Norge enn i mange andre land. Naturvilkår, driftsmåter og eiendomsforhold har f.eks. i USA ført til at mye dyrka jord er blitt ødelagt. Middelhavslandenes gamle kulturstater har store arealer der det meste av jordsmonnet er fjernet. I vårt land er det små arealer dyrka jord, og mye av kulturjorda brukes til eng, en driftsmåte som beskytter jorda forholdsvis godt. Steininnholdet kan til dels verne effektivt mot utgraving. Men også hos oss foregår det mange steder rask jorderosjon. Særlig gjelder dette der jorda i lang tid blir liggende uten plantedekke. F.eks. var en driftsform som frukt- dyrking uten mellomkultur årsak til sterk tæring på jorda i bratt lende. Den regulære jordarbeidinga vil ellers under alminnelig jordbruksmessig drift føre til at matjorda trekkes nedover i skråningene.

Ved grøfting av myr legges vilkårene til rette for raske nedbryting av det organiske materialet. Etter oppdyrking

synker som regel overflaten. Norske undersøkelser viser at det er forholdsvis sjelden denne overflatesynkningen er så liten som 1 cm i året. Store myrrealer er etter hvert gått ut av bruk som kulturjord fordi det er "brukt opp" for mye organisk materiale. Disse prosessene går raskest når jorda brukes til åpen åker.

Verdifulle arealer med kulturjord er blitt ødelagt for framtidig planteproduksjon ved at de er blitt bebygde. I Norge var det lenge meget liten interesse for å verne dyrka mark mot nedbygging. Først i 1965 ble det startet innsamling av oppgaver over arealer av kulturjord avgitt til formål utenom jordbruksproduksjon. Utgangspunktet for denne statistikken er jordlov og konsesjonsbestemmelser. Arealene svinger mellom ca. 27 000 og ca. 12 000 dekar pr. år, og de har vist en synkende tendens. Anslagsvis 2/3 av arealene er på en eller annen måte brukt til byggegrunn.

Ofte er de arealene som blir bebygde, særlig verdifulle til planteproduksjon. Utvidelse av bebyggelse skjer i mange tilfelle i tilknytning til byer og tettsteder som ligger i gode jordbruksområder. Muligheter for nydyrking i Norge er, som nevnt, i sterk grad knyttet til distrikter i stor høyde over havet og langt mot nord, slik at det særlig er fôrproduksjonen som kunne aukes. I de beste jordbrukstraktene kan en derimot i stor utstrekning direkte produsere mat til mennesker. Ved bruk av grovfôr i husdyrproduksjon får en ofte tilbake anslagsvis 10-12% av energien i menneskemat.

Det blir ofte hevdet at vår lovgivning skulle gi god beskyttelse av kulturjorda. Men lovverket har altså ikke hindret den refererte utviklingen. (Til sammenligning med lovvern av de 3% av Norges areal som er dyrka mark, kan nevnes et lovforslag om beskyttelse av de nesten 50% som er høyfjell. Etter forslag av 1968 om fjellplanlov skal det som hovedregel innhentes spesiell tillatelse for å få adgang til reising av bygninger over skoggrensa.)

Som argument for å bebygge kulturjord blir det ofte forklart at dette er mer lønnsom arealanvendelse enn jordbruk. Slike pengemessige kalkyler er i alminnelighet basert på

renteberegninger som ikke strekker seg mer enn 12-15 år framover i tida. Det synes uforsvarlig å disponere våre mest verdifulle arealressurser på et så kortsiktig resonnementgrunnlag.

Matproduksjonen i verden er mindre enn behovet. Befolkningsstilveksten er periodevis betydelig sterkere enn økningen i produksjon av mat. Det regnes at over halvparten av verdens befolkning sulter eller har feilaktig sammensatt kost. I vårt eget land produserer vi knapt halvparten av den mat vi bruker, beregnet på kaloribasis. Med utgangspunkt i de kunnskaper vi nå har om matforsyningsmulighetene, er det viktig å ta vare på de jordarealene som kan tjene som grunnlag for matproduksjon.

Å operere med verdioppgaver for våre jordressurser er vanskelig. Men det kan neppe herske tvil om at jordsmonnet er nasjonens mest verdifulle materielle eiendom. Det skulle være et rimelig krav at vi disponerer disse verdiene til gagn ikke bare for oss selv, men også for framtidige generasjoner.

STIKKORDREGISTER.

Absorpsjon 47, 48
Acidoid 58
Adsorpsjon 47, 48
 , av elektrolytter 177
Adsorpsjonsstyrke 178
Aggregatanalyse 165
Aggregatdannelse 162
Aggregatstabilitet 166
Agrogeologi 8
Aktivitet (geotekn.) 159
Alginater 163
Alkalijord 213
Allittisering 85
Alluviale dannelser 30
Alpin podsoleringsgrense 237
Aluminium 223
 , hydroksyder av 48
Alunjord 65
Amfibol 174
Amfolytt 58
Amfolyttoid 58
Amfotere egenskaper 58
Amfotert stoff 58
Ammoniakkvotienten 109
Anauxitt 79
Anortitt 216
Apatitt 170, 222
Apokrensyre 107
Askestoffer 96, 97
Askorbinsyre 96
Asonalt jordsmonn 207
Atterbergs kornstørrelsesskala 13
Aurhelle 189, 227
Autotrofe mikroorganismer 100

Basemetningsgrad 61, 184
 , humus 197
Baseminerallindeks 19, 223
Basoid 58
Bauxitt 85
Befolknings tetthet, kart over 3
Beidellitt 80
Bergartenes verdi i jordsmonnet 34
Bergarter, arealfordeling av 32
Beskyttelseskolloider 55
Bindingsstyrke 60
Biotitt 81, 174, 216
Blandsjikt-mineraler 82
Bleikjord 221, 222
Bly 176
Blåleire 232
Blåleirprofil 233
 , pH i 234
Bodenkunde 7
Bor 175
Brom 198
Brucitt 82
Brun-jernstein 84

Brun humussyre 107
Brunjord 42, 200, 202, 203, 204, 206, 210, 228, 236, 237
 , pH i 229
Brun og grå skogsjord 228
Bufferevne 184
Bufferprosent 184
Bundet vann 122
Bøhmitt 85

Cambisols 230
Casagrande-apparat 158
Cellulose 95, 96, 104
Chernozem 210
C/N-forholdet 105, 111, 117, 118
Colluviale dannelser 30

Degenerert brunjord 229
Detersjon 244
Diaspor 85
Dickitt 79
Differensiell termisk analyse 76
Dioktaedrisk 80
Disakarider 95
Dispergering 51, 57
Dispersoider 46
Dobbeltkornstruktur 160
Dogg 136
Dolomitt 174
Donnan-likevekt 179
Dy 112

Edafologi 7
Eggehvitestoffer 95, 106, 111
Ekte humussyre 107
Elektriske dobbeltsjikt, Gouy-Chapman 49
 , Helmholtz 48
 , Stern 49

Elektrodialyse 49
Elektroforese 49
Enkeltkornstruktur 160
Eoliske avsetninger 30
Erosjonsprosesser 242
Eutrof torv 37
Evapotranspirasjon 133
Evjejord 218

Fase 45
Fast mold 113
Feltkapasitet 129
Feltspat 172
Ferralittisering 85
Fett 95
Fettlignende råhumus 115
Fibros råhumus 115
Finkornet mold 113
Fluor 176
Flygesand 25, 30, 219
Flytegrense 157, 158
Fnokking 52

