



NLH

NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE
INSTITUTT FOR JORD- OG VANNFAG

JORDEROSJON. MÅLINGER OG UTPRØVING AV TILTAK MOT VANNEROSJON PÅ JORDBRUKS- OMRÅDER

av

Helge Lundekvam og Svein Skøien

Rapport nr. 2/97 (52)

Norges Landbrukshøgskole
Institutt for jord- og vannfag
Postboks 5028 1432 ÅS
ISSN 0805-7214

INSTITUTT FOR JORD- OG VANNFAG

Norges Landbrukshøgskole

Postboks 5028, 1432 Ås Telefon: 64 94 75 00 - Agriuniv. Ås
Telefax: 64 94 82 11 Rapportarkiv: 64 98 82 04

ISSN 0805 - 7214

Jorderosjon. Målinger og utprøving av tiltak mot vannerosjon på jordbruksområder

Helge Lundekvam og Svein Skøien
Institutt for jord- og vannfag, Norges Landbrukshøgskole

Ved Institutt for jord- og vannfag er det gjort målinger av jorderosjon forårsaket av regn og smeltevann fra forsøksfelter i Akershus og Østfold. Det er særlig virkning av ulik jordarbeiding som er undersøkt. I de seinere åra har denne forskningen vært koplet til prosjektet «Jordsmonnovervåking i Norge 1992-1996», som er ledet av Jordforsk, Ås. De fleste av resultatene er publisert i rapporter fra dette prosjektet (Lundekvam 1997). Fra 1997 er erosjonsprosjektet knyttet til forskningsprogrammet «Miljøvennlige driftsformer i landbruket» som er et samarbeid mellom flere NLH-institutter og Jordforsk.

Vi gir her en generell oversikt over spørsmål knyttet til måling av jorderosjon og viser noen resultater fra de målingene som er gjort ved Institutt for jord- og vannfag.

Rapport nr : 2/97

Begrenset distribusjon: Fri

Dato: 4 juni 1997

Prosjektnummer:

Faggruppe:

Jorderosjon

Geografisk område:

Norge, Østfold, Akershus.
22

Antall sider (inkl. bilag)

Oppdragsgivers ref.:

Oppdragsgiver: .

Institutt for jord- og vannfag.

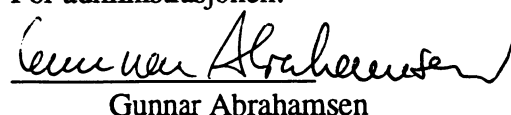
Emneord, norske: 4

1. Jorderosjon
2. Leirjord
3. Jordarbeiding
4. Overflateavrenning

Prosjektleder:


Helge Lundekvam

For administrasjonen:


Gunnar Abrahamsen

Jorderosjon. Målinger og utprøving av tiltak mot vannerosjon på jordbruksområder

Helge Lundekvam og Svein Skøien
 Institutt for jord- og vannfag, Norges Landbrukshøgskole

Ved Institutt for jord- og vannfag er det gjort målinger av jorderosjon forårsaket av regn og smeltevann fra forsøksfelter i Akershus og Østfold. Det er særlig virkning av ulik jordarbeiding som er undersøkt. I de seinere åra har denne forskningen vært koplet til prosjektet «Jordsmonnovervåking i Norge 1992-1996», som er ledet av Jordforsk, Ås. De fleste av resultatene er publisert i rapporter fra dette prosjektet (Lundekvam 1997). Fra 1997 er erosjonsprosjektet knyttet til forskningsprogrammet «Miljøvennlige driftsformer i landbruket» som er et samarbeid mellom flere NLH-institutter og Jordforsk.

Vi gir her en generell oversikt over spørsmål knyttet til måling av jorderosjon og viser noen resultater fra de målingene som er gjort ved Institutt for jord- og vannfag.

Måling av jorderosjon

Løsriving av jord, transport og sedimentasjon kan foregå vekselvis ettersom vannet beveger seg gjennom et område, fra jorder og ut i bekker i nedbørfeltet. Måling av jorderosjon på små felter gir ikke et representativt bilde av situasjonen i et større område. Det er sjelden mulig å finne små prøvofelter som kan være representative for et variert landskap. I små felter kommer dessuten bare en del av erosjonsprosessene til syne, nemlig det som forårsakes av regnsprut og strøm av vann i små furer på overflaten.

Erosjonsmålinger fra små felter viser jordtap, partikler som er erodert fra overflaten i løpet av et visst tidsrom (kg jord/m² og år). De minste forsøksfeltene er som regel ikke lange nok til at vannet får grave store furer.

Når feltet blir større, er det også påvirket av andre prosesser. Jordtaptet kan bli større dersom overflatevannet får grave furer. Jordtaptet kan også bli mindre dersom feltet er slik at jorda sedimenterer før den renner ut av feltet.

For et nedbørfelt måles erosjonen ved elvas materialtransport (sedimenttransport). Materialtransporten skyldes overflateavrenning, massebevegelser og erosjon i elveløpet. Det omfatter også materiale som vaskes ut gjennom drenggrøfter. En del av jordtaptet fra arealene i nedbørfeltet vil sedimentere i elveløp og i vegetasjon. Den totale erosjonen i et nedbørfelt er materialtransport dividert med nedbørfeltets størrelse (tonn/km² og år). Denne erosjonen, det

spesifikke massetapet, er som regel mindre enn det som vil bli resultatet av å multiplisere opp målt jordtap fra små felt.

Dersom det foregår sterk erosjon i elveløpet og lite av dette sedimenterer, kan den totale erosjonen være større enn det målinger på små felt skulle tilsi.

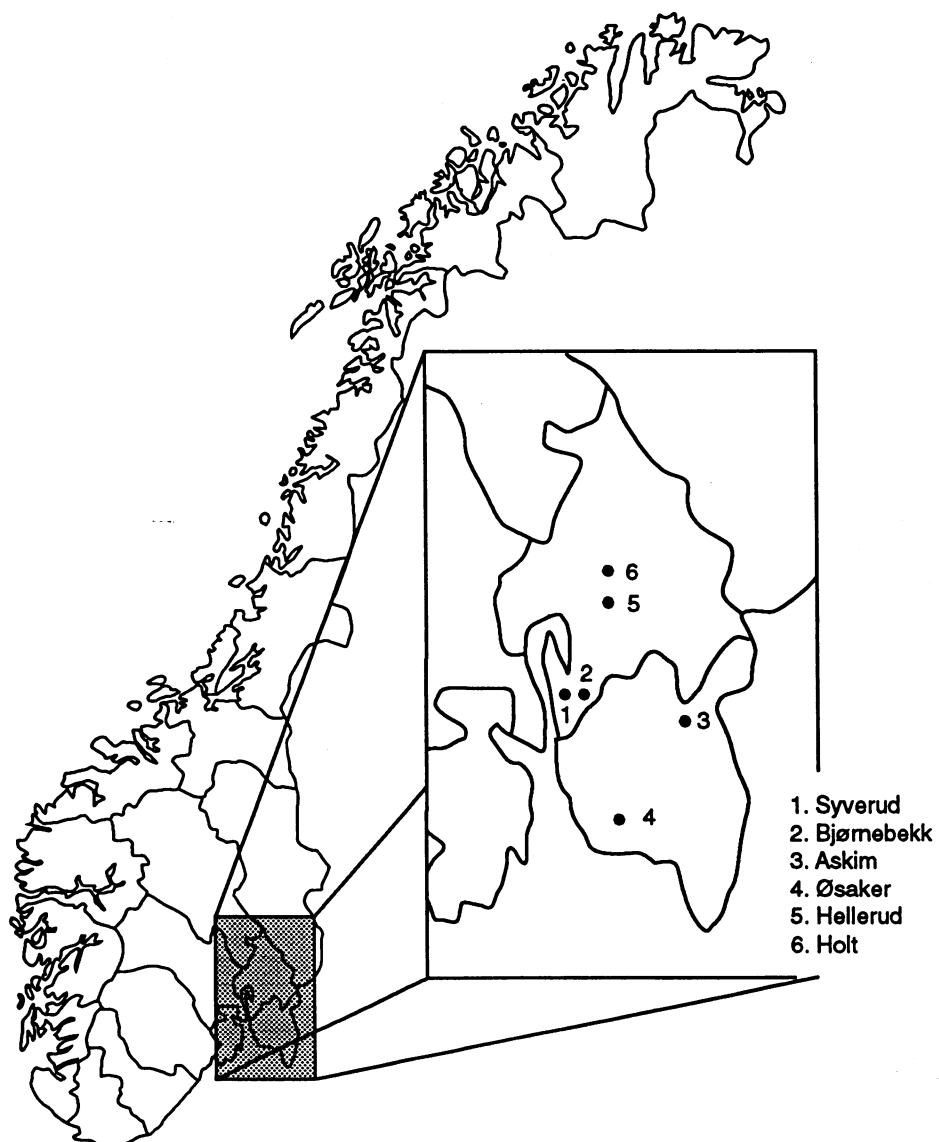
Det spesifikke massetapet forteller ikke hvor i nedbørfeltet erosjonen har foregått. Erosjonen innen feltet er som regel høyst varierende. Materialtransporten ut av et nedbørfelt vil også variere mye fra år til år. Dette skyldes særlig varighet og frekvens av de høyeste vannføringene. Av denne grunn er det vanskelig å påvise effekten av erosjonshindrende tiltak på jordbruksarealer innen nedbørfeltet ved måling av materialtransport.

Måling i vassdrag

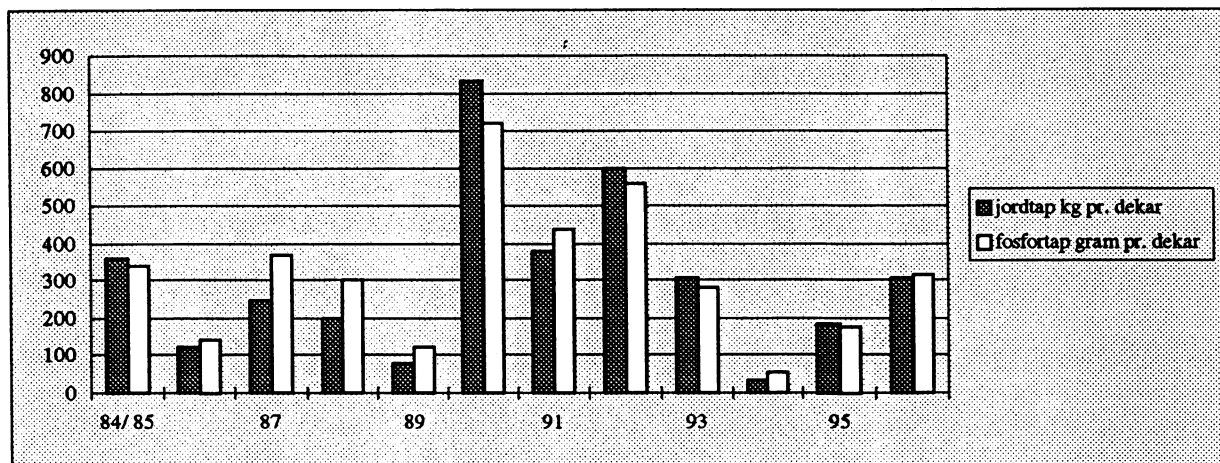
I et typisk leirvassdrag er det en høy materialtransport. Det spesifikke massetapet i nedbørfeltet til Mønsterelva i Østfold er målt til ca. 400 tonn/km² og år (Nordseth, 1974). En stor del av materialet kommer fra elveløpet og de bratte ravinesidene. I Leirvassdraget, Romerike, Akershus er det målt et massetap på 215 tonn/km² (Bogen, Berg & Sandersen 1993). Dette er et nedslagsfelt med en kombinasjon av dyrkede leirjordsområder under marin grense og skogkledde moreneområder over marin grense. Tapene er størst fra selve elveleiet og fra leirjordsområdene. I andre områder av landet med skogkledt morene er materialtransporten i vassdragene som regel svært liten. Jorderosjon skjer ikke jevnt over arealene. Målinger fra små felter kan derfor ikke multipliseres opp for å finne jordtap fra større områder. Målinger fra store nedslagsfelt kan heller ikke brukes for å bestemme hvor stor erosjonen er fra de enkelte jorder innenfor feltet. Vi trenger målinger fra både små og store felter, men i tillegg har vi behov for å vite hvor i terrenget erosjonen er foregår. Vi må også vite når den skjer.

Målinger i mindre felter

Feltene som drives av Institutt for jord- og vannfag består av forsøksruter i hellende terreng. Feltet Holt er et naturlig avgrenset nedslagsfelt. Nærmere beskrivelse av feltene finnes i Lundekvam (1997).



Feltet Holt ligger i Ullensaker og er en del av et jorde med naturlig avgrensning slik at både overflatevann og grøftevann kan samles og registreres. Feltet er 27 dekar, har ca 8% fall og består av mellomleire, en jordart som er erosjonsutsatt.



Figur 1. årlig jordtap og fosfortap samt middelveidier fra feltet Holt i Ullensaker (Lundekvam 1997).

Vi ser at det gjennomsnittlige jordtapet over 11 år er ca. 300 kg/daa. Forøvrig er det store årsvariasjoner. Før 1990 var det snørike vintre. Fra og med 1990 har vintrene vært nokså milde med unntak av 1994. Vintre med avrenning og regn på frossen jord uten snødekke gir stort jordtap.

Et annet og større felt i samme distrikt, Mørdrefeltet. Massetapet beregnet for arealet dyrka mark i størrelse 50-70 kg/daa (Jordforsk 1995), men 75% av dette feltet er tilnærmet flatt med ubetydelig jordtap.

Målinger på ruteforsøk

Det har vært målinger på ruteforsøk i samme distrikt. Et felt på Nordby i Nannestad hadde planert leirjord. Jordtap ved høstpløying var som middel i tre år 1984-86 ca 2500 kg/daa (Skøien 1988). Her var det ekstremt erosjonsutsatt. Feltet er ikke lenger i drift. I et annet felt på Hellerud i Skedsmo er det målt årlig jordtap på ca 200 kg/daa ved høstpløying (Lundekvam 1995).

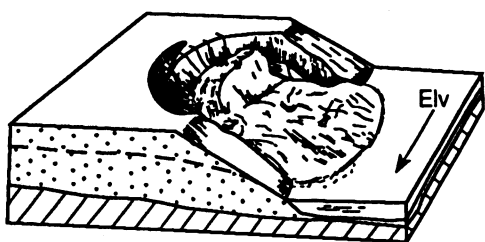
Akseptabel erosjon

Et utgangspunkt kan være å forsøke å holde erosjonen på samme nivå som nydanningen av jordsmonn. En nydanning på 0,1 mm jord pr. år kan være et noenlunde riktig tall i våre jordbruksområder. Dette tilsvarer om lag 100-120 kg jord pr. dekar. Tilsvarende størrelser er angitt som akseptabelt jordtap for leirjordområder i andre nordeuropeiske land (Chisci & Morgan, 1986).

Erosjonskrefter i vann

Jorderosjon med vann forekommer i to hovedformer hvor prosessene er forskjellige. Den ene formen er overflateerosjon. Vannet angriper jordoverflata, river løs partikler og transporterer dem vekk. Her er det regn og overflatevann som virker.

I den andre hovedtypen angriper vannet en større del av jordlaget. En større masse av jord kan flyttes, ikke bare partikler fra overflaten. Dette er ulike former for ras og jordsig. Frysing og tining, vanntrykk og vannstrøm i jorda utløser disse erosjonsformene.



Figur 2. Skalkformet ras som ofte utløses pga. grunnvannstrykk i bekke- og elvekanter.

Erosjon med vann foregår i to faser.

- a) Løsriving av partikler eller deler av jord som kan vaskes vekk.
- b) Transport av disse partiklene.

Løsriving skjer særlig ved regn som treffer bakken og ved frysing og tining som findeler jord og forvitrer berggrunn og stein.

Transporten skjer ved avrenning. På jordbruksarealer er det overflateavrenningen som bidrar mest til denne sedimenttransporten.

Virkning av regn

Små partikler transporteres lettere med vann enn store partikler. Regnet sørger for å slå i stykker eller løsne jord til mindre partikler. Regndråpen treffer jorda med en bevegelsesenergi som er bestemt av dråpenes masse og fallhastighet. Både dråpestørrelsen og hastigheten på dråpene i et regnvær varierer. Dråpene er sjelden større enn 5-6 mm i diameter. Den maksimale hastigheten er ca. 9 m/s. Et kraftig regnvær her i landet kan ha en intensitet på 1-2 mm/minutt og en middels dråpestørrelse på 0,5-2 mm.

Regnet har en direkte virkning ved at det knuser partikler og spruter jord. Det har også en indirekte virkning

ved at jordoverflata slemmes til. Strukturen bryter sammen, og infiltrasjonsevnen blir redusert. Dette øker faren for overflateavrenning.

Regnets erosjonsevne

I beregningsmodeller for jorderosjon benyttes data for regnværets intensitet (mm pr. minutt) og varighet (minutter). Dette gir et indirekte mål for energien i regnværet, og det brukes opplysninger om vegetasjon og jordegenskaper for å vurdere når regnet er kraftig nok til å utløse erosjon. Regnets intensitet og varighet blir registrert på en del av Meteorologisk Instituttets stasjoner. Frekvensen av regnvær med intensitet minst 10 mm/t og varighet minst 10 minutter kan være et mål for en klimabetinget erosjonsrisiko i et område.

Nedbør på delvis vannmettet jord kan føre til erosjon selv om intensiteten er lav. På Ås ble det 21. mai 1986 observert tydelig erosjon i kornåker etter 25 mm regn i løpet av 5 timer. På vannmettet og ubeskyttet jord kan det oppstå erosjon ved enda lavere intensiteter.

I forbindelse med erosjonsundersøkelser på Ringerike ble regnintensitet målt ved Tyrstrand sommeren 1986. Middelintensitet var 7,2 mm/t for alle episoder over 2 mm. Høyeste målte intensitet var 12 mm/t. Disse regnværene kan utløse erosjon på ubeskyttet jord, avhengig av varighet.

Regn om vinteren skaper lett erosjon dersom jorda er vannmettet eller frossen uten snødekke. Regnet fører til overflateavrenning og jordsig av overmettet overflatejord.

Virkning av rennende vann

Materialtransporten i en elv/vannstrøm foregår på tre forskjellige måter:

1. Bunntransport, hvor relativt grovkornet materiale transporteres langs bunnen ved rulling, glidning og hopping (saltasjon).
2. Suspensjonstransport, hvor faste partikler svever i vannmassene.
3. Kjemisk oppløsning. Ioner frigitt ved forvitningsprosesser transporteres som løsning i vannet.

Løsriving av partikler fra bunnen krever at vannets eroderende kraft er større enn bunnens fasthet. Denne eroderende kraften øker med økende vannhastighet og strømdybden. Vannets volumvekt virker også inn. Når vannet transporterer materiale i suspensjon, øker tettheten og dermed erosjonsevnen. Men når vannets transportkapasitet er fylt, vil ikke vannstrømmen ta

med seg mer materiale. Det vil være en likevekt mellom løsriving og avsetning (bunnfelling).

Friksjonskraften virker på vannhastigheten. Større friksjon gir lavere hastighet. Friksjonen avhenger av bunnens beskaffenhet, om den er glatt eller ru.

Overflateavrenning fra jordbruksarealer foregår oftest i riller med turbulent strøm. Turbulensen vil øke erosjonsevnen.

Mannings formel fra 1889 beskriver hvordan vannhastigheten avhenger av strømdybde, overflatens ruhet og hellingsgraden. Denne formelen brukes mye for å beregne utforming av hydrotekniske tiltak.

$$v = \frac{R^{2/3} S^{1/2}}{n}$$

v er vannhastighet

R er strømdybde (hydraulisk radius)

S er hellingsvinkelen

n er en koeffisient som kalles Mannings ruhetskoeffisient. Det er utarbeidet tabeller over n for forskjellige overflater.

Noen estimater for Mannings «n» for vannstrøm i riller (Morgan m.fl. 1993)

	Minimum	Normal	Maksimum
Jevn, bar jord, litt ruhet	0,03	0,035	0,045
Hvetehalm på jorda etter høsting	0,05	0,10	0,13
Tett gras, høyere enn strømdybden	0,20	...	0,30

Tallene viser f.eks. at halm kan redusere vannhastigheten til ca. 1/3 i forhold til hastigheten ved strømming på bar jord. Tett gras, som i en graskledd vannveg, kan redusere vannhastigheten til 1/10 i forhold til jevn, bar jord.

Vannets kretsløp

Vannet kommer som nedbør, enten regn eller snø. Vannet fanges opp av vegetasjonen eller trenger ned i grunnen. I løpet av et år vil det gå omtrent like mye vann ut av landskapet som det som har kommet inn i form av nedbør. En del av vannet finner vegen ut som avrenning gjennom vassdragene. En del går også tilbake til atmosfæren som damp, enten som evaporasjon, som er fordampning fra jord og vannflater, eller som transpirasjon, som er fordampingen fra plantene.

I skogen er landskapet dekket med trær og en matte med bunnvegetasjon som fanger opp nedbøren. Vi kaller dette intersepsjon. Ved små regnbyger på tørre planter kan vegetasjonen fange opp alt vannet. Den virker som en svamp som fuktes. Vannet vil fordampe tilbake til atmosfæren igjen.

Regner det mer, vil etter hvert vegetasjonen mettes, vannet begynner å trenge gjennom og finner veg ned i jorda. Intersepsjonen i jordbruksvekster avhenger av bladmassen, men kan utgjøre 1-3 mm nedbør.

Infiltrasjon

En del av nedbøren vil etter hvert infiltrere i grunnen. Hvor raskt det infiltrerer og hvor mye vann som kan infiltrere, avhenger av porevolum og porestørrelse i bakken. Dette gjelder både for fjellgrunn og for jord. Porevolumet er større i leire enn i sand. Leirjord kan ha et porevolum på mer enn 50 %, dvs. at under halvparten av jorda består av faste partikler. Porene i leire er imidlertid svært små. De fleste er så små at vannet ikke vil renne gjennom, men i stedet binde seg til jordpartiklene. Vannet adsorberes.

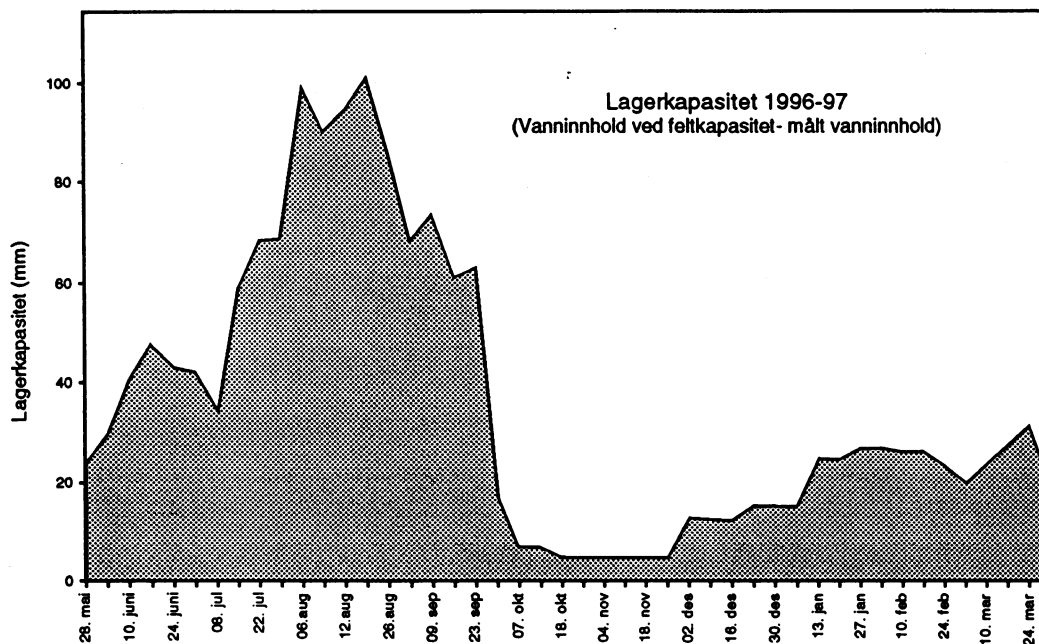
Vi opplever leire som tettere enn sand, selv om sand kan ha lavere porevolum enn leire. Sand har større porer hvor vannet kan strømme lettere gjennom. Sand er lettere gjennomtrengelig for vann. Vi uttrykker denne gjennomtrengeligheten som permeabilitet, hvor mye vann som strømmer gjennom et bestemt tverrsnitt av jorda pr. tidsenhet.

Ved fri drenering i vannmettet jord, vil vannet kunne synke i størrelsesorden 0,5 meter/time i grov sandjord og mindre enn 1 millimeter/time i tett leire.

I jord finner vi også store tørkesprekker, markganger og porer etter røtter. Dyp jordarbeiding etterlater også sprekker. Slike store sprekker og porer kalles makroporer. Disse makroporene gjør at permeabiliteten i leirjord kan øke betraktelig.

Infiltrasjonen er altså avhengig av jordas porevolum og porestørrelse. I tillegg varierer infiltrasjonen med vanninnholdet i jorda. Når jorda er tørr, er infiltrasjonen rask, fordi jorda suger til seg vann som et trekkpapir. Etter hvert som jorda blir fuktet, blir dette suget svakere. Porene fylles gradvis, og til slutt blir infiltrasjonen bestemt av hvor mye vann som kan strømme gjennom jorda. I åkerjord er det som regel gode forhold for infiltrasjon i det øverste jordlaget, mens jorda under pløyselaget kan være mye tettere med lav vannledningsevne. Ved langvarig regn er det dette tette laget som hindrer vannstrømmen, og det øverste laget kan bli helt vannmettet. Infiltrasjonen blir bestemt av den lave vannledningsevnen i jordprofilen, ikke den raske infiltrasjonshastigheten i tørr overflatejord. Jordas ledige lagringkapasitet bestemmer derfor også om det blir overflateavrenning.

Ved kraftig regn kan enkelte jordtyper med dårlig struktur stabilitet gjenslemmes i overflaten, slik at denne kan begrense infiltrasjonen.



Figur 3. Ledig lagerkapasitet for vann til 1m dybde gjennom året. Målinger på en lettleire ved Norges Landbrukshøgskole (Haugen og Colleuille).

Infiltrasjon på frossen jord

Jorda er som regel ikke mettet når den fryser. Selv om det er tele i bakken, er det derfor ledig porevolum som kan ta i mot smeltevann.

Mange år blir likevel infiltrasjonsevnen sterkt nedsatt pga. gjentatt tining og frysing eller regn på frossen jord. Under slike forhold blir det lett store mengder overflatevann under snøsmeltingen eller når det kommer nedbør på jord som ikke er dekket av snø.

Høsten 1992 målte vi infiltrasjonsevne på frossen jord på feltet Bjørnebekk i Ås. På høstharvet jord var det omtrent ingen infiltrasjon. På upløyd stubbåker var det en infiltrasjon på ca. 5 mm/minutt. Her var det tydelig åpne porer i jordoverflaten selv om det var tele. Jordarbeiding om høsten kan tette til disse porene og føre til at telen legger seg som et islokk.

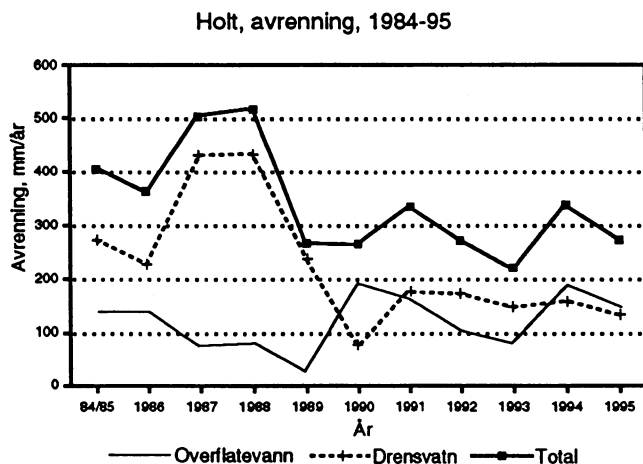
På planert leirjord i Akershus og Østfold har en fått betydelig overflateavrenning ved alle jordarbeidingsmåter. Dette viser at denne jorda til vanlig blir tett pga. tele. På strukturstabil jord har en derimot fått mindre overflateavrenning ved høstpløying enn uten jordarbeiding om høsten ved grunn tele. Det er altså en viss infiltrasjon i pløgsla også om vinteren (Lundekvam 1996).

Overflateavrenning

Overflateavrenning forekommer ofte på åker. Når jorda ikke kan infiltrere alt regnet, vil vannet samle seg i forsenkinger på overflata. I hellende terreng vil det deretter renne av som overflateavrenning. Nederst i hellinger kan vi ha områder som holder seg fuktige på grunn av utstrømmende grunnvann og lateral vannstrøm i jordlaget. Her kan små nedbørmengder føre til overflateavrenning.

Overflateavrenning kan også forekomme selv om jorda er relativt tørr, nemlig ved kraftige regnskyll på jord med lav infiltrasjonsevne. Åkerjord uten eller med lite utviklet plantedekke hvor overflaten raskt blir tilslemmet, og særlig leirjord med lav permeabilitet, er utsatt for overflateavrenning som følge av kraftig regnskurer. En tett skorpe på jordoverflaten vil også øke faren for overflateavrenning.

Den største andelen av overflateavrenningen finner vi som regel ved snøsmelting. Avrenningen varierer fra år til år. Målinger fra Holt viser at overflateavrenningen i de fleste år har ligget i området 100-200 mm.



Figur 4. Målinger av overflatevann, drensvann og total avrenning fra feltet Holt i Ullensaker (Lundekvam 1997).

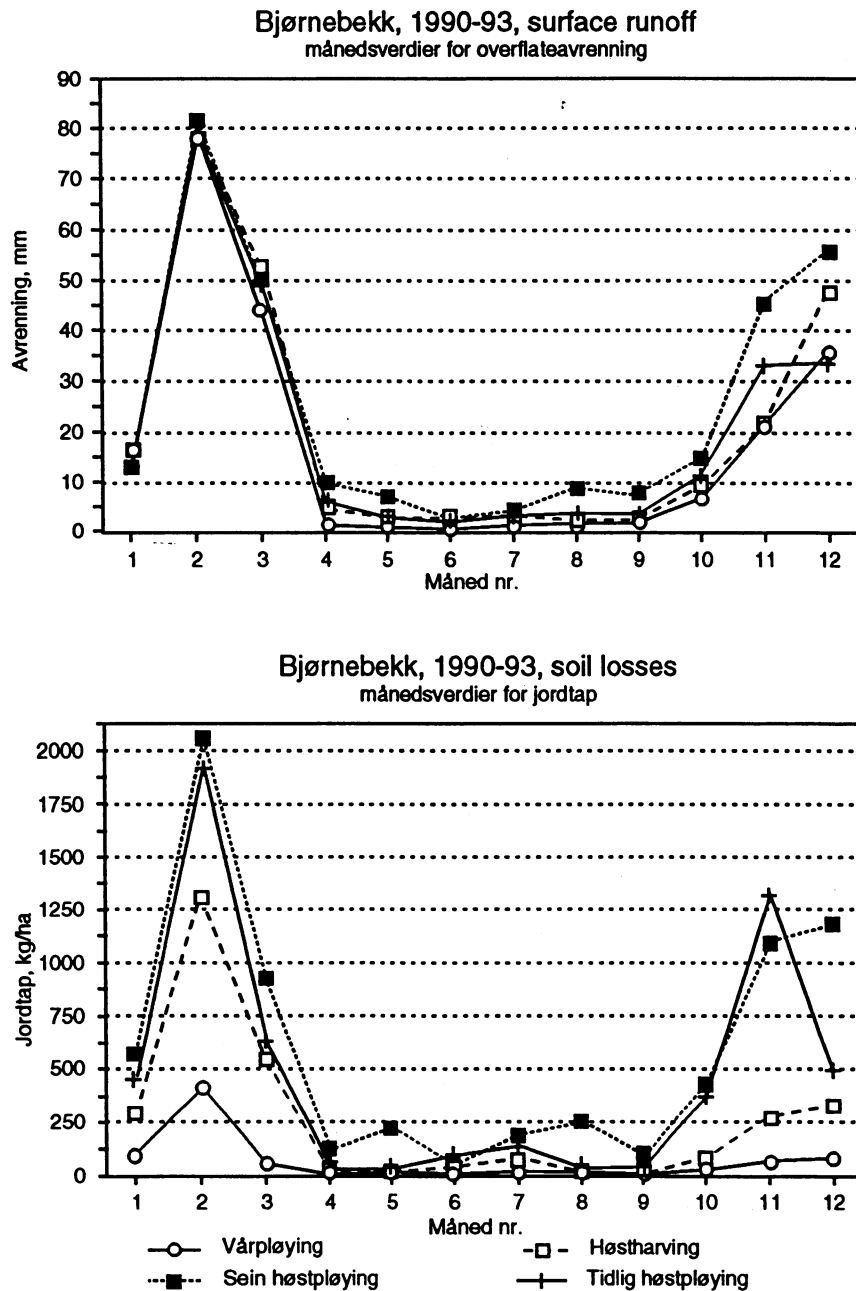
Snøsmelting

En stor del av avrenningen og erosjonen foregår vanligvis i forbindelse med snøsmeltingen. Snøsmeltingens intensitet er vanligvis under 10 mm pr. døgn, men den kan komme opp mot 30-40 mm (beregnet som smeltevannshøyde). Hvorvidt det dannes

overflateavrenning under snøsmeltingen, avhenger av jordas infiltrasjonsevne. Selv om det er tørt, kan vannet infiltrere i noen grad, men infiltrasjonsevnen kan være kraftig redusert på frossen jord, spesielt dersom frosten om høsten kommer etter en periode med mye regn. Erosjonfaren om våren bestemmes altså delvis av forholdene under teledannelsen om høsten.

Jorderosjonen er altså avhengig av klimaforhold som teledannelse, regn, forløp av snøsmelting og jordas evne til å ta imot vann. Avrenningen om våren har stor betydning for det årlige jordtapet. Overflateavrenningens størrelse og forholdene når avrenninga skjer, kan variere mye fra år til år. Det er særlig avrenning forårsaket av regn på snøfri, frossen jord som tiner i toppen som fører til stor erosjon (Lundekvam 1995).

Målinger på rutefeltet Bjørnebekk i Ås 1990-93 viser at avrenningen har vært størst i februar og mars, samt i november og desember. Jordtapet har også vært klart størst i disse periodene. Det er de milde vintrene på 90-tallet, spesielt 1990, som er hovedårsaken til denne fordelingen. I kalde vintre vil avrenningen i januar og februar være tilnærmet null, og snøsmeltingen skjer da i mars-april. Her vises resultat for høstpløying, høstharving og vårpløying.



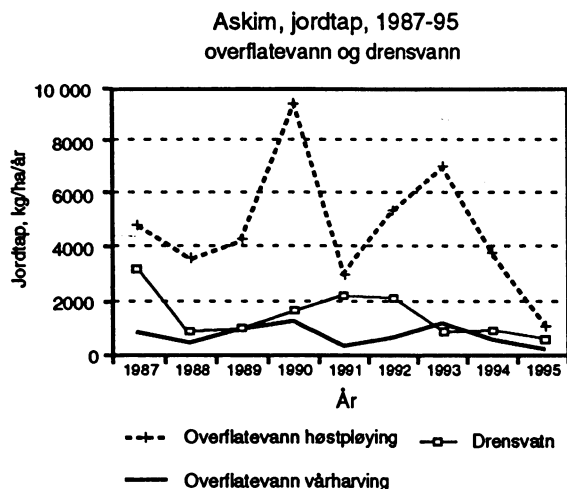
Figur 5. Månedsverdier for avrenning og jordtap ved ulike jordarbeiding fra feltet Bjørnebekk i Ås. Gjennomsnittstall for årene 1990-93 (Lundekvam 1995).

Drensgrøfter

I leirjord følger vannet sprekker og store porer og kan komme raskt ned til grøftene. Dette gjelder særlig der grøftene er relativt nyanlagt. Når vannet strømmer raskt, kan det også rive med seg partikler og transportere dem ut gjennom grøftene.

På leirjordfelt er det målt en betydelig transport av jord i grøftene. Vannet trenger raskt gjennom store porer i grøftefyllet og tar med seg jord.

Jord i drenggrøftene er mest vanlig på nygrøfta, siltrik leirjord. Grøftevannsprøver har vanligvis et lavt innhold av jord og fosfor. Innholdet av jord vil forøvrig variere med tiden. Det vil være størst når avrenningen er økende og i begynnelsen av en avrenningsperiode.



Figur 6. Diagrammet for feltet i Askim viser årlige tall for jordtap gjennom drenggrøfter og på overflata for ruter med vårharving og høstpløying (Lundekvam 1997).

Mengden overflatevann er ikke så forskjellig ved de to jordarbeidingsmåtene. Det er likevel stor forskjell på jordtapedet. Vi ser at det også er et tap av jord gjennom drenggrøftene av samme størrelsesorden som jordtapedet fra overflaten ved vårharving.

Jordart og erosjonsfare

De forskjellige jordartene blir erodert i forskjellig grad. Kohesjons- og friksjonskrefter utgjør jordas fasthet og evne til å motstå erosjon. For små partikler (leir) er kohesjonskreftene viktigst. Vi kan få et uttrykk for bindingsstyrke og friksjonskrefter i jorda ved å måle skjærfastheten. I kohesjonsjord (leire) er løsrivelsen av partiklene vanskelig, mens det i friksjonsjord (sand) er transporten som er begrensende for erosjonen. Vannet har størst transportevne for de minste partiklene.

Ulike jordtyper er altså mindre eroderbare jo mindre siltinnholdet er, uavhengig av om det er sand- eller leirfraksjonen som øker. Innholdet av humus har stor betydning. Økt humusinnhold øker også erosjonsmotstanden.

Jordfysiske forhold

En rekke parametere er forsøkt brukt for å forklare forskjellene i erosjon fra ulike jordtyper. Parametere for fasthet brukes. Det er ofte klar sammenheng mellom fasthet og motstand mot erosjon. Fastheten avhenger av kohesjonen i jorda og dermed av leirinnholdet, men også av jordas tendens til å danne aggregater. Dårlig aggregert siltjord er svært eroderbar, mens jord med høyt leirinnhold ofte er lite erosjonsutsatt (Skøien 1996).

Aggregatstabilitet er en av de viktigste faktorene som påvirker eroderbarhet. Høy stabilitet er korrellert med liten erosjonsfare. Organiske materiale er viktig, men ikke den eneste faktoren av betydning for aggregeringen. Aggregering og utvikling av stabile aggregater er resultat av biologiske, kjemiske og fysiske faktorer.

Når moldinnholdet er under 2 %, er jorda særlig utsatt for erosjon ved at den lett danner skorpe og har lite stabil struktur. Fra et forsøksfelt i Nannestad ble det målt svært stor erosjon. Jorda var planert mellomleire med et moldinnhold på under 1 % (Njøs & Hove, 1984). På slike jordarter er det spesielt viktig å tilføre organisk materiale, f.eks. i form av nedmoldet halm. Halmen bidrar også til at det blir mer meitemark og andre jordorganismer. Disse har i sin tur en gunstig virkning på jordstrukturen.

Det er målt mye større erosjon fra planert lettleire med lav aggregatstabilitet enn fra uplanert lettleire med betydelig innhold av organisk materiale og høy aggregatstabilitet (Lundekvam 1996).

Jordstruktur

Jordstrukturen varierer over tid og påvirkes av forandringer i fuktighet, temperatur, biologisk aktivitet og jordarbeiding.

Økende innhold av leire og organisk materiale gjør aggregatene mer stabile på grunn av kohesjonskrefter og organiske stoffer som binder sammen og sementerer. Humusstoffene som dannes under nedbrytning av det organiske materialet, virker som bindemiddel mellom mineralpartiklene. Humusstoffene er i ulik grad utsatt for videre nedbrytning. Ved stadig tilførsel av organisk materiale i form av planterester eller husdyrgjødsel opprettholdes en stabil aggregatstruktur.

Som eksempel viser vi resultater fra et langvarig omløpsforsøk på NLH i Ås. Forsøket har pågått siden 1953 og omfatter ulike 6-årige vekstomløp og ulike gjødslinger. Det er ca. 25 % leire i jorda. Prøver til bestemmelse av aggregatstabilitet ble tatt i mai 1992. Vi viser her resultater for aggregater i størrelsesgruppen 2-6 mm (Skøien, 1993).

Omløpsplan	Prosent vannstabile aggregater	
	Bare mineralgjødning	Mineralgjødning + husdyrgjødning
4 års eng+2 år korn	80	82
2 års eng+4 års korn	53	65
Kontinuerlig korn	49	55
3 år rotvekster+		
3 år korn	44	50

6 tonn/dekar husdyrgjødning ble tilført hvert 6. år. Tallene for korn gjelder når halmen er fjernet. Ved årlig nedpløying av halm var aggregatstabiliteten 53 %. En liknende økning i stabiliteten ved årlig halmnedpløying er også funnet i et annet forsøk (Njøs & Børresen, 1991). Tallene viser at tilføring av husdyrgjødning fører til økt stabilitet. For å få en riktig høy stabilitet ser det ut til at et vekstomløp med minst 50 % eng er nødvendig.

Samsvar mellom høy aggregatstabilitet og lite jordtap vises også i målinger fra feltene Bjørnebekk og Syverud.

Aggregatstabilitet %, fraksjonen 2-6 mm samt jordtap fra feltene Bjørnebekk og Syverud i Ås

	Høst 1992	Vår 1993	Høst 1993
Bjørnebekk			
Høstpløying tidlig	21	20	46
Høstpløying seint	11	11	-
Høstharving	21	22	-
Vårpløying	27	13	43
Syverud			
Høstpløying tidlig	90	68	87
Vårpløying	98	77	93

Jordtap, gjennomsnitt 1990-92

	Jordtap kg/daa
Bjørnebekk	
Høstpløying tidlig	550
Høstpløying seint	715
Høstharving	340
Vårpløying	84
Syverud	
Høstpløying tidlig	13

Vårpløyning	10
-------------	----

Feltenes utforming er tilnærmet lik, og jordarbeidingen er gjort på samme måte. Avstanden mellom de to feltene er ca 4 km, slik at klima er det samme. Jorda på Syverud har et lavere innhold av silt og leire, og et betydelig høyere humusinnhold (totalt karboninnhold). Høyere humusinnhold har flere virkninger. Det ble bl.a målt en betydelig høyere infiltrasjonsevne om høsten på Syverud enn på Bjørnebekk.

	Leir %	Silt %	Sand %	Tot. C %
Syverud	23	49	28	3,2
Bjørnebekk	27	62	11	1,4

Topografi

Hellingsgraden

Økende hellingsgrad fører som regel til økende overflateavrenning, når jordart og plantedekke ellers er tilsvarende. Overflatelagets evne til å holde tilbake vann i furer og fordypninger avtar også med økende hellingsgrad.

Økt hellingsgrad fører til økt hastighet på overflatevannet. Vannet vil dermed som før nevnt utøve større skjærkraft på jordoverflata, og mer jord blir revet løs og transportert nedover. Jordtapet er avhengig av både skjærkrafta som virker på partiklene og transportkapasiteten til det rennende vannet. Skjærkrafta er den viktigste faktoren i starten av hellinga, mens transportkapasiteten er viktigst lenger nede.

Jo mer vann som renner av på overflata, jo større tilbøyelighet har det til å konsentrere seg i strømmer. Farten øker da som en følge av dypere overflatestrøm. Den økte erosjonskrafta til overflatevannet kan føre til erosjon av overflateskorpe slik at lettere eroderbart materiale avdekkes.

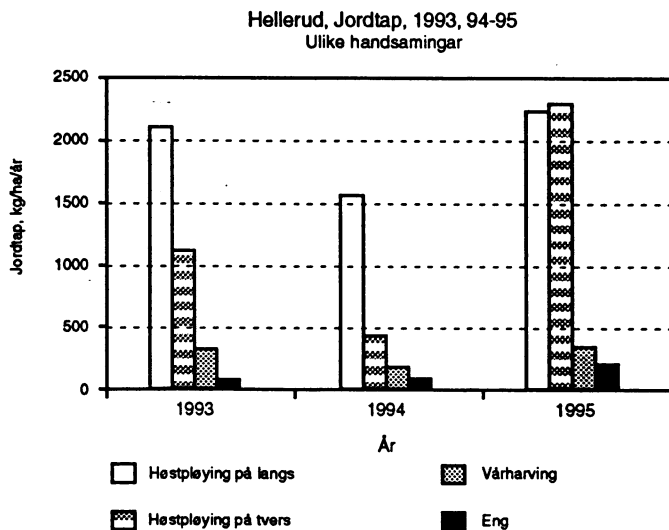
Hellingslengde

Jordtapet øker med økende hellingslengde fordi det samles mer overflatevann, og fordi overflatevannet får større dybde og fart. Når hellingslengden øker, øker vanligvis også arealet av nedslagsfeltet, og det er størrelsen på arealet og terrengformen som bestemmer mengden av overflatevann, eksempelvis ved en inntakskum.

Erosjonen vil øke med hellingslengden opp til en viss lengde. I lange hellinger vil det som regel begynne å

sedimentere jord. Dette kan skyldes at terrenget flater ut, eller at det er andre hindringer som bremser vannet. Det skyldes også at vannet får lenger tid til å infiltrere i bakken.

Effekt av hellingslengden er målt på to felter, Askim og Hellerud. Hellingene har vært relativt korte, fra 24 til 70 meter. En dobling av hellingslengden har økt jordtapet med 50-90%, etter det disse feltene viser. Pløying på tvers av fallretningen har mer enn halvert jordtapet sammenliknet med langsgående pløying i feltet på Hellerud. Pløying på tvers hadde ingen positiv virkning i 1995, da intenst regnvær i juni førte til kraftig erosjon spesielt på ruten med tverspløying.



Figur 7. Jordtap fra feltet Hellerud i Skedsmo ved pløying på tvers og på langs, samt fra ruter med eng og med vårharving til korn (Lundekvam 1997).

Jordarbeiding

Vi nevner her de vanligste jordarbeidingsmåtene:

Høstpløying

Jorda pløyes med veltefjølsplog. Om våren sloddes en gang, harving en eller to ganger (4-5 cm dypt) etterfulgt av såing og tromling.

Vårpløying

Jorda pløyes om våren med veltefjølsplog. En gangs slodding, en gangs harving før såing og tromling. Grunn pløying, 10-15 cm dybde, er aktuelt om våren. Det finnes ploger som er konstruert for grunn pløying.

Høstharving

Jorda harves noe tidligere enn normal tid for høstpløyning. Dette er seinere enn tidspunktet for tradisjonell stubbharving. Tidlig harving fører til at mer halm blir brutt ned før neste vekstsesong. Harvingen kan utføres med ulike typer rotorharver, skålharv eller stubbkultivator til 8-12 cm dybde. På erosjonsutsatt jord er det viktig at jorda ikke smuldres for fint. Overflata bør være litt ujevn og klumpete, og for å motvirke erosjon bør 30-40% av overflata være halmdekket ved høstharving etter korn. Om våren harves feltet med såbedsharv 1 eller 2 ganger før såing og tromling. Såingen kan utføres med en vanlig såmaskin.

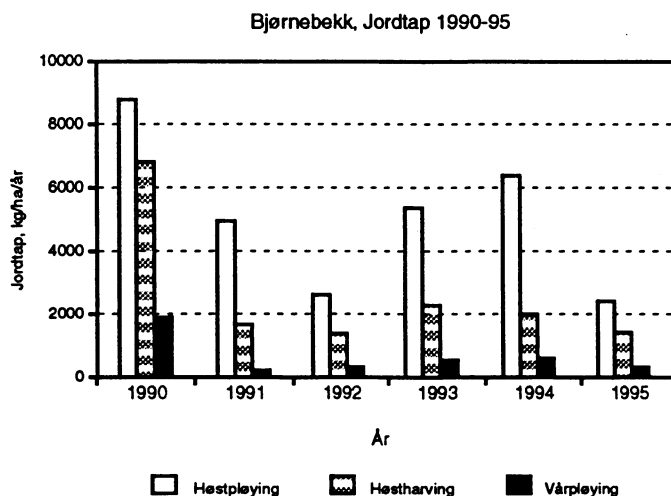
Vårharving

Jorda arbeides ikke om høsten, men halmen bør helst fjernes eller kuttet fint. Om våren stubbharves jorda med f.eks. rotorharv, skålharv eller stubbkultivator til 6-10 cm dybde.

Direktesåing

Frøet såes med direktesåmaskin uten forutgående jordarbeiding.

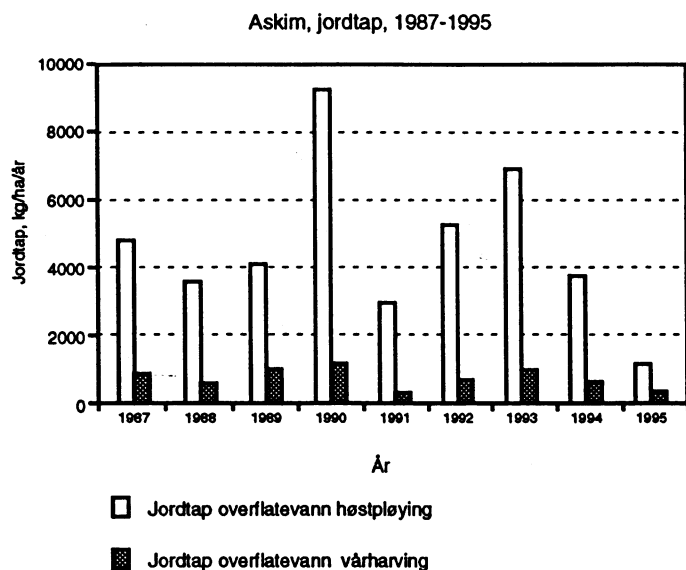
Jordarbeiding, og særlig pløyning, øker faren for erosjon ved at det beskyttende plantedekket fjernes, og ved at jorda løsnes og blir liggende ubeskyttet. Jordarbeidinga bør derfor innskrenkes til en kortest mulig periode før såing eller planting. Dette er likevel ikke problemfritt. Jordarbeiding er også viktig for å bekjempe ugras.



Figur 8. Årlig jordtap ved ulike jordarbeiding fra feltet Bjørnebekk i Ås (Lundekvam 1997).

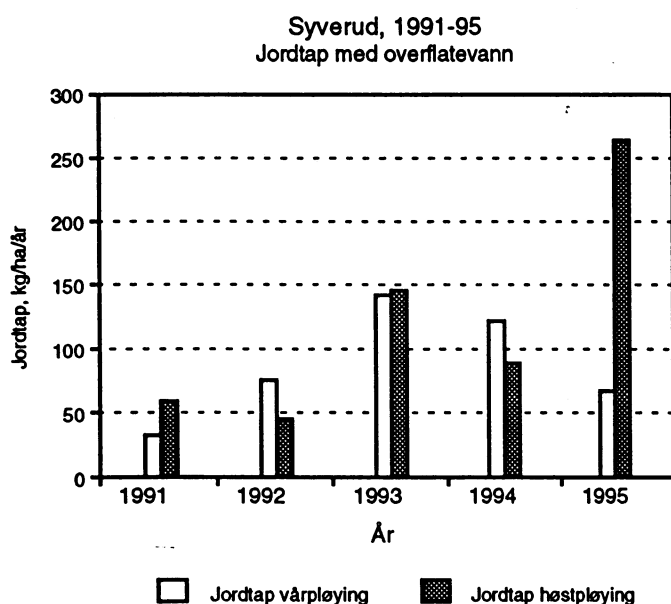
Sein høstpløyning har hatt liten eller til dels negativ effekt på jordtap sammenliknet med tidlig høstpløyning (Bjørnebekk og

Øsaker). Årsaken er at de største jordtapene likevel har skjedd etter pløying, selv om pløyinga var utsatt. Skader på jorda ved sein pløying på våt jord har også hatt ugunstig virkning.



Figur 9. Årlig jordtap ved høstpløying og vårharving fra feltet Askim i Askim (Lundekvam 1997).

Vårarbeiding (vårpløying, vårharving og direktesåing) har redusert jordtapet med 90% på erosjonsutsatt jord (Askim, Bjørnebekk og Øsaker). Det er liten forskjell mellom ulike typer av vårarbeiding. På lite erosjonsutsatt jord har virkningen av vårarbeiding vært liten og noen ganger negativ sammenliknet med høstpløying (Syverud). Dette skyldes økt overflateavrenning på oppløyd jord.



Figur 10. Årlig jordtap ved vårpløying og høstpløying fra feltet Syverud i Ås (Lundekvam 1997).

Lett høstharving med betydelige mengder halm på overflaten har redusert jordtapedet med ca. 65% sammenliknet med høstpløying (Bjørnebekk). Kraftig høstharving på fuktig jord økt jordtapedet sammenliknet med høstpløying (Øsaker).

Høsthvete har vært prøvd i to felter. Ved tidlig såing og etablering av godt plantedekke før vinteren, tyder målingene på at høstkorn kan halvere jordtapedet i forhold til høstpløying. Med mye nedbør om høsten og dårlig plantedekke kan erosjonen bli like stor fra høstkorn som fra høstpløyd jord.

Fangvekster

Etter høsting øker faren for erosjon. Høsten er ofte en regnfull årstid, og jorda er ubeskyttet. Fangvekster eller dekkvekster brukes for å etablere et kraftig plantedekke etter høsting av hovedveksten. I tillegg til å hindre erosjon, bør disse vekstene kunne ta opp en stor del av det lett tilgjengelige nitrogenet i jorda og dermed hindre at dette vaskes ut om høsten/vinteren (Lyngstad og Børresen 1997). Kløveren gir et godt vern mot erosjon, men den er ikke godt egnet for å hindre nitrogenutvasking. Når det høstes tidlig, er det mer aktuelt å bruke fangvekster som kan sås etter høsting.

Referanser

Bogen, J., H. Berg og F. Sandersen 1993. Forurensning om følge av leirerosjon og betydning av erosjonsforebyggende tiltak. Norges Vassdrags- og energiverk. Publikasjon nr. 21/93. Oslo.

Chisci, G. & R. P. C. Morgan 1986. Soil erosion in the European Community. A. A. Balkema. Rotterdam.

Jordforsk 1995. Jordsmonnovervåking i Norge 1992-1996. Jordforsk rapport nr. 80/95. Ås

Lundekvam, H. 1995. Rapport om avrenningsfeltet ved Institutt for jord- og vannfag. Rapport 6/96. Institutt for jord- og vannfag, NLH.

Lundekvam, H. 1997. Jordsmonnovervåking i Norge 1992-1996. Spesialgranskinger av erosjon, avrenning, P-tap og N-tap i rutefelt og småfelt ved Institutt for jord- og vannfag. Rapport 6/97. Jordforsk

Lyngstad, I. og T. Børresen 1997. Virkning av fangvekster, N-gjødsling og pløyetidspunkt på N-balansen i jord. Jordsmonnovervåking i Norge 1992-1996. Rapport 5/97. Jordforsk, Ås.

Morgan, R.P.C., J.N. Quinton & R.J. Rickson 1993. EUROSEM: a user guide. Silsoe College, Cranfield University, Silsoe, United Kingdom.

Njøs, A. & P. Hove 1984. Erosjonsundersøkelser. NLVF sluttrapport nr. 655.

Nordseth, K. 1974. Sedimenttransport i norske vassdrag. Sammendrag av arbeider ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo, 1969-73. NVE. Oslo.

Njøs, A. & T. Børresen 1991. Long-term experiment with straw management, stubble cultivation, autumn and spring plowing on a clay soil in S.E. Norway. Soil & Tillage Research 21, 53-66.

Skøien, S. 1988. Virkning av jordarbeiding og plantedekke på erosjon og fosforavrenning. Norsk landbruksforskning 2:207-218.

Skøien, S. 1993. Long term effects of crop rotation, manure and straw on soil aggregation. Norwegian Journal of Agricultural Sciences 7:231-247.

Skøien, S. 1993a. Jorderosjon i Norge. Landbruksforlaget. 134 s.

Skøien, S. 1996. Sammenheng mellom jordfysiske parametere og jorderosjon. Rapport nr.9/96. Institutt for jord- og vannfag, NLH

