



Høgskolen i **Hedmark**

Avdeling Blæstad, institutt for jordbruksfag

Håvard Hansgård

Bacheloroppgave

Mengde og fordeling av organisk materiale i Norsk åkerjord ved ulike systemer for jordarbeiding

Amount and distribution of organic matter in Norwegian arable land by different tillage systems

Bachelor i agronomi

2013

Samtykker til utlån hos høyskolebiblioteket

JA NEI

Samtykker til tilgjengeliggjøring i digitalt arkiv Brage

JA NEI

Forord

Bacheloroppgaven er på 15 studiepoeng og er det avsluttende faget i Bachelor i agronomi ved Høgskolen i Hedmark. Arbeidet med oppgaven har gitt meg større innsikt i samspillet mellom jordbruk og klima. Arbeidet har i tillegg lært meg mye om planlegging og gjennomføring av en slik prosjektoppgave.

Takk til Thomas Cottis som har brukt av sin tid og kompetanse til å veilede oppgaven. Trond M. Henriksen skal ha takk for tips til problemstilling og litteratur. Takk til Hugh Riley og Arne Grønlund for faglige innspill. Takk også til Sarah Loftheim ved biblioteket på Evenstad for god service. Til sist, takk til Birgitte Andreasen for korrekturlesing.

3. juni 2013, Blæstad

Håvard Hansgård

Norsk sammendrag

Organisk materiale i jord er viktig av agronomiske og klimatiske grunner. Det er avgjørende for jordas produksjonsevne og bruksegenskaper. Organisk materiale inneholder ca. 58% karbon og utgjør en viktig brikke i karbonets kretsløp og er dermed viktig i klimasammenheng. Jordarbeiding påvirker jordas egenskaper, deriblant dens innhold av organisk materiale. Lange måleserier viser at det pågår et tap av organiske materiale fra Norsk åkerjord. Det har lenge vært en oppfatning at det er mulig å begrense disse tapene ved å gå over fra tradisjonell jordarbeiding til redusert jordarbeiding. Denne litteraturstudien tar sikte på å avklare om dette stemmer og følgende problemstilling er valgt: Hvordan påvirkes mengde organisk materiale i Norsk åkerjord av tradisjonell jordarbeiding og redusert jordarbeiding?

For å besvare problemstillingen er prosesser for binding og tap av organisk materiale beskrevet og drøftet. Jordarbeidingens effekt på jordegenskapene beskrives også. Videre blir forsøksdata fra et utvalg av studier presentert og drøftet. Drøftingen ser på mulige sammenhenger mellom det teoretiske grunnlaget og resultatene funnet i forsøkslitteraturen.

Ut fra funnene i oppgaven er det ikke mulig å konkludere entydig, men tendensen er klar og mye peker i samme retning: Det er trolig ikke mulig å begrense tapet av organisk materiale fra jorda ved å endre praksis fra tradisjonell jordarbeiding til redusert jordarbeiding. I erosjonsutsatte områder er det god grunn til å velge redusert jordarbeiding, siden det kan begrense tapet av både mineralpartikler og organisk materiale.

Abstract

Soil organic matter is important for agronomic and climatic reasons. It is essential for the production capacity and operating characteristics. Organic matter contains ca. 58% carbon and constitutes an important part of the carbon cycle and are thus important in a climate context. Tillage affects soil properties, such as its content of organic matter. Long series of measurements show that there is a loss of organic material from Norwegian arable land. It has long been a perception that it is possible to limit these losses by switching from traditional tillage to reduced tillage. This literature study aims to clarify this and the following research question is chosen: How is the amount of organic matter in Norwegian arable soils affected by traditional tillage and reduced tillage?

To answer the research question the processes for sequestration and loss of organic matter is described and discussed. Tillage effect on soil properties are also described. Furthermore, experimental data from a selection of studies is presented and discussed. The discussion looks at possible links between the theoretical basis and the results found in the experimental literature.

Based on the findings of the task, it is not possible to conclude unambiguously, but the trend is clear and much points in the same direction: It is probably not possible to limit the loss of organic matter from the soil by altering practices from traditional tillage to reduced tillage. In erosion-prone areas there is good reason to choose reduced tillage, since it can limit the loss of both mineral particles and organic matter.

Innholdsfortegnelse

Forord	2
Norsk sammendrag	3
Abstract	4
Innholdsfortegnelse	5
1 Innledning	6
1.1 Bakgrunn for valg av oppgave.....	6
1.2 Presentasjon av problemstilling.....	7
1.3 Avgrensning og presisering av problemstilling	7
2 Undersøkelsesopplegg	8
2.1 Valg av litteratur	8
2.2 Begrunnelse og vurdering for utvalg av litteratur.	8
3 Teoridel	9
3.1 Definisjoner og forklaringer	9
3.2 Norsk klima	12
3.3 Prosesser som fører til tap av OM fra jord.....	13
3.3.1 Respirasjon i jord	13
3.3.2 Effekter på respirasjon ved jordbruksaktivitet.....	22
3.3.3 Likevektsnivåer for OM	22
3.3.4 "Priming effekt"	23
3.3.5 Erosjon.....	26
3.4 Prosesser for binding og stabilisering av C i jord.....	27
3.4.1 Levetiden til OM i jord.....	28
3.4.3 Tilførsel av C i dypjord.....	29
3.4.4 Mekanismer for stabilisering av C i dyp-jord	30
3.5 Jordarbeiding	33
3.5.1 Systemer for jordarbeiding.....	33
3.5.2 Tradisjonell jordarbeiding	34
3.5.3 Redusert jordarbeiding	34
3.5.4 Direktesåing/0-jordarbeiding	35
3.5.5 Jordarbeiding, organisk materiale og forhold i jorda.....	36
4 Litteraturstudie	38
4.1 Metodikk	39
4.2 Resultater fra studier med grunne målinger	39
4.2 Dypere målinger.....	43
5 Drøfting	46
6 Konklusjoner	50
7 Referanseliste	51

1 Innledning

1.2 Bakgrunn for valg av oppgave

Overgang fra tradisjonell jordarbeiding til redusert jordarbeiding har lenge vært sett på som et tiltak for å øke jordas innhold av organisk materiale (Brady & Weil, 2008; West & Post, 2002). Det har i flere sammenhenger vært gjort beregninger basert på denne oppfatningen som viser stort potensiale for å øke jordas innhold ved overgang til redusert jordarbeiding. Endret jordarbeiding har sågar vært sett på som et klimatiltak fordi det gir mulighet for å lagre karbon i dyrkamark (Landbruks- og matdepartementet, 2009).

Trond M Hendriksen mener at dette synet kunne være i ferd med å endre seg, og at det er blitt større usikkerhet omkring effekten av overgang til redusert jordarbeiding (personlig kommunikasjon, 13. mars 2012). Han mente at dette kunne være aktuelt å se nærmere på.

Hugh Riley hevder at det er i ferd med å etablere seg en oppfatning om at pløying ikke fører til større tap av organisk materiale enn redusert jordarbeiding, og at det bare skjer en omfordeling av organisk materiale i jordprofilen (personlig kommunikasjon, 5. april 2012). Han mente det ville være nyttig å belyse aspekter ved jordarbeiding og organisk materiale

Organisk materiale i jord er interessant av to grunner. (1) Organisk materiale er av uvurderlig betydning for jordas produksjonsevne og dyrkingsegenskaper. Det er ønskelig med et nivå av OM som er tilpasset jordas mineralske sammensetning og det økosystemet den er en del av (Lou & Zhou, 2006). (2) Global oppvarming skyldes utslipp av klimagasser, og den viktigste klimagassen er CO₂ (Statistisk Sentralbyrå, 2013). Atmosfæren inneholder 750 Pg C (Jobbágy & Jackson, 2000, referert i Lou & Zhou, 2006). Terrestriske økosystemer inneholder 4-5 ganger så mye og årlig avgir disse 1,2 Pg C til atmosfæren (Schimel et al., 2001, referert i Lou & Zhou, 2006). Til sammenligning avgir bruk av fossilt brensel 6 Pg C år⁻¹. Det er mulig å redusere disse utslippene og til og med oppnå en netto binding av C i landjord ved å endre menneskelig arealbruk og dyrkingspraksis. Derfor er det viktig å skaffe fram detaljert kunnskap om hvordan agronomiske valg påvirker jorda, slik at vi kan opprettholde produksjonsevnen og minimere klimabelastningen fra jordbruket.

1.2 Presentasjon av problemstilling

Oppgaven tar sikte på å besvare følgende problemstilling: Hvordan påvirkes mengde organisk materiale i Norsk åkerjord av tradisjonell jordarbeiding og redusert jordarbeiding?

1.3 Avgrensning og presisering av problemstilling

Oppgaven fokuserer på jordarbeiding i kornproduksjon, fordi dette er en produksjonsform hvor det årlig gjøres jordarbeiding og hvor denne i mange tilfeller er standardisert.

Informasjonen som fremkommer i oppgaven kan ha relevans for produksjon av andre ettårige vekster.

Med utgangspunkt i problemstillingen forsøker oppgaven også å besvare følgende spørsmål:

1. Om vi ser bort fra erosjonsfaren, stemmer det da at pløying ikke gir større tap av organisk materiale enn redusert jordarbeiding, men bare endrer fordelingen i jordprofilen?
2. Jordarbeiding innvirker på erosjonsfaren, hvilken betydning har dette for organisk materiale i jord.

1.4 Formål

Formålet med oppgaven er å samle og belyse kunnskap om hvordan organisk materiale bindes og tapes fra jordbruksjord og hvordan jordarbeiding påvirker disse prosessene.

2 Undersøkelsesopplegg

2.1 Valg av litteratur

Litteraturen som er brukt i oppgaven er en sammensetning av etablert faglitteratur i bokform og vitenskapelige publikasjoner fra ulike databaser. Faglitteraturen er en blanding av den antatt beste Norsk og internasjonal litteratur på området. Hva angår de vitenskapelige publikasjonene er noen av disse plukket i samråd men oppgavens veileder Thomas Cottis, samt Hugh Riley og Trond M. Hendriksen. Det er også gjort søk på egen hånd i ulike databaser. Typiske søkeord som ble brukt var: Organic matter, organic carbon, tillage, reduced tillage, soil carbon sequestration, soil aggregate, deep soil carbon.

Blant artiklene som er brukt finnes både primærstudier og samleartikler. Relevans for oppgaven har vært det eneste kriteriet for utvelgelsen av artikler.

2.2 Begrunnelse og vurdering for utvalg av litteratur.

Litteraturen er utvalgt med sikte på både å bygge opp den teoretiske forståelsen og å skaffe frem detaljert kunnskap om den forskning som er gjort på dette området, for å forsøke å besvare problemstillingen.

3 Teoridel

Denne delen er ment å legge det teoretiske grunnlaget som skal drøftes sammen med litteraturdelen.

3.1 Definisjoner og forklaringer

For noen ord og begreper har det vært nødvendig å gi en mer utfyllende forklaring og å presisere hvilken betydning som er relevant for oppgavetema.

Peta gram (Pg) = Gigatonn (Gt) = 10^{15} g

Mikroorganismer er en fellesbetegnelse for sopp, og enkeltindivider og sammenhengende kolonier av encellede organismer (Campbell et al., 2008). Jordas mikrobielle biomasse består i hovedsak av protozoer, alger, sopp, actinomycete, bakterier og virus (El Titi, 2003).

k-selektert/k-strategi: "selection favouring superiority in stabile, predictable environments in which rapid population growth is unimportant." (Lawrens, 2008, s. 351).

r-selektert/r-strategi: "selection favouring rapid rates of population increase..." (Lawrens, 2008, s. 593).

Metabolisme betegner all omsetting av organiske komponenter gjennom biologisk aktivitet (Campbell et al., 2008). Metabolisme innbefatter både oppbyggende (anabolske) prosesser og nedbrytende (katabolske) prosesser.

Økosystem: "The biotic community and its abiotic environment, functioning as a system" (Smith & Smith, 2009, s. G-5).

Agro-økosystem. El Titi (2003, s. 52-53) definerer det slik "...can be defined as land-use systems that produce food and fiber, a process that is governed by many factors and components such as soil type, cropping patterns, and tillage management".

Pløyesjikt. Den delen av jorda som bearbeides av plogen (Skøyen, 2003).

Jord er alt naturlig løst materiale (mineralsk og organisk) over den faste berggrunnen (Skøyen,2003).

Jordart er en type løsmasse som er dannet på en bestemt måte og som har en karakteristisk sammensetning og egenskap (Skøyen, 2003).

Jordsmonn er den øverste delen av jorda, og skiller seg fra den opprinnelige løsmassen ved at den er påvirket av biologisk aktivitet og klima (Skøyen, 2003).

Jordstruktur: Skøyen (2003, s. 118) skriver: ” Med jordas struktur mener vi altså ordningen av enkeltpartiklene i jorda i forhold til hverandre”. I Brady & Weil (2008, s. 121) finner vi: ”Soil structure describes the manner in which soil particles are aggregated. This property, therefore, defines the nature of the system of pores and channels in a soil”.

Dypjord: Rumpel & Kögel-Knaber (2011) definerer ikke begrepet, men dypjord omtales som jord som ligger under A-horisonten eller dypere enn 30 cm. Brady & Weil (2008) kan også forstås som at all jord under A-horisonten er å regne som dypjord. Jacobs et al. (2010) kaller i sitt studie, 10-20cm for dypjord. Det viser at det er store variasjoner i hvordan begrepet brukes og hvilken dybde det dreier seg om. I denne oppgaven er dypjord omtalt som jord under A-horisonten og som ikke berøres av pløying. Fordelingen av horisontene i jorda er jordartsavhengig (Brady & Weil, 2008).

Jordprofil er et tenkt vertikalt snitt som viser jordas sammensetning (Brady & Weil, 2008).

Jordaggregater: Her skriver Brady & Weil (2008, s. 927): ”Many soil particles held in a single mass or cluster, such as a clod, crumb, block, or prism”.

Makroaggregater er $> 0,25\text{mm}$

Mikroaggregater er $< 0,25\text{mm}$

Kolloider: "Organic and inorganic matter with very small particle size and a correspondingly large surface area per unit of mass" (Brady & Weil, 2008, s. 930).

Tekstur beskriver størrelsen på de mineralske jordpartiklene og den andelsmessige fordelingen mellom leire, silt og sand (Brady & Weil, 2008; Skøyen, 2003).

Jordarbeiding er arbeidsoperasjoner med redskap på eller i jorda som har til hensikt å oppheve uønskede effekter av foregående kultur og å legge til rette for den neste (Børresen, 1990; Njøs & Høstmark, 1985; Skøyen, 2003).

Tradisjonell jordarbeiding er et jordarbeidingsregime hvor det brukes veltefjølplag (dypere enn 15cm) (Børresen, 1990).

Redusert jordarbeiding: Kalles også plogfri eller grunn jordarbeiding. Jordarbeiding utføres med fres, rotorharv, skålharv eller kultivator (Børresen, 1990). Det kan eventuelt også brukes såbedsharv før såing med vanlig såmaskin. En mulig definisjon på redusert jordarbeiding er: Tillaging av såbed som innbefatter mer jordarbeiding enn det så-labbene utfører og som ikke medfører bruk av plog.

Direktesåing: Frøet kommer i jorda uten at det gjøres annen jordarbeiding enn det som sålabbene utfører (Børresen, 1990).

Forenklet jordarbeiding er en samlebetegnelse for direktesåing og redusert jordarbeiding (Børresen, 1990). Der det i litteraturen er snakk om konserverings-jordarbeiding er dette behandlet som forenklet jordarbeiding i denne oppgaven. Singh & Lal (2005) skriver at konserverings-jordarbeiding innbefatter blant annet direktesåing og bruk av tindharv og kultivator.

Organisk materiale er vev, celler, organeller, molekyler og nedbrytingskomponenter fra biologisk aktivitet (Brady & Weil, 2008). Det kan ha sitt opphav fra alle de tre biologiske domener (Campbell et al., 2008). I jord finner vi hovedsakelig organisk materiale i form av planterester fra rot og skudd, jord-dyr, avføring, sopp og bakterier (Brady & Weil, 2008). Organiske materiale i jord er en kompleks og variert blanding av slike organiske komponenter. Organisk materiale er i oppgaven forkortet: OM.

Jordas karboninnhold er ofte mer presist definert enn OM, og lar seg lettere beregne (Brady & Weil, 2008). Til sammenligninger og utregninger er det derfor mer hensiktsmessig å bruke jordas karboninnhold som enhet. OM på åkerarealer inneholder i gjennomsnitt ca. 58% organisk karbon, derfor kan følgende omregning brukes: $OM / 1,7 = \text{Organisk karbon}$ (Riley, 2012). Det er gjort egne omregninger fra C til OM i oppgaven. OM er da ikke oppgitt med desimaler fordi omregningsfaktoren "1,7" er en beregnet verdi.

Karbon er i oppgaven forkortet: C i stedet for K, fordi det gir en bedre kobling til CO₂ som allerede er et etablert begrep i det Norske språket.

Organisk karbon-OC er i denne sammenheng karbon i fast form som, relativt sett, er en aktiv del av karbonets kretsløp (Brady & Weil, 2008). Det vil si at for eksempel kalk eller CO₂ i gassfylte porer ikke regnes med.

Organisk substrat er brukt om organisk materiale tilgjengelig for konsumenter i økosystemet. **Organiske komponenter** er brukt på samme måte.

Respirasjon er alle prosesser brukt av organismer for å generere energi til metabolsk aktivitet (Lawrence, 2008).

Jordliv er i denne oppgaven brukt som en samlebegrep for alt levende i jorda utenom planterøtter.

3.2 Norsk klima

For å kunne vurdere relevansen av utenlandsk forskning er det nødvendig å definere Norske forhold for planteproduksjon.

Det Norske åkerarealet var i 2012 om lag 3,41 millioner dekar (SSB, 2012). Av dette utgjorde kornarealet 2,93 millioner dekar, som vi i hovedsak finner på Østlandet og i trønderlag (Statens landbruksforvaltning, 2011). I disse distriktene ligger årsnedbøren på 500-1000 mm

(Dannevig & Harstveit, 2013). Nedbøren er noenlunde jevnt fordelt utover årets måneder. Områdene har en døgnmiddeltemperatur mai-september over 11-12°C (Dieseth & Uhlen, 1998).

3.3 Prosesser som fører til tap av OM fra jord

3.3.1 Respirasjon i jord

Med jordrespirasjon menes prosessen der levende biomasse omsetter organisk materiale i jorda (Luo & Zhou, 2006). I prosessen oksideres biomassen og avgir blant annet CO₂, samtidig som næringsstoffer gjøres tilgjengelig for planterøtter og jordliv (Brady & Weil, 2008). Respirasjon er normalt den viktigste mekanismen for tap av OM fra jord, selv om erosjon potensielt også kan forårsake store tap. Forholdet mellom tilførsel og tap av OM avgjør hvor høyt innholdet er i jorda og om det er stigende eller synkende.

Respirasjon kan beregnes ved å måle CO₂-utslipp fra jordas overflate. Under stabile forhold eller ved lang tids måling vil respirasjonen i jord være lik CO₂-utvekslingen mellom jord og atmosfære, men normalt vil utslippene variere i tid og rom med temperatur, vind, regn, respirasjon, plantevekst, mikroklima osv.

Ved å se på samspillet av påvirkninger og prosesser som driver respirasjon i jord er det i noen grad mulig å forstå fordelingen av OM regionalt, lokalt og nedover i jordprofilet. Fra kunnskap om respirasjon kan vi også utlede dyrkingspraksis for å bevare OM i dyrkingsjord (Luo & Zhou, 2006). Flere av enkeltfaktorene som temperatur og fuktighet er langt på vei forstått, men samspillet mellom de ytre faktorene, samt påvirkning fra det komplekse jordlivet gjør kvantifisering vanskelig. Det skal her beskrives noen enkeltfaktorer.

3.3.1.1 Temperatur

Generelt vil økt temperatur gi økt respirasjon, men datagrunnlaget er tynt når det gjelder å forstå langtidsvirkningene på OM av økt temperatur (Luo & Zhou, 2006). De aller fleste

modeller viser allikevel at global oppvarming vil gi tap av OM fra jord. På en regional skala har variasjoner i plantestand og jord-fuktighet mest å si for jordtemperatur.

Respirasjonen øker grovt sett eksponentielt med jordtemperaturen, og når et maksimum rundt 45-50 grader (Atkin & Tjoelker, 2003, referert i Luo & Zhou, 2006). Enzymer som deltar i prosessen er trolig den begrensende faktoren fordi disse trues av denaturering ved høye temperaturer (Campbell et al., 2008). At respirasjonen øker med temperaturen skyldes at det øker væskers og løsnings viskositet, og membraners funksjon og permeabilitet (Campbell et al., 2008; Luo & Zhou, 2006). Særlig gjelder disse effektene ved lave temperaturer. Selv om varme øker vannets viskositet øker også fordampningen når det er varmt, og det gir en oppkonsentrasjon av substrat og ioner i vannet, noe som dermed har motsatt effekt, nemlig å gjøre vannet mer tyktflytende. Rot-respirasjonen øker eksponentielt med jordtemperaturen på lavere temperaturområder, og når et maksimum omkring 35 grader (Kasper & Bland, 1992, referert i Luo & Zhou, 2006). Her er det hovedsakelig diffusjon av metabolismeprodukter som er begrensningen (O₂, sukker, CO₂).

Mikroorganismer kan deles i 3 etter temperaturkrav. <20°C Kryofile. 20-40°C Mesofile og >40°C Termofile. En studie fant at maksimal mikrobiell respirasjon var ved 23°C (Flanagan & Veum, 1974, referert i Luo & Zhou, 2006).

Følsomheten for temperaturendringer påvirkes av tilgangen på fuktighet (Luo & Zhou, 2006). Generelt er respirasjonens temperaturfølsomhet høy ved middels fuktighetstilgang og lavere ved lav tilgang. Forsøk har også vist at jord "akklimeres" etter en tid med høyere temp. Det er denne type tilpasninger det refereres til når det snakkes om likevektsnivåer. Varige endringer i betingelsene for respirasjon vil gi et nytt likevektsnivå for OM.

Den generelle forståelsen av hvordan respirasjon responderer på temperatur er godt dokumentert, men temperaturfølsomheten til de ulike organiske substratene er mer usikker (Luo & Zhou, 2006). Liski et al. (1999) hevder at eldre stabilt OM har en mindre temperaturfølsom respirasjonsrate (referert i Luo & Zhou, 2006). Dette standpunktet er omstridt, særlig fordi det er bygget på data fra skog, men også fordi det mangler kontrollerte eksperimenter som måler langtidseffekten (Giadina & Ryan, 2000; Fang et al., 2005; Knörr et al., 2005, referert i Luo & Zhou, 2006). Fiere et al (2003) fant at omsetting av dyp-jord C var mer temperaturfølsom enn C i topp-jord (referert i Luo & Zhou, 2006). Det vil i så fall si at

eldre OC er mer temperaturfølsomt enn ungt, siden konsensus er at C i dyp-jord har lav omsetningsrate og dermed er eldre (Rumpel & Kögel-Knabler, 2010). Eusteriues et al. (2005) fant sammenheng mellom ikke-oksyderbart C og C14-aktivitet (referert i Rumpel & Kögel-Knabler, 2010). Dette antyder, sammen med målinger av karbonets hydrofluor-løselighet, at dyp-jord C er eldre enn gjennomsnittet for jord-profilet, og at det blant annet skyldes OC-mineral-interaksjon (Rumpel & Kögel-Knabler, 2011). Dermed har nye metoder bekreftet at dypjord C er eldre enn C ved jordoverflaten. I en annen studie ble det brukt radio-karbon-datering for å bestemme alderen til C i jordprofilet (Fontaine, Barot, Barré, Bdioui, Mary & Rumpel, 2007). Resultatene viste at ved jordoverflata var 100% i form av isotop 14C. Nedover i jordprofilet var det en økende andel 13C, altså eldre og i økende grad mikrobielt (Fontaine et al., 2007; Rumpel & Kögel-Knabler, 2011). Dette dannet grunnlaget for å tolke hvordan respirasjon av dypjord C responderte på tilførsel av ferskt plantemateriale, ved å gjøre isotopanalyse av CO₂ fra respirasjonen. Omsetting av dypjord C økte ved tilførsel av ferskt plantemateriale og det ble tolket som at dypjord C i hovedsak var begrenset av energitilgang for samfunnet av mikroorganismene. Det ble deretter foreslått at dette funnet impliserer lav temperaturfølsomhet for respirasjon av dypjord C, siden temperatur ikke er den begrensende faktor (Fontaine et al., 2007).

3.3.1.2 Fuktighet

For høyt eller for lavt innhold av vann i jorda reduserer respirasjonen. Optimum ser ut til å ligge omkring feltkapasitet. Grunnen til at høy fuktighet reduserer respirasjon er at det oppstår anaerobe forhold for mikrober og rot-celler (Luo & Zhou, 2006). I tørr jord er substrattilgangen gjennom diffusjon den viktigste begrensende faktoren. Ekstremt tørre forhold kan også indusere dormans eller sporedannelse hos mikroorganismer. Bakterier hemmes når vannpotensialet nærmer seg -1 til -1,5MPa (Swift et al., 1979, referert i Luo & Zhou, 2006). Sopp har høyere tørketoleranse og kan være aktiv ned mot -15MPa. Når ekstremt tørr jord blir tilført vann, vil den umiddelbare responsen være høye CO₂-utslipp som skyldes en de-gassing av jordsmonnet. Utslippene vil gradvis avta, og etter en tid (timer til dager) vil CO₂-utslipp være lik respirasjonen. Den økte mikrobielle respirasjonen skyldes (1) at en andel mikroorganismer dør under tørken og lekker ut sitt celleinnhold, dette er lett omsettelig substrat for andre mikroorganismer, (2) utvasking og re-distribuering av organisk

substrat slik at mikroorganismer og substrat føres sammen, og (3) økt eksponering av OM-overflate for mikroorganismer (Birch, 1959; Seneviratne & Wild, 1985; van Gestel et al., 1991, referert i Luo & Zhou, 2006). Røttenes vekst vil få et oppsving i flere dager i etterkant av en opp-fukting av tørr jord, og dermed bidrar også røttene til økt respirasjon (Luo & Zhou, 2006). I nedbørsrike områder er ikke fuktighet begrensende og et enkelt nedbørstilfelle gir ingen betydelig respons.

Omsetning av OM i dypere jordlag er også svært vannavhengig (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Dypere jordlag er mer utsatt for vannmetting, men også mindre utsatt for uttørking. Ved et nedbørstilfelle vil det ta lengre tid før dyp jord blir opp-fuktet, men effekten av regn vil vare lengre.

3.3.1.3 Nitrogentilgang

Effekten av N i jord er kompleks! N øker den totale økosystem-produksjonen og bør derfor generelt øke jord-respirasjon, men N øker også plantenes skudd-andelen (senker rot/skudd ratio) og denne effekten senker den relative rot-respirasjonen (Luo & Zhou, 2006). Ved lavt C: N-forhold, det vil si god N-tilgang, stimuleres nedbryting av planterester, særlig i en tidlig fase. Her er mye uklart, men for cellulose er sammenhengen mellom N-tilgang og nedbryting tydelig. Det kan skyldes cellulosens homogene struktur (Campbell et al., 2008).

Oksydering av stabilt C vil normalt reduseres av økt N-tilgang, antakelig fordi mikroorganismesamfunnet som bryter ned disse substratene er tilpasset lavere N-konsentrasjon, og at mer N i jorda forstyrrer ekstracellulær enzymatisk aktivitet (Luo & Zhou, 2006). Det finnes ikke noe klart mønster for effekten av N-gjødsling på jord-resp. Effekten avhenger av jordart, klima og dyrkingspraksis.

I de fleste jordartenes dyp-jord nærmer C: N-forholdet det vi finner hos mikroorganismer (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Det skyldes en vesentlig større andel mikrobielt OM i jorddypet. Det har også å gjøre med at mengden mineralbunnet N er større i dypjorda.

3.3.1.4 Tekstur

Jordas tekstur bestemmes av forholdet mellom sand, silt og leire i den finkorna mineralfraksjonen av jorda (Brady & Weil, 2008). Tekstur påvirker respirasjon i jorda gjennom å påvirke porøsiteten som har betydning for gassveksling og vannhusholdning. Teksturen påvirker også evnen til å holde på næringsstoffer (CEC). Jord med fin tekstur inneholder mer OM, og mye av dette er i flyktig form (Luo & Zhou, 2006). Weil & Stine (s.a.) fant god korrelasjon mellom mengde OM og jordas innhold av silt og leire (referert i Brady & Weil, 2008). Denne sammenhengen ble også vist av Mendham et al. (2002) (referert i Luo & Zhou, 2006). Mineralisering av N er også større enn i grovere jord (Luo & Zhou, 2006). Produksjon av biomasse og CO₂ er større for fine jordarter.

3.3.1.5 pH

Mikrobiell aktivitet hever generelt pH, mens plantene senker pH ved å ta opp mer kationer enn anioner (Luo & Zhou, 2006). Røttene gir i tillegg fra seg H⁺-ioner. pH påvirker enzymatisk aktivitet og effekt, og pH har dermed innvirkning på hvilke organiske komponenter som brytes ned og omfanget av respirasjon fordi det endrer sammensetningen av mikrolivet. Respirasjonen øker fra begge sider inn mot pH 7 som følge av økt mikrobiell aktivitet.

3.3.1.6 Interaksjon mellom faktorer som påvirker respirasjon

Størsteparten av jordas respirasjon kan forklares av fuktighet og temperatur (Luo & Zhou, 2006). Kartdata som viser fordelingen av OC i den øverste meteren av jord i Nord-Amerika tydeliggjør effekten av temperatur og fuktighet i stor skala (Bredy & Weil, 2008). Innholdet av OM øker med økende nedbørsmengder fra vest mot øst. Jordas innhold av OC øker også mot nord og det kan forklares med avtagende temperatur.

Forsøk har vist at ved konstant temperatur er det hovedsakelig fuktighet og pH som bestemmer jord-respirasjonen (Vanhala, 2002, referert i Luo & Zhou, 2006). Og ved konstant fuktighet er det hovedsakelig innholdet av OM og pH som bestemmer.

Jordas tekstur og sammensetningen av jordas OM er bestemmende for det mikrobielle "samfunn" (Luo & Zhou, 2006). Sammensetning av det mikrobielle samfunnet danner, sammen med rot-biomassen, grunnlaget for jordas respons på endringer av ytre betingelser.

3.3.1.7 Variasjon av respirasjon i tid

For økosystemer med høy produksjon kan variasjon i respirasjon i løpet av døgnet i stor grad forklares med jordtemperatur, men respirasjon og jordtemperatur er ikke like godt korrelert om høsten (Luo & Zhou, 2006). Det skyldes at mange plantearter innstiller primærveksten om høsten. Faktorer som fluktuasjon i atmosfærisk trykk og luftfuktighet kan også påvirke jordrespirasjonen. Sesongvariasjoner skyldes først og fremst temperatur, men også nedbørsmønster og plantenes vekst og substratdistribusjon gjennom året (Luo & Zhou, 2006). Tidspunkt for jordarbeiding kan også påvirke sesongvariasjoner (Børresen, 1990; Skøyen, 2003). Det må antas at stubbharving, høstharving og høstpløying gir større nedbryting av ferskt plantemateriale utover høsten, fordi planterester fra overflate føres nedover i jordprofilen og gjøres tilgjengelig for nedbryting (Børresen, 1990; Fontaine et al., 2007). Det er usikkert hvordan den totale respirasjonen påvirkes siden jordlivet forstyrres av jordarbeidingen (Baker, Ochsner, Venterea & Griffis, 2007; El Titi, 2003; Skøyen, 2003).

Mellomårs-variasjoner skyldes; (1) variasjon i klima, (2) endringer i fysiologiske og økologiske prosesser, som plantestand og vekstsesongens lengde og (3) næringstilgang (Luo & Zhou, 2006). Jordarbeiding spiller også en rolle dersom denne er ulik fra år til år (Børresen, 1990; Skøyen, 2003).

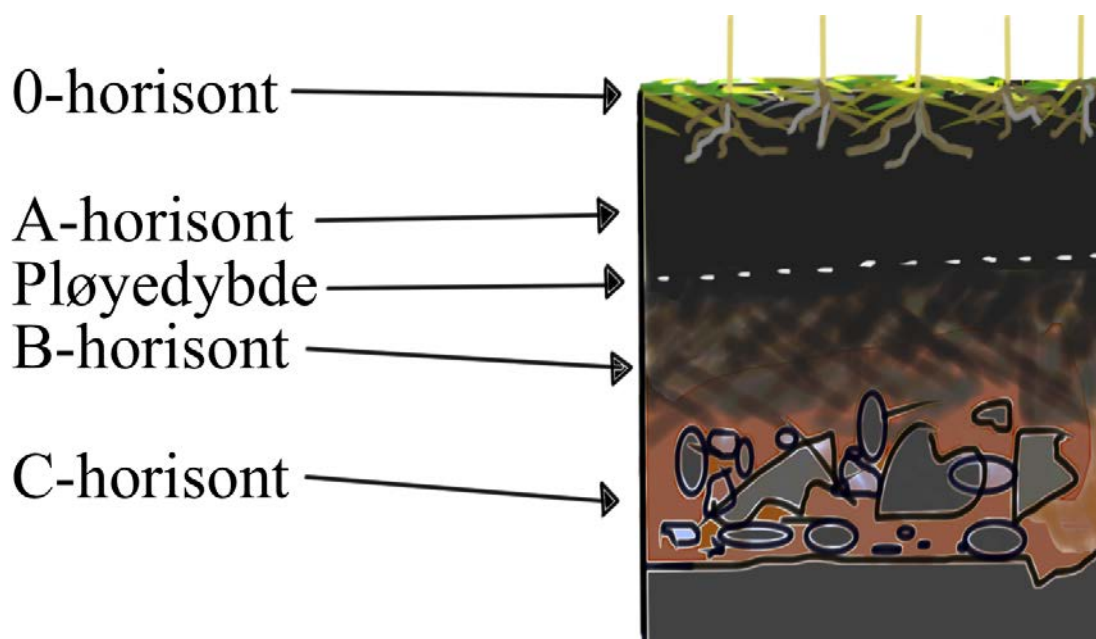
Variasjon over lengre tidsspenn (år-tier, år-hundre) påvirkes først og fremst av suksesjon, og eventuelt også av den endringen i mikroklima (regionalt klima) som følge av endret økosystem eller arealbruk (Luo & Zhou, 2006). Faktorer som favoriserer plantevekst vil generelt favorisere jord-respirasjon.

Over et lengre tidsspenn vil trolig også globale klimaendringer påvirke jordrespirasjon (Luo & Zhou, 2006; Riley & Bakkegard, 2006).

3.3.1.8 Respirasjon og fordeling av OM i jordprofilet

Fordelingen i jordprofilet er sterkt påvirket av jordart og økosystem (Brady & Weil, 2008; Luo & Zhou, 2006). Jordarbeiding er også en viktig faktor, og effekten av denne behandles lengre ut i oppgaven. Andelen OM i mineraljord er høyest på overflata og avtar raskt nedover i jordprofilet (Luo & Zhou, 2006). Det skyldes blant annet at planterester og eventuelt husdyrgjødsel akkumuleres på toppen dersom det ikke blir moldet ned. OM som ligger oppå jorda er i tillegg lite tilgjengelig for biologisk nedbryting. De øvre jordlag inneholder også større rot- og mikrobiell biomasse. Siden O₂- og næringstilgang kan være begrensende faktorer for respirasjon er det naturlig at respirasjonen er størst øverst i jordprofilet der tilgjengeligheten av disse er størst (Fontaine et al., 2007; Luo & Zhou, 2006).

I O-horisonen er OM dominert av planterester (Brady & Weil, 2008). Røtter til kulturplanter finner vi hovedsakelig i A-horisonen, og eventuelt noe i B. I C-horisonen er en stor del av OM mikrobiell biomasse (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Det støttes av isotopanalyse og analyse av organisk substrat. Mye av det karbonet som finnes bunnet i dyp-jord viser seg også å ha mikrobielt opphav. OM i jorddyr-biomasse avtar fra toppjorda og nedover, men kan være til stede på store dyp (Brady & Weil, 2008). Lee (1985) skrev blant annet at enkelte arter av meitemark kan komme så dypt som 5 meter (referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011).



Figur 1 illustrerer et tilfeldig jordprofil med teoretisk inndeling av horisonter/sjikt (tegnet av Håvard Hansgård).

3.3.1.9 Tilgjengelig oksygen for respirasjon

Tilgang på oksygen er avgjørende for respirasjon (Luo & Zhou, 2006). Når OM oksyderes avgis CO_2 . Mens rot-cellenes respirasjon opphører ved fravær av oksygen, er samfunnet av mikroorganismer mer sammensatt (Nobel & Palta, 1989, referert i Luo & Zhou, 2006).

Mikroorganismer kan grupperes i obligat aerobe, fakultativ anaerob og obligat anaerob (Glinski & Stepniewski, 1985, referert i Luo & Zhou, 2006). Det vil si at OM kan brytes ned uten tilgang på oksygen, men respirasjonsraten er betydelig lavere enn ved aerob respirasjon (Campbell et al., 2008).

For at ikke gasskonsentrasjonene i jorda skal være begrensende for respirasjon er det nødvendig med utveksling av gasser mellom jord og atmosfære. Det skjer ved gassveksling og diffusjon. Gassveksling skyldes at klima og menneskelig aktivitet påvirker jorda. Ved en økning i jordas vanninnhold eller grunnvannstand vil gass i makroporer fortrennes (Brady & Weil, 2008). Når vannhusholdningen i jorda igjen blir lavere vil disse porene fylles av O_2 -rik luft ovenfra. Vind og turbulens er en annen fysisk faktor som driver gassvekslinga, da særlig i

de øvre jordlag (Luo & Zhou, 2006). Effekten av vind er størst om jorda har en grov overflate og plantestanden er åpen.

Menneskelig aktivitet som driver gassveksling er kjøring og jordarbeiding (Luo & Zhou, 2006). Kjøring med traktor presser sammen jorda og presser gass ut av makroporene (Brady & Weil, 2008; Mangerud, 1989). Dersom jord ikke skades, men gjenvinner sitt opprinnelige volum vil det ha skjedd en gassveksling (Mangerud, 1989). Hvis jorda derimot forblir komprimert har jorda blitt påført pakkeskader. Det innebærer tap av jordstruktur og makroporer, og fører til en reduksjon i tilgjengelig O_2 for respirasjon og potensiale for gassveksling. Jordarbeiding kan både ha positiv og negativ effekt på gassveksling i jord. De fleste operasjoner gir en lettere og løsere jord, slik som pløying harving og fresing (Morken, Endrerud & Bøe, 2003). Men spesielt fresing kan etter en tid være negativt for O_2 -tilgangen fordi det kan ødelegge jordstrukturen og gi en mindre andel makroporer. Knuste aggregater og ødelagt jordstruktur gjør jorda mer utsatt for pakkeskader og skorpedanning, noe som virker begrensende på gassvekslingen.

Utveksling av gasser gjennom diffusjon har størst betydning i dypjord, siden andelen luftfylte porer er mindre der (Luo & Zhou, 2006). Planterester på jordoverflata hemmer diffusjon av CO_2 fra jord til atmosfære, og fører dermed til lavere omsetting av OM.

Det har vært antatt at O_2 er en begrensende faktor for respirasjon i dypere jordlag (Luo & Zhou, 2006). Målinger i dyp-jord av høye CO_2 -konsentrasjoner og lave O_2 -konsentrasjoner, skulle tilsi at forholdene for respirasjon var ugunstig, og har vært brukt som støtte for dette synet. I følge Rumpel & Kögel-Knabner (2011) finnes det ingen studier som beviser dette. Salome et al. (2010) fant i sitt laboratorieforsøk at en O_2 -konsentrasjon på 5% ikke hemmet aerob nedbryting av organisk materiale (referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Rumpel & Kögel-Knabner (2011) etterlyser feltstudier på området.

3.3.1.10 Tilgjengelig organisk substrat for respirasjon

En studie av Franzlubbers et al (2001) fant lineær korrelasjon mellom organisk substrat i jorda og jord-respirasjon i alle kombinasjoner (høy-lav) av temperatur og fuktighet (referert i Luo

& Zhou, 2006). I et agro-økosystem vil substrat tilføres jorda i form av rot-biomasse, planterester på overflaten og nedmoldet, samt jordlevende organismer og i noen grad rot-eksudater (Luo & Zhou, 2006). Når det gjelder utskillelse av substrat i rotsonen er det store forskjeller gjennom vekstsesongen og mellom plantearter. Generelt er overføring av C til røttene større hos flerårige arter. Noe av rot-eksudatene vil kunne bindes i jorda. Hutsch et al (2002) fant at 2-5% av C som utskilles i rotsonen ikke blir utnyttet av mikroorganismer, men binnes i stedet til leirpartikler(referert i Luo & Zhou, 2006). Det er med på å bedre jordstrukturen. Der husdyrgjødsel tilføres er dette også en kilde til organisk substrat for respirasjon.

3.3.2 Effekter på respirasjon ved jordbruksaktivitet

Temperatur er ansett som den viktigste faktoren for jordrespirasjon i landbruksjord, siden plantenæring gjennom gjødsling og vann ved vanning/drenering er forsøkt holdt på nivåer som ikke hemmer vekst og respirasjon (Luo & Zhou, 2006).

Dyrket jord vil normalt ha større omsetting og lavere innhold av OM (Brady & Weil, 2008). Det skyldes bedre O₂-tilgang på grunn av lite plantedekke og jordarbeiding, knuste aggregater som følge av jordarbeiding som eksponerer OM for mikroorganismer, og ikke minst vil det begrensede (eller fravær av) plantedekke føre til høyere temperatur i jorda på dagtid (Luo & Zhou, 2006). Lavere aggregatstabilitet og lite plantedekke øker også erosjonsfaren, og alt dette fører til at dyrket mark generelt inneholder mindre OM enn naturlige økosystemer. Allikevel er det store variasjoner mellom ulike jordarter og jordbruksproduksjon. Effektene på jorda fra de spesifikke jordarbeidingssystemer er behandlet i et senere kapittel.

3.3.3 Likevektsnivåer for OM

En gitt jordart har en begrenset kapasitet til å binde OM i organo-mineral-komplekser (Brady & Weil, 2008). Denne kapasiteten er godt korrelert med innholdet av silt og leire. Noe OM vil også finnes inne i aggregater og dermed være mer beskyttet mot mikrobiell nedbryting. Driftsform og jordas produksjonsevne avgjør hvor mye biomasse av gamle røtter og

planterester som til en hver tid er tilgjengelig for nedbryting. Det er et poeng at i den sistnevnte fraksjonen vil det være betydelige sesongvariasjoner. Når nivået av OM er stabilt over lengre tid og ikke lenger påvirkes av driftsformen, kan vi si at OM har nådd sitt likevektsnivå for de gitte betingelser.

Det er usikkerhet om hvor lag tid jorda bruker på å innta et nytt likevektsnivå etter endringer. Tiden det tar vil variere med type endring og naturgitte forhold (Brady & Weil, 2008). Riley (2012) presenterer en tommelfingerregel for tap av OM. Den sier at en reduksjon fra 20% ned til 15% tar 20 år, fra 15% til 10% tar 35 år, fra 10% til 5% tar 100 år og 5% til 3% tar 135år. Tallene illustrerer at jord med høye nivåer av OM er mer utsatt for tap og at det skjer en utflating inn mot nytt likevektsnivå. Altså at årlige tap avtar når jorda nærmer seg nytt likevektsnivå for OM.

I noen tilfeller kan man i liten grad skylde på dyrkingspraksis for tap av OM. Det gjelder for eksempel drenering og oppdyrking av myr (Brady & Weil, 2008). I myr er oksygen den viktigste begrensende faktoren for respirasjon og drenering vil økt aerob mikrobiell aktivitet som følge av bedre O₂-tilgang og høyere jordtemperatur.

Generelt fører nydyrking til tap av OM fra jorda (Brady & Weil, 2008). Tapet kan pågå i mange årtier, og Grønlund et al. (2008) skriver at en del av den nedgangen som registreres i Norsk åkerjord kan skyldes av disse arealene enda ikke har nådd likevekt.

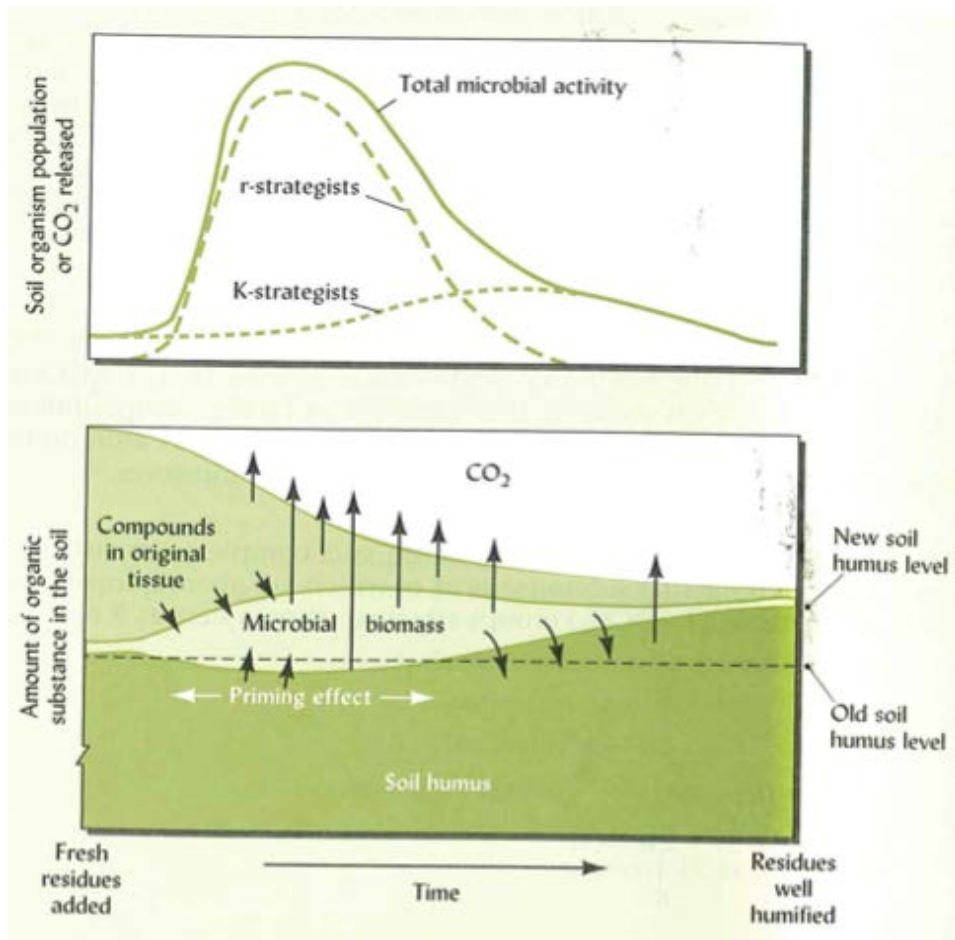
3.3.4 "Priming effekt"

I jorda finner vi et vidt spekter av habitater for mikroorganismer. Artsspesifikke krav som substrat-kilde og tilgang på oksygen og vann spiller en viktig rolle for hvilken mikrobiell sammensetning vi finner i de ulike habitatene (Brady & Weil, 2008; Campbell et al., 2008). Det mikrobielle samfunnets genetiske og metabolske diversitet er funnet å avta med dybden (Goberno et al., 2005; Angelli et al., 2004, referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). På grunn av lavere diversitet og større grad av spesialisering har det mikrobielle samfunnet i dypjord begrenset evne til å bryte ned enkelte organiske komponenter (referert i , Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Samfunn av mikroorganismer som lever på motstandsdyktig og

næringsfattige organiske ressurser i jorda har en k-selektert populasjonsprofil (Brady & Weil, 2008). Populasjonens størrelse er altså relativt stabil og evnen til å respondere på endringer i næringstilgang er begrenset (Campbell et al., 2008). Forstyrrelser i økosystemet som ved tilførsel av ferskt organisk substrat fører til en oppblomstring av r-selekterte mikroorganismer i dypjord (Brady & Weil, 2008). Denne oppblomstringen kan stimulere til økt nedbryting av eldre OM, og det er dette vi kaller ”priming effekt”. Fenomenet er beskrevet av flere og det er blitt vist at det finner sted en økning i omsetningen av eldre C ved tilførsel av cellulose (Fontaine, Barot, Barré, Bdioui, Mary & Rumpel, 2007). Studien så på stabilitetene til dypjord C ved tilførsel av ferskt plantemateriale i jorda. Det ble blant annet gjort radiokarbon-dateringer av OM i jordprofilet og av respirasjonsgassene. Økt andel ^{13}C i dypere jordlag viste – som antatt - at karbonets alder øker med dypet. Når cellulose ble tilført i jorda viste resultatene en økt andel ^{13}C i CO_2 fra respirasjonen. Det må bety at tilførsel av ferskt plantemateriale i jorda stimulerer omsetningen av eldre stabilt C.

Hvorfor tilførsel av cellulose gir en økning i omsetningen av eldre C går Fontaine et al. (2007) ikke inn på i detalj, men antyder at energiinnholdet eller omsetteligheten er viktig. Schmidt et al. (2011) skriver at det kan tenkes at enkelte komponenter trenger selskap av bestemte andre komponenter for å brytes ned eller at forhold ved mikromiljøet i dypjord som for eksempel hydrofile forhold eller pH begrenser tilgangen for- eller aktiviteten av enzymer.

Den omtalte ”priming effekten” avtok når mengden og omsetningen av cellulose avtok, slik vi ser på figur (Fontaine et al., 2007). Studien mener dermed å finne støtte for ideen om at fravær av ferskt OC som næring for mikrobene, opprettholder stabiliteten til dypjord C. Fontaine et al. (2007) påpeker at resultatene og implikasjonene trolig bare er gyldig for mineraljord der oksygentilgang ikke er begrensende for respirasjon.



Figur 2 er kopiert fra Brady & Weil (2008) og viser (1) utviklingen av mikrobielle populasjoner og (2) sammensetning av organisk substrat ved tilførsel av ferskt plantemateriale.

Kunnskapen som kommer frem i studien viser at tilførsel av fersk C fører til tap av dypjord C på kort sikt (Fontaine et al., 2007). I et agro-økosystem kan ferskt plantemateriale tilføres ved overgang til dypere jordarbeiding eller kulturplanter med dypere rotsystem. I slike tilfeller tror Fontaine et al. (2007) at tap av dypjord C vil vedvare, men gjør ikke noe forsøk på å anslå omfanget. Det må allikevel antas at tapet bare foregår en begrenset periode, og at jorda inntar et nytt likevektsnivå etter en tid. Figuren til Brady & Weil (2008) kan tolkes dithen at priming effekt gir en netto binding av C fordi mye av den r-selekterte mikrobepopulasjonen bindes i dypjord som humus og humus-mineralkomplekser når den ferske substratkilden er utarmet.

3.3.5 Erosjon

Erosjon er tap av jord som følge av påvirkning fra vind eller vann (Gardinger & Miller, 2008). Det er generelt de minste partiklene som er mest utsatt for erosjon. Det vil si leire, silt og finsand. Jordas tekstur og innhold av OM påvirker jordstruktur og jordas evne til å holde på vann og har derfor mye å si for erosjonsfaren (Børresen, 1990). Det vil alltid være en nydanning av organiske komponenter gjennom biologisk aktivitet og mineralkomponenter gjennom fysiske og kjemiske prosesser, men dette skjer så langsomt av det, i de færreste tilfeller, kan holde tritt med erosjon av dyrkingsjord (Gardinger & Miller, 2008).

3.3.5.1 Vannerosjon

Vannerosjon kan skje på flere måter. Dråpeerosjon finner sted når regndråper treffer bar jord og fører til at aggregater og klumper knuser og jordpartikler blir vannløst (Gardinger & Miller, 2008). Denne erosjonsformen kan medføre tilslamming, skorpedanning, og ikke minst tap av jordstruktur og OM. Dråpeerosjon kan minimeres ved å velge agronomiske løsninger som i liten grad eksponerer svart jord for dråpefall. For eksempel ved å velge redusert jordarbeiding eller unngå åpne kulturer (Børresen, 1990).

Overflateerosjon er rennende vann på jordas overflate som drar med seg jordpartikler på sin ferd, eller jordpartikler som allerede er løst i vann etter dråpeerosjon.

Jordarter med mye silt, som for eksempel silt, lettleire og mellomleire er utsatt for vannerosjon på grunn av sin svake struktur (Børresen, 1990). Den svake strukturen har sammenheng med størrelsen på mineralkornene og hvor mye OM en slik jordart normalt inneholder. Ved kraftig regn kan også fin sand være utsatt.

3.3.5.2 Vinderosjon

Fin sand er ofte utsatt for erosjon på grunn av sin raske uttørking og svake struktur (Børresen, 1990). Der denne jordarten er oppdyrket kan vinderosjon gjøre betydelig skade. Skøyen (1987) trekker frem områder som: Jæren, Lærdal, Frosta og Elverum der vinderosjon kan ha et betydelig omfang (referert i Børresen, 1990). Forhøyninger i terrenget er spesielt eksponert for vinderosjon.

3.3.5.3 Tap av OM ved erosjon

Når det gjelder OM er det gjerne den mest nedbrutte fraksjonen som lettest eroderer (Brady & Weil, 2008). OM har generelt lav massetetthet og kan derfor lett bli vannbåren. Noen organiske komponenter er også vannløselige, og det gjør dem ekstra utsatt for utvasking. Tap av OM skjer også gjennom erosjon av organo-mineral-komplekser. Det er som nevnt de minste mineralkomponentene og den mest nedbrutte fraksjonen av OM som er mest erosjonsutsatt. Det er samtidig disse partiklene som har størst betydning for jordas fruktbarhet, derfor er det maktpåliggende å bekjempe erosjon.

3.4 Prosesser for binding og stabilisering av C i jord

Karbon tilføres økosystemer gjennom plantenes fotosyntese (Campbell et al., 2008). I jordbruk er det mulig å tilføre OC som ikke er blitt til gjennom primærproduksjon på stedet, for eksempel ved å tilføre husdyrgjødsel (Luo & Zhou, 2006). Det oppnås en netto binding av C i agro-økosystemer der det totalt sett gjennom året tilføres mer C enn det føres bort i avling, erosjon og respirasjon. Netto binding kan oppnås for eksempel ved å innføre eng i vekstskifte eller ved å erstatte mineralgjødsel med husdyrgjødsel (Riley, Pommeresche, Eltun, Hansen & Korsæth, 2007). Hvor mye C som kan fikseres på et bestemt areal avhenger hovedsakelig av jordart (Brady & Weil, 2008).

Det skulle i utgangspunktet være enkelt å beregne netto endring i innholdet av C, ut fra tilført og fjernet C gjennom året. Det som i midlertid kompliserer det hele er at: (1) det er vanskelig å anslå de organiske komponentenes levetid i jorda og at (2) forståelsen av C i dypere jordlag

er mangelfull (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011; Schmidt et al., 2011). Det finnes derfor bare grove estimater for mengden C i dypere jordlag og hvordan menneskelig aktivitet påvirker dette.

3.4.1 Levetiden til OM i jord

Lenge var den gjeldende oppfatningen at organiske stoffers molekylære struktur avgjorde stoffets levetid i jord (Brady & Weil, 2008; Gardinger & Miller, 2008; Skøyen, 2003). Dette er et syn vi fortsatt finner i lærebøker. Schmidt et al. (2011) bestrider dette, og hevder at: ”OM består ikke i jord på grunn av sin beskaffenhet alene, men på grunn av den fysisk-kjemiske og biologiske påvirkning fra det omkringliggende miljø som motvirker nedbrytning”. Det vil si at levetiden til OM i jord, i mye større grad må forstås ut fra økosystem-egenskaper snarere enn dets molekylære egenskaper.

Det er nye analysemetoder som har gitt oss denne innsikten (Schmidt et al., 2011). Med de nye metodene har det vist seg at lignin og lipider kan ha mye raskere nedbrytningstid enn det man kunne forvente ut fra molekylær struktur. Og motsatt har flyktige komponenter som sukker vist seg å kunne bestå i årtier.

3.4.2 C i undergrunnsjord

Det har vært gjort mange forsøk på å anslå total mengde C i jorda. I dag ligger estimatene for den øverste meteren i verdens jorder fra 1220 Pg (1 Pg = 10^{15} g = 1 Gigatonn) til så mye som 2000 Pg (Sombroek et al., 1993; Janzen, 2005, referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). For dybden 1 til 3 meter er et mye brukt anslag 800 PgC, men her er usikkerheten større (Jobbágy & Jacksom, 2000, referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Andelen OC i jorda som finnes mellom 0.3-1.3meters dyp er anslått til 46-63% av totalt JOC (Batjes, 1996, referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). For Podsol er andelen anslått til 30%. C i dyp-jord må tas med når vi måler effekten av endret arealbruk og dyrkingspraksis (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Den samme mente Osher et al. (2003), som også hevdet at C-tap fra

jord var kraftig overestimert på grunn av den manglende forståelsen for dypjord C (referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011).

Det er store hull i kunnskapen om dypjord OM og kvantifisering av binding og tap er per i dag ikke mulig (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Når vi snakker om C i dypjord kan det være nyttig å skille mellom mekanismer som fører C ned i dypere jordlag og mekanismer/faktorer som begrenser nedbryting av dypjord C.

3.4.3 Tilførsel av C i dypjord

Det er fire hovedkilder for tilførsel av C i dyp-jord: røtter, rot-eksudater, vann-/syreløst OC, og bioturbasjon (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011).

Røtter påvirker fordelingen av dyp-jord C gjennom sin vekst og utvikling, og ved å avgi rot-eksudater som nyttes som organisk substrat for mikroorganismer eller bindes i organo-mineral-komplekser (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). I følge en global undersøkelse har generelt grasareal grunnet fordeling av C, trær har middels og busk har dypest.

Oppløst organisk C (DOC) kan for eksempel ha sitt opphav fra lettløselige planterester, husdyrgjødsel eller celleinnhold (Campbell et al., 2008). Denne C-kilden utgjør en større andel av dyp-jord C i fuktig klima og i områder der podsol er den dominerende jordarten (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Målinger gjort av Sanderman & Amundson (2008) viste at oppløst organisk C utgjorde 20% i skogsjord og 9% i prairiejord av totalt OC ned til 1m (referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). I dype jordsjikt blir en del av det oppløste organiske C bunnet til mineralkomponenter eller beskyttet i aggregater, mens noe blir til næring for mikrolivet.

Bioturbasjon er den siste av de fire hovedkildene til C dypt i jorda. Det er definert som flytting av jordpartikler som følge av biologisk aktivitet (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Blant de mest betydningsfulle kan rot-utvikling, mykorrhiza og meitemark nevnes.

3.4.4 Mekanismer for stabilisering av C i dyp-jord

Det skal her beskrives noen mekanismer som påvirker OMs levetid i dype jordhorisonter. Det er et definisjonsspørsmål hvorvidt vi kan kalle det binding og stabilisering, for i realiteten dreier det seg ofte bare om utsatt nedbryting. For å være presis er det bare forkullet C som ikke viser ¹⁴C-aktivitet som kan kalles stabilt (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011).

3.4.4.1 Heterogene fysiske og biologiske forhold i dyp-jord

Fordelingen av OM varierer ikke bare med dybden, men også innenfor et horisontalt plan (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Trolig er denne fordelingen påvirket av jordstruktur. Romlig fordeling og fysisk avstand mellom JOM og mikroorganismer er ansett som den viktigste faktoren som bevarer dyp-jord OM (Von Lützow et al., 2006; Holden & Fierer, 2005, referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). De ekstracellulære enzymene har svært begrenset rekkevidde og organisk substrat finnes bare i små kvantum og ujevnt fordelt (Luo & Zhou, 2006; Rumpel & Kögel-Knabner, 2011).

De 3 viktigste faktorene som forårsaker heterogen fordeling i planet er (1) "foretrukket" flyt av oppløst OC på grunn av sprekke dannelse og porestruktur, (2) omfang og fordeling av planterøtter (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Det er gjort funn som viser at nye røtter ofte finner eldre vertikale rot-ganger (Rasse & Smucker, 1998, referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Og videre, (3) transport av JOM ved bioturbasjon og fordelingen av denne aktiviteten i planet (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). De tre faktorene kan åpenbart sammenfalle fordi de alle er påvirket av lokale fysiske variasjoner i jorda.

Variasjon i plantedekket kan også være en årsak til- eller resultat av heterogene forhold i dype jordlag.

Schmidt et al. (2011) skriver at det kan tenkes at egenskaper ved mikromiljøet, eksempelvis hydrofile forhold eller pH kan påvirke distribusjonen av- og aktiviteten til mikrobielle ekstracellulære enzymer. Det betyr i så fall at også lokale kjemiske forhold kan innvirke på fordelingen og varigheten til OM i jord.

3.4.4.2 Binding av C i OM-mineral-komplekser

Det har blitt funnet at Fe- og leir-mineraler er de viktigste mineralene for å stabilisere OM i tropiske og tempererte økosystemer (Eusteriues et al., 2005; Rumpel et al., 2008; Dick et al., 2005, referert i Rumpel og Krögel-Knaber, 2011). Al-organisk-komplekser er også en bindingsform som man finner i flere jordarter og økosystemer (Rumpel & Krögel-Knaber, 2010). Binding av C i organo-mineral-partikler ser ut til å ha størst betydning i sur jord (Gu, 1994, referert i Rumpel og Krögel-Knaber, 2011).

Fontaine et al. (2007) fant i sin studie at andelen mineralbundet C var 50% ved overflata (0-20cm) og 58% i dypjord (0,6-0,8m). Altså en økende andel nedover i jordprofilen.

3.4.4.3 Aggregering

Aggregering er en viktig prosess som fysisk beskytter OM mot metabolsk aktivitet fra jordlivet (Brady & Weil, 2008; Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Aggregater blir til ved en rekke fysiske og biologiske prosesser. Avhengig av jordart og klima vil det variere hvilke som har størst betydning. I jord med fin tekstur har abiotiske prosesser størst betydning (Brady & Weil, 2008). I jord med grov tekstur er det de biotiske prosessene som dominerer. Blant de fysiske prosessene kan nevnes, frysing-tining, tørking-fukting og temperaturbetinget krymping-svelling. Også biologiske prosesser utøver fysisk påvirkning på jord og bidrar derigjennom til aggregering. Eksempler på en slike prosesser er dannelse av ganger og sprekkedannelse som følge av planterøtters vekst og jord-dyrs aktivitet. Aggregater kan også dannes rent biologisk, som når meitemark blander OM og mineralkomponenter i fordøyelsen (Skøyen, 2003). De nevnte prosessene fører til oppsprekking av massive strukturer som vi kan finne lagvis i leirjordarter, eller sammenbinding av enkelt-korn der det forekommer. Typisk vil enkeltkornstruktur finnes i sandjord på grunn av det lave innholdet av strukturdannende komponenter vi finner der.

3.4.4.4 Aggregatstabilitet

Aggregatstabiliteten avgjør hvor lenge OM forblir fysisk beskyttet inne i aggregatene og innvirker dermed på jordas innhold av OM. Mengden leire og OM i jorda, samt pH har betydning for hvor lett aggregater dannes og hvor stabile de blir (Skøyen, 2003). Alger og slim fra meitemark er to organiske komponenter som bidrar effektivt til å øke aggregatstabilitet (Brady & Weil, 2008; Skøyen, 2003).

Aggregering er en svært dynamisk prosess i jorda, spesielt gjelder dette i de øvre jordlagene (Brady & Weil, 2008). Aggregater oppløses og nydannes ettersom påvirkningene fra agro-økosystemet endrer seg, men det finnes lite kunnskap om den tidsmessige dynamikken for dannelse av aggregat og fordeling i jordprofilen (Brady & Weil, 2008; Jacobs et al., 2010).

Resultatene til Jacobs et al. (2010) antyder at det dannes mange nye makroaggregater (>0,25mm) direkte etter jordarbeiding. For at det skal dannes nye aggregater er det en forutsetning at fuktighetsforholdene i jorda er riktige (Brady & Weil, 2008). Nydannelsen av makroaggregater skyldes trolig at jorda kommer i kontakt med ferskt plantemateriale (Jacobs et al., 2010). Studien sammenlignet tradisjonell jordarbeiding med minimal jordarbeiding, og definerer dette som jordarbeiding som ikke utføres dypere enn 10 cm. Til dette formålet antas minimal jordarbeiding å være likt redusert jordarbeiding. Det ble dannet flere store makroaggregater (1-10mm) ved minimal jordarbeiding og det antok man hadde med at denne bearbeidingen gir en bedre innblanding av ferskt plantemateriale i jorda og at denne jorda i utgangspunktet hadde et høyere innhold av OM. Forskjellene var størst i toppjorda (0-5 cm). MT øker også stabiliteten til makroaggregater sammenlignet med CT (Paustin et al., 2000; Six et al., 2000a, b; Kushwaha et al., 2001; Jacobs et al., 2009; referert i Jacobs et al., 2010). Jacobs et al. (2010) fant ut at mengden store makroaggregater avtok med tiden etter siste jordarbeiding. Det at jorda evner å lagre ett overskudd av OM i MT-systemet og gradvis frigir dette til jordlivet for nedbryting kan trolig virke positivt for plantenes næringstilgang dersom dette skjer til riktig tid. Jacobs et al. (2010) drøfter ikke effekten med hensyn til plantevekst.

I Apelsvoll-forsøkene som blant annet så på aggregatstabilitet, ble det funnet størst stabilitet i plott med 75% eng i der det ble praktisert redusert jordarbeiding (Riley et al., 2007). Systemet med årlig pløying viste lavest aggregatstabilitet.

3.4.4.5 Aggregat-beskyttelse av OM i dyp-jord

OM bunnet i jordaggregater utgjør en betydelig del av dyp-jord C (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). I ^{14}C – datering ble OM i aggregater funnet å være den eldst fraksjonen av OM i jorda (Rasmussen et al., 2005, referert i Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). OM bunnet til leire i mikroaggregater ser også ut til å ha høy alder. Disse faktum tyder på at aggregatdannelse er en viktig prosess for å beskytte OM fra nedbryting i jord. I dyp-jord antar man at biologisk aktivitet har mindre å si enn fysiske prosesser for dannelse av aggregater. Forståelsen her er begrenset, men en må anta at disse prosessene er jordarts-spesifikke.

3.5 Jordarbeiding

Jordarbeiding er en viktig del vår dyrkingspraksis og valg av redskap og tidspunkt for kjøring påvirker jorda, planteveksten og driftsutgifter (Njøs & Høstmark, 1985). Og disse faktorene danner mye av grunnlaget for det økonomiske resultatet.

Jordarbeiding kan ha flere formål, Skøyen (2003) nevner følgende: Lage jevnt såbed for frø og planter, bekjempe ugras, vende jorda og blande inn organisk materiale, løsning av tett jord, pakking av løs jord, fjerne stein og forme jordoverflata for blant annet å forhindre erosjon. I tillegg kan nedmolding av husdyrgjødsel nevnes som eget punkt.

3.5.1 Systemer for jordarbeiding

Det finnes et stort antall forskjellige redskaper til bruk i jordarbeiding, og kombinasjonsmulighetene er mange. For å oppnå ønsket resultat bør det velges redskap, eller en kombinasjon av redskaper som tar hensyn til jordforhold og ugrastilstand (Børresen, 1990). I mange tilfeller etablerer det seg likevel et fast jordarbeidingssystem for det enkelte gårdsbruk som utføres på hele arealet hvert år. Trolig har dette mye å gjøre med investeringskostnader.

3.5.2 Tradisjonell jordarbeiding

Dette er jordarbeiding som innebærer bruk av veltefjølpløyg ned til 18-25cm (Morken et al., 2003).. Riktig pløying vender og smuldrer jorda og etterlater seg en overflate fri for planterester og eventuelt husdyrgjødsel (Børresen, 1990). Pløying er normalt den dypeste jordarbeidingen som gjøres gjennom året og er derfor også den dyreste målt i kr daa⁻¹. Jordløsning foregår dypere enn pløying, men er mindre utbredt og inngår sjelden som en årviss operasjon i et jordarbeidingssystem (Børresen, 1990).

Pløyingen etterfølges ofte av slodding for å slette ujevnheter (Børresen, 1990). Sloddingen kan utelates dersom pløgsla er jevn og jorda lar seg bearbeide til såbed ved hjelp av harv. En eller annen form for harving er stort sett alltid med i systemer for tradisjonell jordarbeiding. Hensikten med harving er å smuldre det øverste laget i jorda og fordele aggregater slik at de minste havner ned mot harvesolen og de største på toppen. Harvesolen er ment å danne bunnen av så-bedet. Harvingen gjøres normalt like dypt eller litt dypere enn såfrøet skal legges.

Selve såingen er ikke definert som jordarbeiding i dette tilfellet, men tromlingen i etterkant er det fordi jorda pakkes litt av denne operasjonen (Børresen, 1990).

Pløying skjer enten om høsten eller om våren (Børresen, 1990). Der det praktiseres høstpløying er det vanlig å slodde en gang om våren, for deretter å harve 1-2 ganger etterfulgt av såing og tromling. Vårpløying etterfølges normalt av en gangs slodding og en gangs harving før såing og tromling.

3.5.3 Redusert jordarbeiding

Redusert jordarbeiding er et plogfritt jordarbeidingssystem (Børresen, 1990). Jorda bearbeides her noe grunnere enn i tradisjonell jordarbeiding. Mens ploegen snur jorda, blir den i dette systemet blandet og planterester fordeler seg i hele det bearbeidede sjiktet. Jordarbeidingen utføres med fres, rotorharv, skålharv eller kultivator. Mulighetene for å kombinere ulike harve- og freseredskaper er nesten ubegrenset, men det finnes likevel et par hovedsystemer for redusert jordarbeiding. En mulighet er å harve jorda om høsten til 8-12 cm dybde. Dette

kan gjøres til normal tid for høstpløying. Om våren kan arealet harves med såbedsharv 1-2 ganger før såing og tromling. En annen mulighet er å vårharve. Det minimerer erosjonsfaren.

Målet med redusert jordarbeiding er å lage et like godt såbed som ved konvensjonell jordarbeiding og samtidig innfri flere av følgende krav: Redusere erosjonsfaren, redusere energiforbruket til jordarbeiding, oppnå tilfredsstillende nedmolding av planterester og husdyrgjødsel, unngå å pådra seg betydelige ugrasproblemer, bevare aggregatstruktur og opprettholde avlingsnivå (Børresen, 1990; Skøyen, 2003).

3.5.4 Direktesåing/0-jordarbeiding

Oppgaven behandler ikke direktesåing utførlig, men det er tatt med i noen sammenhenger fordi det har en illustrerende effekt. I flere av studiene som sammenligner de tre hovedsystemene for jordarbeiding ser man en endring i jordforholdene ved å gå fra tradisjonell til redusert jordarbeiding, og at effekten ytterligere forsterkes ved direktesåing. Dette gir et bedre grunnlag for å forstå og forklare den aktuelle effekten.

I dette systemet gjøres ingen jordarbeiding mellom høsting og såing (El Titi, 2003). Det innebærer at det ikke skjer noen vertikal forflytning av jordpartikler eller planterester. Det gir en betydelig opphopning av OM i O-sjiktet (Brady & Weil, 2008). Systemet minimerer erosjonsfaren og energiforbruket men det kan være en utfordring å få til en hensiktsmessig gjødsling og ugrasbekjempelse (Børresen, 1990).

I tillegg til de agronomiske og økonomiske argumentene for å begrense jordarbeidingen trekker noen frem at, særlig direktesåing ligner mer på naturens egen "så-teknikk", og derfor er mer naturlig (El Titi, 2003). Lav grad av bearbeiding er gunstig for jordlivet, men det fremmer også naturlige prosesser som konkurranse og suksesjon (El Titi, 2003; Skøyen, 2003; Smith & Smith, 2009).

3.5.5 Jordarbeiding, organisk materiale og forhold i jorda

Jordarbeiding påvirker fysiske, kjemiske og biologiske forhold i jorda gjennom å omfordele, blande, pakke og løsne (Skøyen, 2003). Graden av bearbeiding avhenger av jordarbeidingens dybde, antall operasjoner og hvor hardt jorda behandles (Morken et al., 2003; Børresen, 1990). Fuktighetsforhold ved jordarbeiding, samt traktorens dekktrykk og aksellast har også mye å si for hvordan jorda påvirkes av jordarbeiding (Mangerud, 1989). Når jorda ikke er smuldringstørr oppnås ikke ønsket resultat av jordarbeidinga, men kanskje viktigere er det at fuktig jord lett kan påføres pakkeskader. Jordpakking medfører tap av struktur fordi makroporene presses sammen. Når jordas poresystem skades fører det til redusert dreneringsevne og oksygentilgang. Dette hemmer respirasjon og rot-utvikling.

Tradisjonell jordarbeiding vender jorda slik at planterestene i stor grad blir liggende ned mot plogsålen (Børresen, 1990). Det gir en unaturlig fordeling av OM i jordprofilen siden innholdet av planterester og røtter er normalt størst i jordas 0-horisont. For arter med grunt rotsystem vil størsteparten av rot-massen også bli liggende dypere enn ca. 15 cm etter pløying. Når dette plantemateriale brytes ned blir næringen ikke direkte tilgjengelig for arter med grunt rotsystem, som korn og enggrasarter. Noe kan likevel gjøres tilgjengelig ved bioturbasjon og gjennom jordvæska (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Betydelig jordarbeiding er generelt negativt for jordlivet, og både mikrolivet og jordfaunaen får redusert aktivitet som følge av det (El Titi, 2003; Skøyen, 2003).

Fresing gir den hardeste behandlinga av jorda og er negativt for jordstruktur fordi det knuser klump og makroaggregater. Dette eksponerer OM for respirasjon (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Fresing gjør også jorda luftig og det kan ytterligere være en faktor som stimulerer respirasjon. Dårlig struktur gjør jorda utsatt for vann og vinderosjon, men det kan også føre til skorpedanning, noe som vil kunne hemme respirasjonen ved å begrense oksygentilgangen (Luo & Zhou, 2006; Morken et al., 2003).

Redusert jordarbeiding gir markant høyere jordfasthet enn pløyd jord.

En forsøksserie av Mati (1984) viser en økning i penetrasjonsmotstand på 50% og skjærfasthet økte med 100-200% ved overgang til redusert jordarbeiding (referert i Børresen, 1990). Sådybden blir ofte grunnere ved redusert, med det er sjelden funnet dårligere spiring, det kan skyldes at vannhusholdningen er bedre enn i pløyd jord (Børresen, 1990). Ved

reduisert jordarbeiding ser man en endring i retning av større aggregater, da særlig på struktur-svak jord

Gajda (2010) sammenlignet direktesåing, redusert jordarbeiding og tradisjonell jordarbeiding. Det ble blant annet målt mikrobiell biomasse og jordrespirasjon. For begge egenskapene gav direktesåing høyest og tradisjonell jordarbeiding lavest måleresultat. Andelen mikrobiell biomasse av totalt OM var også størst ved lav grad av bearbeiding. Gajda (2010) finner støtte hos blant annet Balota et al. (2003) og foreslår at fravær av betydelige forstyrrelser, som for eksempel pløying, gir en mer stabil karbontilgang for mikrolivet og at det fører til større mikrobiell biomasse og aktivitet (referert i Gajda, 2010).

4 Litteraturstudie

Dette kapitelet ser på forskningsdata og metodikk fra forsøk som sammenligner systemer for jordarbeiding. I mye av den litteraturen som finnes gjøres det sammenligninger mellom tradisjonell jordarbeiding og direktesåing (null-jordarbeiding), særlig gjelder dette Nordamerikanske studier. Bare unntaksvis er det sett på effekter av redusert jordarbeiding. Enkelte studier har tatt med alle tre systemene, og disse viser ofte at enkelte jordegenskaper har sammenheng med graden av jordarbeiding (Gajda, 2010; Reicosky, Dugas & Torbert, 1997). Eksempler på slike egenskaper er fordeling av mikrobiell biomasse, jordtemperatur etter jordarbeiding og massetetthet (Brady & Weil, 2008; Gajda, 2010; Reicosky et al., 1997). Det at redusert jordarbeiding i mange tilfeller er en mellomting mellom tradisjonell jordarbeiding og direktesåing, gjør studier som bare ser på de to sistnevnte systemer relevant, selv om det kan være vanskelig å interpolere data for redusert jordarbeiding fra disse studiene.

Det er viktig å merke seg at mange studier snakker om en "binding" av OM ved endret jordarbeiding. Det dreier seg for eksempel om West & Post (2002) og VandenBygaart et al. (2003). I noen Norske studier snakkes det om "reduisert tap", fordi det på Norske kornarealer er godt dokumentert at innholdet av OM avtar (Riley & Bakkegard, 2006). Grønlund presiserer viktigheten av å skille mellom "binding" og "reduisert tap", og sier at omlegging til redusert jordarbeiding ikke kan føre til binding av OM (personlig kommunikasjon, 28. mai 2013). Det støttes av Riley & Bakkegard (2002) og Riley (2012). Det er dermed ingen grunn til å tro redusert jordarbeiding kan føre til binding av OM i Norske kornarealer. Når vi likevel finner Norske publikasjoner fra de senere årene som snakker om "binding", kan det skyldes manglende språklig bevissthet. Det kan også skyldes at Grønlund, som har bidratt til flere av disse, har endret syn eller ordbruk siden rapporten fra 2008. I Grønlund, Knoth de Zarruk, Rasse, (2010), som omhandler binding av karbon i jordbruksjord, er i alle fall ikke redusert jordarbeiding nevnt som et mulig tiltak for å oppnå det.

Når utenlandske studier bruker ordene "sequestration" og "gain" må det kunne oversettes med binding. Normalt presenterer studiene bare samlede resultater for forsøket, og uten å ha tilgang til detaljert måledata fra år til år, er det ikke mulig å si om det dreier seg om "binding" eller "reduisert tap".

Det er som sagt en vesentlig forskjell på binding og redusert tap, men i denne sammenheng er sammenligningen av de to jordarbeidingssystemene det viktigste. Studiene i dette kapitlet er presentert med det ordvalget de selv har brukt.

4.1 Metodikk

Mengde organisk materiale i jorda måles som andel per vektenhet og oppgis gjerne i prosent. Ofte omtales det som glødetap fordi jorda behandles med høy varme over en viss periode for å brenne vekk alt organisk, og utfra det finner man ut hvor mye OM utgjør av totalvekta på jordprøven (Skøyen, 2003). Når det er snakk om endringer i jordas innhold av OM er det mange ganger mer hensiktsmessig å gi det benevnningen kg per dekar. Det gjør det mulig å sammenligne årlige endringer ved forskjellig klima, jordart og dyrkingspraksis. Ved å oppgi endringer per arealenhet er det også mulig å gjøre beregninger av landområders rolle i et klimaregnskap.

Metodene for beregning av mengde OM i jorda er ansett som tilstrekkelig presise og blir ikke drøftet her. Derimot er metodikken for innsamling av jordprøvene blitt mer aktuell de senere årene. Det er vanlig å ta jordprøver fra to eller flere dybder for å kunne si noe om hvordan OM fordeler seg i jordprofilen. Det ser ut til at hvor dypt de dypeste jordprøvene er tatt har mye å si for hvilke konklusjoner man trekker ved sammenlikning av tradisjonell jordarbeiding og redusert jordarbeiding.

4.2 Resultater fra studier med grunne målinger

Lenge var den etablerte oppfatningen at redusert jordarbeiding kunne ses på som et tiltak for å begrense tapet av OM. Denne oppfatningen har til nå vært å finne i anerkjent faglitteratur som Brady & Weil (2008), El Titi (2003) og Gardiner & Miller (2008). Smith et al. (2007) anslår at optimalisert jordarbeiding og håndtering av planterester, samlet sett fører til en netto binding av OM under alle klimatiske forhold. Men skriver også at om man bare ser på effekten av redusert jordarbeiding, vil det trolig finnes kombinasjoner av klima og jordarter som ikke gir netto binding og at det er usikkerhet rundt effekten av jordarbeiding generelt. IPCC (1995) foreslår i følge Houghton et al. (1997) at innholdet av OM kan økes med 5% i de

øverste 30cm ved en endring fra tradisjonell til redusert jordarbeiding over en periode på 20 år (referert i West & Post, 2002). Potensialet anslås til 10% ved overgang til direktesåing. I sin metaanalyse konkluderer West & Post (2002) med at man ved overgang fra tradisjonell jordarbeiding til direktesåing oppnår en netto binding av C på $57 \pm 14 \text{ kg daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ($97 \pm 24 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$). VandenBygaart, Gregorich & Angers (2003) gjorde en stor sammenstilling av Canadisk forsøksdata og fant at potensialet for å binde C ved overgang til direktesåing var $5 \pm 16 \text{ kg daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ (eller $9 \pm 27 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$). Effekten så ut til å være avhengig av klima og jordart, og på bakgrunn av dette ble datamaterialet delt geografisk i Canadas østlige og vestlige "hemisfære". I vest hvor det er relativt varmt og tørt var effekten av direktesåing $32 \pm 15 \text{ kg C daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ($54 \pm 26 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$). For den østlige delen hvor klima er kaldere og fuktigere var resultatet $-7 \pm 27 \text{ kg C daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ($-12 \pm 46 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$). Lavt innhold av OM i utgangspunktet og lite årlig nedbør i de vestlige delene ble brukt som forklaring på hvorfor det ble funnet en økning i vest. Disse resultatene understøtter i tillegg det som er en generell oppfatning, nemlig at jord med lavt innhold av OM har størst potensiale å oppnå en binding (Brady & Weil, 2008; Freibauer, Rounsevell, Smith & Verhagen, 2004; Grønlund et al., 2008). Jord med høyt initialt innhold derimot, har størst fare for å miste OM og har potensiale for å gjøre det i større omfang.

Resultatene fra VandenBygaart et al. (2003) viser også tydelig det som er å finne mange steder i litteraturen, nemlig at kaldt og fuktig klima begrenser respirasjonen og det er under slike klimatiske betingelser man finner høyest innhold av OM (Brady & Weil, 2008; Freibauer et al., 2004; Luo & Zhou, 2006; VandenBygaart et al., 2003).

Ekeberg & Riley (1997) sammenlignet følgende fire systemer for jordarbeiding: Tradisjonell jordarbeiding, redusert jordarbeiding med dyp (12 cm) og grunn harving (6 cm), samt minimal jordarbeiding (referert i Singh & Lal, 2005). Forsøket ble utført på Østlandet i Norge og strakte seg over 10 til 16 år. Målingene ble tatt fra dybdene: 0-5 cm og 5-20 cm.

Resultatene viste at redusert jordarbeiding oppnådde en binding av C på $44 \text{ kg daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ($75 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$) ved dyp harving og $250 \text{ kg daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ($425 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$) ved grunn harving. For øvrig førte minimert jordarbeiding til binding av $260 \text{ kg C daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ($442 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$). Dette er betydelig større økning enn det som er funnet i Europa og Sør-Amerika av Lal (2001), og det forklares med at Norge har lavere gjennomsnittstemperaturer (referert i Singh & Lal, 2005).

Grønlund et al. (2008, s. 32) henviser til Rees et al. (2005) og skriver: "Jordforstyrrelser vil vanligvis øke C-tapet på grunn av raskere nedbryting og økt erosjon. Direktesåing og redusert jordarbeiding er derfor blant de mest effektive dyrkingsmetodene for å øke C-binding i åkerjord. En overgang fra konvensjonell jordarbeiding til direkte såing kan resultere i en karbonbinding av $57 \pm 14 \text{ kg C daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$." Dette er de tallene som fremkommer av metaanalysen til West & Post (2002). Denne metaanalysen inneholdt bare studier der alle jordprøvene var tatt grunnere enn 30 cm. Grønlund et al. (2008, s. 32) viser senere til Hutchinson et al. (2007) og skriver: "Det er imidlertid motstridende resultater med hensyn til effekten av redusert jordarbeiding på karbon i jord, siden faktorer som jordstruktur, leirinnhold og klima, som varierer fra region til region, kan spille en rolle for C-bindingen."

Grønlund et al. (2008) gjør i sin rapport blant annet estimerer av potensialet for karbonbinding per arealenhet ved innføring av ulike tiltak. Tallene baseres på ekstrapolering av data fra Smith et al. (2000), de viser at direkte såing potensielt kan binde $38 \text{ kg C daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ($65 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$), men at usikkerheten er større enn 50% (referert i Grønlund et al., 2008). Redusert jordarbeiding antas å ha mindre potensiale, men usikkerheten er her enda større.

Spesifikt om organisk materiale i korndyrking skriver Grønlund et al. (2008, s. 40): "Ensidig korndyrking har alltid negativ virkning på karbonnivået i jorda, spesielt når halmrestene fjernes. Nedmolding av halm har vist en svak positiv effekt i noen undersøkelser og ingen effekt i andre. Redusert jordarbeiding har ført til en økning i karboninnholdet i det øvre jordlaget, men det er store usikkerhet om det øker det totale karboninnholdet i jorda. Dessuten vet vi lite om hvor lenge det vil gå før en ny likevekt etableres. Når dette skjer, vil karbonbinding trolig være det samme som tidligere". Med "...samme som tidligere" må det menes at netto binding er lik null siden det er snakk om likevekt.

Landbruks- og matdepartementet (2009, s. 53) nevner også redusert jordarbeiding som et mulig tiltak, men vier det lite oppmerksomhet i sin stortingsmelding. De skriver: "Produksjon på åpen åker som innebærer mye jordarbeiding bidrar til stor nedbryting av organisk materiale, og kan dermed tappe jorda for karbon. Redusert jordarbeiding, direkte såing og bruk av flerårige vekster med godt rotsystem vil redusere tapet eller øke bindingen." Denne oppfatningen om at det er mulig å binde eller begrense tapet av OM ved å kombinere flere

tiltak som alene viser begrenset effekt finnes flere steder (Freibauer et al., 2004; Grønlund et al., 2008; Singh & Lal, 2005)

Briseid et al. (2008) skriver blant sine forslag til strategier og tiltak for å øke karbonbinding i mineraljord:

Endret jordarbeiding er anbefalt som tiltak mot erosjon og stoffavrenning, men vil også ha effekt på karbonbindingen på grunn av lengre perioder med fotosyntese og langsommere nedbryting av organisk materiale som følge av mindre oksygentilgang. Potensialet for utslippsreduksjon antas å være 100-200 kg CO₂ per dekar. (s. 20).

100-200 kg CO₂ per dekar tilsvarer 47-94 kg OM daa⁻¹ (Riley, 2012). Briseid et al. (2008) baserer tallene på personlig kommunikasjon med Hugh Riley som har beregnet tapet fra åkerjord på Østlandet til ca. 200 kg CO₂ daa⁻¹ (94 kg OM daa⁻¹ år⁻¹). Det samsvarer med Grønlund som sier at man i dag regner med å kunne begrense tapet ved å gå over til redusert jordarbeiding med ca. 50 kg C daa⁻¹ år⁻¹ (altså 85 kg OM daa⁻¹ år⁻¹)(personlig kommunikasjon, 27. mai 2013). Grønlund sier videre av dette er tall som baseres på forsøksdata og teori. Briseid et al. (2008) legger altså sitt estimat på 47-94 kg OM daa⁻¹ år⁻¹, noe som er i underkant av Rileys beregninger (94 kg OM daa⁻¹ år⁻¹). Årsaken til det er ikke kjent.

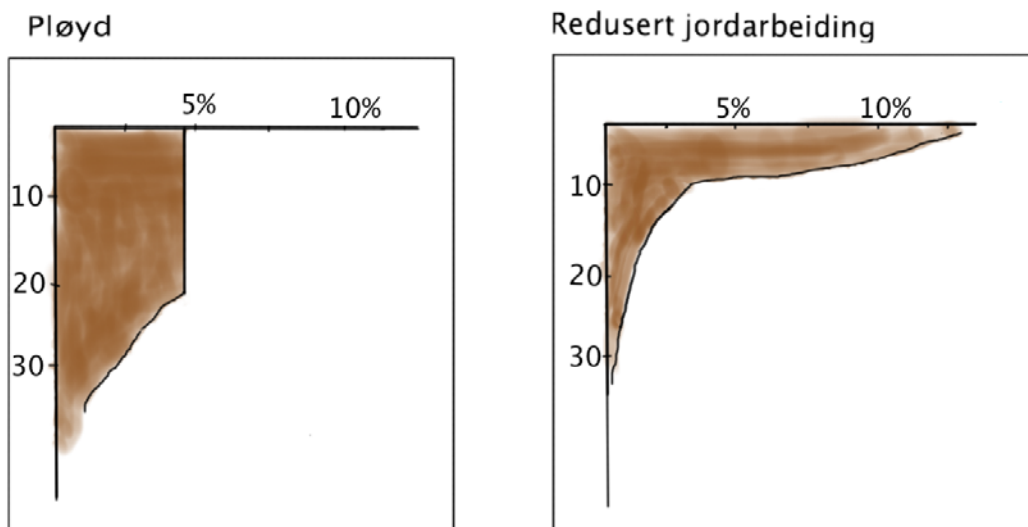
Grønlund sier at grunnen til forskjellen i tap av OM mellom redusert jordarbeiding og tradisjonell jordarbeiding er fotosyntese om høsten. Denne forklaringen finner vi også i Briseid et al. (2008), som er en publikasjon Grønlund har bidratt i. Når det skjer fotosyntese på arealet en større del av vekstsesongen betyr det en større tilførsel av organisk materiale i form av røtter, planterester og rot-eksudater (Luo & Zhou, 2006). Grønlund forklarer at spillkorn og ugras som spirer etter høsting utgjør denne forskjellen i fotosyntese. Den andre faktoren som Briseid et al. (2008) nevner er at direktesåing begrenser nedbrytingen av organisk materiale ved å begrense oksygentilgangen.

Norsk potensiale for binding av OC i jord ved hjelp av endret dyrkingspraksis er beregnet til 0,806 millioner metriske tonn år⁻¹ av Singh & Lal (2005). Tallet er en middelvei for variasjonen i beregningene. 21% av denne bindingen kan oppnås gjennom overgang til forenklet jordarbeiding (redusert jordarbeiding og direktesåing) og optimal strategi for plantedekk og behandling av planterester. Ut fra tallene i artikkelen ser det ut til at Singh & Lal (2005) mener at 18,1% av den årlige karbonbindingen kan oppnås gjennom bevarings-

jordarbeiding alene. Tallene er basert på Børresen & Njøs (1994) og Ekeberg & Riley (1997) og de forutsetter at 30 % av det Norske åkerarealet legges om til bevaringsjordarbeiding og at det oppnås en gjennomsnittlig årlig binding på $140 \text{ kg C daa}^{-1}$ på dette arealet. Verken Børresen & Njøs (1994) eller Ekeberg & Riley (1997) gjorde målinger dypere enn 20 cm.

4.2 Dypere målinger

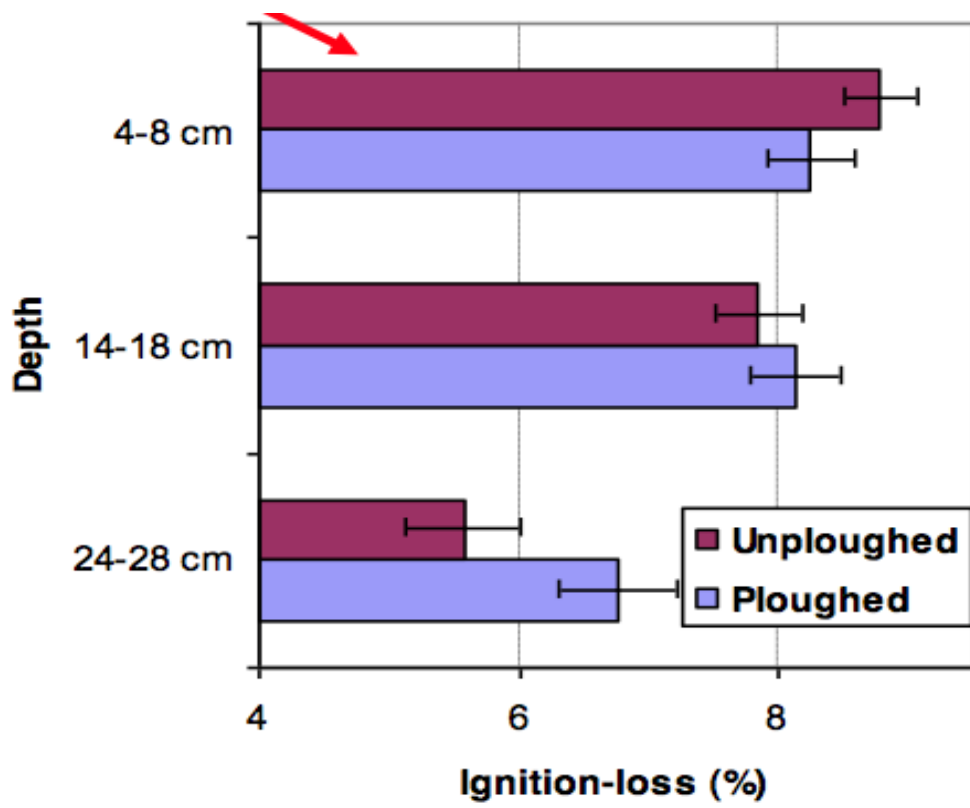
Utover i forrige 10-år trekkes effekten av redusert jordarbeiding sterkere i tvil (Baker et al., 2007; VandenBygaart & Angers, 2006). VandenBygaart et al. (2003) skriver at det er store forskjell på mengde JOM i dype jordlag ved ulik jordarbeiding, og at denne forskjellen må forstås for kunne si noe sikkert om effekten av forskjellige typer jordarbeiding. Det kan her spores en gryende oppfatning om at pløying ikke nødvendigvis fører til større tap av OM. VandenBygaart & Angers (2006) drøfter flere svakheter med metodikken for å estimere karboninnhold i jorda og å påvise faktiske endringer i karbonlageret. Det antydes blant annet at effekten av redusert jordarbeiding kan være overestimert som følge av for grunne målinger. En annen viktig publikasjon i denne sammenheng er Baker et al. (2007). Her pekes det på at store studier som West & Post (2002) i sin sammenstilling av data, bare har med forsøk hvor jordprøvene er tatt grunnere enn 30 cm (referert i Baker et al., 2007). Baker et al. (2007) mener at dette svekker grunnlaget som West & Post (2002) baserer sine konklusjoner på. Baker et al. (2007) tar også for seg datamaterialet fra VandenBygaart et al. (2003), men i stedet for å sortere etter geografi, blir forsøkene sortert i to grupper etter hvor dypt i jorda målingene er gjort. Den ene gruppen inneholder 45 forsøk hvor det ikke er tatt jordprøver dypere enn 30 cm. Den andre gruppen består av 51 forsøk der de dypeste jordprøvene er tatt dypere enn 30 cm. I forsøk der de dypeste jordprøvene var tatt grunnere enn 30 cm viste 37 av de 45 resultater en økning i JOM ved overgang til direktesåing. I gjennomsnitt var effekten $38 \pm 72 \text{ kg C daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ($65 \pm 122 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$). I resultatene fra forsøk med målinger dypere enn 30 cm viste 35 av 51 forsøk tap av OM. Gjennomsnittlig effekt $-23 \pm 97 \text{ kg C daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ($-39 \pm 165 \text{ kg OM daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$). Det hadde dermed stor betydning for resultatet hvor dypt de dypeste jordprøvene ble tatt. Baker et al. (2007) mener dermed å ha dekning for å si at redusert jordarbeiding og direktesåing ikke binder OM i jorda, men bare endrer fordelingen i jordprofilet slik vi ser på figur 3.



Figur 3 illustrerer fordeling av OM nedover i jordprofilen ved tradisjonell jordarbeiding og redusert jordarbeiding (tegnet av Håvard Hansgård).

Tidligere Canadiske funn gjort av Angers et al. (1997) og VandenBygaart et al. (2002) viste at øst i landet der det er kaldt og fuktig klima hadde systemer med pløying mer OM under pløyedybde enn systemer med direktesåing (referert i VandenBygaart et al., 2003). Angers et al. (1997) foreslår at i kaldt og fuktig klima hemmes nedbryting av planterester dersom de pløyes ned, og dermed genereres OM i dype jordlag (referert i VandenBygaart et al., 2003). Måledybden i dette forsøket var 0-60 cm. Årsnedbør i østre Canada og på Østlandet i Norge relativt lik (Dannevig & Harstveit, 2013; VandenBygaart et al., 2003). Studien antas dermed å ha relevans for Norske forhold.

I dag er mange jordforskere av den oppfatning at overgang til redusert jordarbeiding ikke fører til redusert tap av OM i jorda, og dette begynner å bli godt dokumentert sier Hugh Riley ved Bioforsk øst (personlig kommunikasjon, 5. april 2012). Riley (s.a.) har gjennom en 30 år lang forsøksserie vist at redusert jordarbeiding ikke gir mer organisk materiale enn tradisjonell jordarbeiding. Men som vi ser av figur 4 på side 45 viser resultatene en signifikant omfordeling av OM. Dybdene prøvene ble tatt fra var 4 - 8 cm, 14 - 18 cm og 24 - 28 cm (referert i Riley, 2012).



Figur 4 viser gjennomsnittlig mengde OM ved tre forskjellige dybder (kopiert fra Riley, 2012).

5 Drøfting

Formålet med litteraturstudien var å samle og belyse kunnskap om hvordan organisk materiale bindes og tapes fra Norske kornareal og hvordan jordarbeiding påvirker disse prosessene. Noen momenter ved prosessene hefter det stor usikkerhet ved, eller til og med uenighet om. Drøftingen tar for seg et utvalg av momenter som er antatt å være de viktigste for å kunne besvare problemstillingen.

Gjennom arbeide med litteraturen kommer det frem at oppfatningen om effekten av redusert jordarbeiding har endret seg de siste 10 – 15 årene. Tidligere mente man at redusert jordarbeiding var et egnet tiltak for å minske tapet av OM fra jord (eks Brady & Weil, 2008). I dag er dette endret. Mens enkelte fortsatt mener at det er mulig å begrense tapet noe ved å gå over til redusert jordarbeiding (Briseid et al., 2008; Grønnlund et al., 2008; Singh & Lal, 2005), mener andre å ha dekning for å si at det ikke er noen forskjell i jordas totale innhold av OM ved de to jordarbeidingssystemene (Riley, s.a.; Baker et al., 2007). Mye av grunnen til at mange har endret oppfatning er en økende bevissthet omkring OM i dypjord og hvordan OM fordeler seg i jordprofilet ved ulike systemer for jordarbeiding (Baker et al., 2007; Rumpel & Kögel-Knabner, 2011; Schmidt et al., 2011). Man vet i dag at metodikken for innsamling av data er avgjørende for å avdekke effekten av endret jordarbeiding på fordelingen i jordprofilet (Baker et al., 2007). Det er spesielt viktig hvor dypt de dypeste målingene tas (Baker et al., 2007). Metaanalyser viser at forsøk hvor det ikke er tatt målinger dypere enn 30 cm ofte konkluderer med at redusert jordarbeiding begrenser tapet. Og i forsøk der det er tatt dypere målinger finner man ofte ingen forskjell. Hvor dypt det er hensiktsmessig å måle er naturligvis jordartsavhengig. Det bør nevnes at det finnes studier som har funnet begrenset tap ved redusert jordarbeiding selv om det er gjort målinger dypere enn 30 cm (VandenBygaart et al., 2003). På samme måte finnes det studier som viser at innholdet av OM er likt i de forskjellige jordarbeidingssystemene selv om dypeste måling er grunnere enn 30 cm. Et slikt eksempel er Riley (s.a.) (referert i Riley, 2012).

VandenBygaart et al. (2003) viser at effekten av jordarbeiding på OM er avhengig av klima. I den østlige delen hvor vi finner noenlunde likt klima som i de Norske kornområdene inneholdt jorda like mye organisk i begge jordarbeidingssystemene.

I Norge er det delte oppfatninger om hvordan jordarbeiding påvirker OM. Grønlund mener at tallene fra Briseid et al. (2008) fortsatt er ansett som gjeldende for Norske forhold (personlig kommunikasjon, 28. mai 2013). I Briseid et al. (2008) sier man at redusert jordarbeiding kan redusere tapet av organisk materiale med $47 - 94 \text{ kg daa}^{-1} \text{ år}^{-1}$ sammenlignet med tradisjonell jordarbeiding. I samtale med Grønlund forklarer han at forskjellen mellom tradisjonell og redusert jordarbeiding når det gjelder innhold av OM, blant annet skyldes at redusert jordarbeiding har en lengre periode med fotosyntese (personlig kommunikasjon, 28. mai 2013). Han forklarer at forskjellen skyldes spillkorn og ugras som spirer etter høsting. Den samme forklaringen finner vi i Briseid et al. (2008).

Man forutsetter altså her at arealet med tradisjonell jordarbeiding pløyes om høsten og at arealet for redusert jordarbeiding gir bedre forhold for spiring om høsten, for eksempel ved at det bare gjøres en lett høstharving eller at åkeren ligger i stubb over vinteren. For at denne forklaringen skal gi mening er det også en forutsetning at begge jordarbeidingsystemene produserer like mye biomasse per arealenhet frem til høsting. Det vil si at både hvor lenge fotosyntesen pågår og hvor mye biomasse som produseres har betydning for tilførselen av OM (Briseid et al., 2008; Luo & Zhou, 2006).

En annen faktor som Grønlund trekker frem, som vi også finner i Briseid et al. (2008), er at pløying bedrer oksygentilgangen og at det fremmer respirasjon. Pløyingen fører til løsning av jorda og nydanning av makroaggregater, og bedrer dreneringstilstanden i fuktig jord (Jacobs et al., 2010). Andelen makroporer og jordas vannhusholdning avgjør oksygentilgangen for respirasjon.

I tillegg til fotosyntese om høsten og økt oksygentilgang kan respirasjon stimuleres av temperatur. Selv om det er stor uenighet om respirasjonens temperaturfølsomhet, vet vi generelt at temperatur påvirker respirasjonen (Luo & Zhou, 2006). Videre vet vi at jordtemperaturen påvirkes av lufttemperaturen. Men det interessante i denne sammenheng er hvordan lufttemperaturen påvirker temperaturen nedover i jordprofilen ved ulik jordarbeiding.

Reicosky et al. (1997) gjorde forsøk som viste at de 3 første dagene etter jordarbeiding var det pløyd feltet 2°C varmere ved 10 cm dybde enn det ubearbeidede, og de 2 påfølgende dagene var forskjellen 1°C . Harvet felt la seg ca. midt mellom pløyd og ubearbeidet. Disse målingene er gjort i Texas i USA hvor der er generelt varmt og tørt, og dermed lavere innhold av OM i

jorda selv om forsøket var gjort på leirjord. Dette gir naturligvis lite grunnlag for å trekke slutninger, men det kan antyde at forskjellene i jordtemperatur på 20 cm dybde ved redusert og tradisjonell jordarbeiding er små under Norske klimatiske forhold. Av dette kan vi anta at pløying ikke stimulerer respirasjonen omkring pløyesjiktet som følge av temperatur.

Et annet element som bør nevnes i denne sammenheng er at en bedre drenert jord har lavere spesifikk varmekapasitet og vil derfor raskere påvirkes av lufttemperaturen (Brady & Weil, 2008; Børresen, 1990). Det fører til høyere dagtemperatur, men større svingninger gjennom døgnet. Det kan antas at dette øker respirasjonen siden vi vet at tørre forhold gir lavere OM-innhold (Brady & Weil, 2008).

Grønland et al. (2008, s. 32) gjør ikke et direkte forsøk på å forklare sammenhengen mellom jordarbeiding og organisk materiale men skriver at, "Jordforstyrrelser vil vanligvis øke C-tapet på grunn av raskere nedbryting..." I samme avsnitt står det: "Direktesåing og redusert jordarbeiding er derfor blant de mest effektive dyrkingsmetodene for å øke C-binding i åkerjord." Dette må forstås som at økende grad av jordarbeiding gir større jordforstyrrelse og dermed øker tapet av OM, siden direktesåing og redusert jordarbeiding foreslås som tiltak for motvirke dette. Hvis dette var riktig ville pløying representere en stor jordforstyrrelse og medføre stort tap av OM fordi det gav raskere nedbryting. Denne slutningen strider med Angers et al. (1997) som foreslår at nedbryting av planterester hemmes dersom de pløyes ned. At jordforstyrrelser gir raskere nedbryting virker heller ikke å støttes av Skøyen (2003) eller El Titi (2003). De skriver at betydelige forstyrrelser av jordlivet hemmet dets evne til å bryte ned OM.

For å nærme seg en forståelse av dette kan det være nyttig å sortere faktorer etter om de øker eller reduserer respirasjonen. Jordarbeiding kan fremme respirasjon gjennom å øke tilganger på substrat, oksygen og vann og ved å føre til høyere jordtemperatur, men bare dersom disse er begrensende faktorer i utgangspunktet. Blant faktorer som kan tenkes å hemme respirasjonen i denne sammenheng finner vi forstyrrelse av jordlivet ved vertikal forflytning av jordpartikler og planterester, begrenset oksygentilgang, uttørking og vannmetting. Dersom resultatet er at de bedre forutsetningene for respirasjon oppheves av at jordlivet forstyrres slik at dets evnen til respirasjon svekkes, oppnås ingen netto effekt av jordarbeiding på respirasjonen. Konseptet med faktorenes samlede effekt er brukbart til å forklare netto endringer, men gir ingen forklaring på hva som faktisk skjer.

Når det ikke er forskjell på totalt innhold av OM i systemer for redusert og tradisjonell jordarbeiding skyldes det at pløyd jord inneholder mer OM omkring, og særlig under plogsålen enn det man tidligere antok. Forklaringen på dette er trolig sammensatt.

Fontaine et al. (2007) fant i sin studie at andelen mineralbunnet OM økte nedover i jorda, fra ca 50% i pløyesjiktet til 58% dypere enn 60cm. Rumpel & Kögel-Knabner. (2011) skriver at jordaggregater utgjør en betydelig del av OM i dypjord. Mikroorganismer utgjør også en stor del av OM i dybden. Dette er de tre viktigste fraksjonene av OM nedover i jordprofilen.

Ved dyp jordarbeiding og spesielt ved pløying føres mye OM nedover i jorda. Når dette materialet brytes ned er de mineraliserte næringsstoffene lite tilgjengelig for planterøttene. Ved nedbør vil vannløst OM drenere nedover i jordprofilen å bli til næring for mikroorganismer og finnes i aggregater og organo-mineral-komplekser. Det er særlig vannløselige organiske komponenter som bindes i organo-mineral-komplekser og disse har lang varighet i jorda (Schmidt et al., 2011). Dette gjør at dype jordlag er rikere på OM ved tradisjonell jordarbeiding enn ved redusert jordarbeiding. Grønlund støtter denne forklaringen (personlig kommunikasjon, 28. mai 2013).

Riley og Grønlund ser ikke ut til å være helt samstemte. Grønlund holder fast ved at redusert jordarbeiding kan begrense tapet. Når Hugh Riley heller mer i retning av at redusert jordarbeiding ikke bevarer OM kan det skyldes at han sitter på upublisert materiale som viser nettopp dette.

6 Konklusjoner

Det er lite som tyder på at overgang fra tradisjonell til redusert jordarbeiding kan minske tapet av organisk materiale fra Norske kornarealer.

På steder med erosjonsfare kan redusert jordarbeiding begrense tapet av jordpartikler, deriblant organisk materiale.

7 Referanseliste

Referansestilen som er brukt er APA-standard, med eksempelsamling (6. utgave). Utgitt av Høyskolebiblioteket ved Høyskolen i Hedmark.

Baker, J. M., Ochsner, T. E., Venterea, R. T. & Griffis, T. J. (2007). Tillage and soil carbon sequestration-What do we really know? *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 2007(118), 1-5 Doi:10.1016/j.agee.2006.05.014

Brady, N. C. & Weil, R. R. (2008). *The nature and properties of soils* (14. utg.). New Jersey: Pearson.

Briseid, T., Grønlund, A., Harstad, O. M., Garmo, T., Volden, H. & Morken, J. (2008). *Klimagasser fra landbruket: Utslippsreduksjoner, forslag til mål, tiltak og virkemidler*. Ås: Bioforsk.

Børresen, T. (1990). *Jordarbeiding*. Ås-NHL: Landbruksbokhandelen.

Campbell, N. A., Reece, J. B., Urry, L. A., Chan, M. L., Wasserman, S. A., Minorsky, P. V. & Jaackson, R. B. (2008). *Biology* (8. utg.). San Francisco: Pearson.

Dannevig, P. & Harstveit, K. E. (2013). Klima i Norge. *Store Norske leksikon*. Lokalisert 15. mai 2013, på http://snl.no/Klima_i_Norge

Dieseth, J. A. & Uhlen, A. K. (1998). *Forelesningsnotat i PK210-Jordbruksvekster til frømodning*. Ås-NHL: Landbruksbokhandelen.

El Titi, A. (Red.). (2003). *Soil Tillage in Agroecosystems*. Boca Raton: CRC press

Fontaine, S., Barot, S., Barré, P., Bdioui, N., Mary, B. & Rumpel, C. (2007). Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature*, 2007(450), 277-281. Doi: 10.1038/nature06275

Freibauer, A., Rounsevell, M. D. A., Smith, P. & Verhagen, J. (2004). Carbon sequestration in the agricultural soils of Europe. *Geoderma*, 2004(122), 1-23.

Doi:10.1016/j.geoderma.2004.01.021

Gajda, A. M. (2010). Microbial activity and particulate organic matter content in soils with different tillage systems use. *Int. Agrophysics*, 2010(24), 129-137. Lokalisert på

<http://www.old.international->

[agrophysics.org/artykuly/international_agrophysics/IntAgr_2010_24_2_129.pdf](http://www.old.international-agrophysics.org/artykuly/international_agrophysics/IntAgr_2010_24_2_129.pdf)

Gardiner, D. T. & Miller, R. W. (2008). *Soils in Our Environment* (11. utg.). Columbus: Pearson.

Grønlund, A., Knoth de Zarruk, K., Rasse, D., Riley, H., Klakegg, O. & Nystuen, I. (2008). *Kunnskapsstatus for utslipp og binding av karbon i jordbruksjord*. Ås: Bioforsk.

Grønlund, A., Knoth de Zarruk, K. & Rasse, D. (2010). *Klimatiltak i jordbruket – binding av karbon i jordbruksjord*. Ås: Bioforsk.

Guenet, B., Leloup, J., Raynaud, X., Bardoux, G. & Abbedie, L. (2010). Negative priming effect on mineralization in a soil free of vegetation for 80 years. *European Journal of Soil Science*, 3(61), 384-391. Doi:10.1111/j.1365-2389.2010.01234.x

Jacobs, A., Helfrich, M., Hanisch, S., Quendt, U., Rauber, R. & Ludwig, B. (2010). Effect of conventional and minimum tillage on physical and biochemical stabilization of soil organic matter. *Biol Fertil Soils*, 2010(46), 671-680. Doi: 10.1007/s00374-010-0472-x

Landbruks- og matdepartementet. (2009). *Klimautfordringene – landbruket en del av løsningen*. (St.meld.nr. 39, 2008-2009). Oslo: Departementet.

Lawrens, E. (2008). *Dictionary of Biology* (14. utg.). London: Pearson.

Luo, Y. & Zhou, X. (2006). *Soil respiration and the environment*. San Diego: Academic Press.

- Mangerud, K. (1989). *Hjulutstyr for landbruksmaskiner*. [Oslo]: Landbruksforlaget.
- Morken, J. Endrerud, H. C. & Bøe, J. K. (2003). *Landbruksmaskinar*. Oslo: Gan forlag.
- Njøs, A. & Høstmark, A.-K. S (1985). *Jordfysikk og jordarbeiding*. Ås-NHL: Landbruksbokhandelen.
- Plog. (2013). I R. Almås (Red.), *Store Norske leksikon*. Lokalisert 22. April (2013), på <http://snl.no/plog>
- Reicosky, D. C., Dugas, W. A. & Torbert, H. A. (1997). Tillage-induced soil carbone dioxide loss from different cropping systems. *Soil & Tillage Research*, 1997(41) 105-118. Lokalisert på <http://link.springer.com/article/10.1023/A:1009766510274>
- Riley, H. & Bakkegard, M. (2006). Declines of soil organic matter content under arable cropping in southeast Norway. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B-Soil and Plant Science*, 2006(56), 217-223. Doi:10.1080/09064710510029141
- Riley, H., Pommeresche, R., Eltun, R., Hansen, S. & Korsæth, A. (2008). Soil structure, organic matter and earthworm activity in a comparisom of cropping systems with contrasting tillage, rotations, fertilizer levels and manure use. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 2008(124), 275-284. Doi:10.1016/j.agee.2007.11.002
- Riley, H. (s.a.). *Effect of reduced tillage on SOM and bulk density after ca. 30 years*. Upublisert materiale presentert på Bilforsk-konferansen 2012, Gardermoen, Norge.
- Riley, H. (2012). Reversing organic matter decline in Norwegian arable soils – a challenging task. I E, Fløystad. & M, Gunther (Red.), *Bioforsk-konferansen 2012*. Ås: Bioforsk.
- Rumpel, C. & Kögel-Knabner, I. (2011). Deep soil organic matter- a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant Soil*, 2011(338), 143-158. Doi:10.1007/s11104-010-0391-5

Schmidt, M. W. I., Torn, M. S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. A.,... Trumbore, S.E. (2011). Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature*, 2011(478), 49-56. Doi: 10.1038/nature10386

Singh, B. R. & Lal, R. (2005). The potential of soil sequestration through improved management practices in Norway. *Environment, Development and Sustainability*, 2005(7), 161-184. Doi:10.1007/s10668-003-6372-6.

Skøen, S. (2003). *Jordlære*. Oslo: Gan forlag.

Smith, P., Martino, D., Cai, Z., Gwary, D., Janzen, H., Kumar, P., ... Sirotenko, O. (2007). Agriculture. In Climate Change 2007. I B. Metz, O.R. Davidson, P.R. Bosch, R. Dave & L.A. Meyer (Red.), *Mitigation. Contribution of Workinggroup III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Lokalisert på http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg3/en/ch8.html

Smith, T. M. & Smith, R. L. (2009). *Elements of Ecology* (7. utg.). San Francisco: Pearson.

Statens landbruksforvaltning. (2011). *Total kornproduksjon*. Lokalisert på <https://www.slf.dep.no/no/statistikk/utvikling/produisert-mengde/korn/total-kornproduksjon>

Statistisk Sentralbyrå. (2012). *Jordbruksareal og husdyr, 31juli 2012, førebelse tal*. Lokalisert på <http://www.ssb.no/jord-skog-jakt-og-fiskeri/statistikker/jordbruksareal>

Statistisk Sentralbyrå. (2013). *Utslipp av klimagasser – årlige, foreløpige tall*. Lokalisert på <http://www.ssb.no/klimagassn>

VandenBygaart, A. J. & Angers, D. A. (2006). Towards accurate measurements of soil organic carbon stock change in agroecosystems. *Can. J. Soil Sci*, 86 (2006), 465-471. Lokalisert på <http://pubs.aic.ca/doi/pdf/10.4141/S05-106>

VandenBygaart, A. J., Gregorich, E. G. & Angers, D. A. (2003). *Influence of agricultural management on soil organic carbon: A compendium and assessment of Canadian studies*. Lokalisert på <http://pubs.aic.ca/doi/pdf/10.4141/S03-009>

West, T. O. & Post, W. M. (2002). *Soil Organic Carbon Sequestration Rates by Tillage and Crop Rotation: A Global Data Analysis*. Doi: 10.2136/sssaj2002.193