

AAU

Erosions- Risikokortlægning

Modellering af erosionsudledt fosfor i
ArcGIS for Desktop

Søren Nielsen & Ronni Fjordvald Søb

10-06-2015

[Skriv et resume af dokumentet her. Resumeet er normalt en kort beskrivelse af dokumentets indhold. Skriv et resume af dokumentet her. Resumeet er normalt en kort beskrivelse af dokumentets indhold.]

Aalborg Universitet

School of Engineering and Science
Sofiendalsvej 9
9000 Aalborg

Titel: Erosionsrisikokortlægning

- Modellering af Erosion i ArcGIS for Desktop

Projekt periode: Efterår 2014 & forår 2015

Deltagere:

Søren Nielsen

Ronni Fjordvald Søe

Vejleder: Morten Lauge Pedersen

Oplægsantal: 4

Antal sider: 102

Antal sider i bilag: 38

Formålet med dette projekt er at udvikle en model i ArcGIS for Desktop, som kan modellere jordtab på oplandsniveau.

Modellen anvender tilgangen fra den amerikanske RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation). Dette er en empirisk model, som bruger fem faktorer til at estimere jordtabet. Datagrundlaget er så vidt muligt offentligt tilgængeligt således at metoden og resultaterne kan genskabes uden særlig data adgang.

De fem faktorer er R Faktoren som repræsenterer nedbørsmængder og intensiteter, som driver erosionen. K Faktoren som repræsenterer jordens sårbarhed overfor den drivende kraft i R Faktoren. LS Faktoren bringer de lokale terrænmæssige forhold ind i modellen og forstærker eller mindsker jordtabet. C Faktoren bringer vegetationens beskyttende egenskaber ind i modellen, som virker reducerende ift. jordtabet.

Modellens resultater er unøjagtige i den forstand at de absolutte værdier for jordtabet ikke er korrekte. Dette skyldes de fejl og unøjagtigheder som tilføres modellen i gennem de fem faktorer samt den simplificering som en model af fysiske processer nødvendigvis er.

Konklusionen er at de værdier modellen giver er realistiske, men at sandsynligheden for at de er korrekte er lav. Det vurderes samtidig at modellen har en tendens til at underestimere værdierne, men der er dog knyttet en del usikkerheder til dette da mange af de fejl og unøjagtigheder i modellen kan lede til både en over- og underestimering. Det konkluderes at modellen relativt set giver et korrekt billede af, hvor der er høj og lav erosion i området og at resultatet kan anvendes i et planlægningsøjemed.

Forord

Dette speciale er udarbejdet i perioden 1/9-2014 til 10/6-2015 og udgør 2 X 45 ECTS. Specialet er afslutningen på specialiseringen i naturgeografi på Aalborg Universitet.

I forbindelse med udarbejdelsen af specialet er der en række personer som vi gerne vil takke. Først og fremmest vil vi gerne takke vores vejleder Morten Lauge Pedersen, som har bistået med en konstruktiv vejledning igennem hele projektperioden.

Derudover vil vi gerne takke Goswin Johann Heckrath fra Aarhus Universitet Foulum for faglig sparring i forbindelse med modeludviklingen.

Afslutningsvis vil vi gerne takke Henrik, Thomas og ingeniørerne for deres bidrag til projektet i form af faglige diskussioner og for at gøre det motiverende og rart at møde på universitetet. En stor tak skal rettes til Anne og Magne for deres tålmodighed og opmuntring gennem hele forløbet.

Søren Nielsen & Ronni Fjordvald Sørensen
Aalborg d. 10/6-2015

Indholdsfortegnelse

1 Indledning	11
1.1. Områdebeskrivelse	13
1.2. Valg af erosionsmodel	16
2 Jordbundens betydning for modelleringen	19
2.1. Jordbundens karakter	19
2.1.1. Jordbundsdannende processer	19
2.1.2. Jordens egenskaber	21
2.1.3. Vandets bevægelse i jorden	24
2.2. Fosfor	24
2.3. Erosionsprocesser og -faktorer	26
2.3.1. Frigørelse	27
2.3.2. Transport	32
2.3.3. Aflejring	32
2.4. Konceptuel modelforståelse	33
3 RUSLE-baseret Modeludvikling	35
3.1. RUSLE-modellen	35
3.1.1. Den anvendte tilgang til RUSLE-ligningen	36
3.2. R Faktor	38
3.2.1. Bearbejdning af nedbørsdata	40
3.2.2. Kortlægning af R Faktoren	44
3.3. K Faktor	46
3.3.1. Udregning af K Faktoren	46
3.3.2. Kortlægning af K Faktoren	50
3.4. LS Faktor	53
3.4.1. L Faktoren	54
3.4.2. S Faktoren	60
3.4.3. Kortlægning af LS Faktoren	60
3.5. C Faktor	61
3.5.1. Remote sensing og vegetationsindeks	62
3.5.2. Analyse af vegetationen samt anvendeligheden af NDVI	66
3.5.3. Transformation fra NDVI-BV til C Faktor	70
3.5.4. Kortlægning af C Faktoren	72
4 Erosions-risikokort	75

4.1.	Undersøgelse af resultatets tidslige og rumlige variation	76
4.2.	Mulig anvendelse af erosionsmodellen	79
5	Diskussion af modellen.....	83
5.1.	R Faktor	83
5.1.1.	Opsummering	85
5.2.	K Faktor.....	85
5.2.1.	Opsummering	88
5.3.	LS Faktor	88
5.3.1.	Opsummering	90
5.4.	C Faktor	90
5.4.1.	Opsummering	92
5.5.	Opsamling af diskussionen	93
6	Konklusion	95
7	Fremtidigt arbejde.....	97
8	Referencer	99

Dansk resumé

I de danske vandområdeplaner, som løber fra 2015-2021, er der blandt andet fokus på at reducere fosfortilførslen til vandmiljøet. Den største kilde hertil er landbruget, som bruger fosfor i gødskningen af marker. Det fosfor som ikke optages af afgrøderne er i risiko for at blive udledt til nærliggende søer og vandløb. Den proces som står for den største transport af fosfor fra marker til vandmiljøet er den overfladeerosion, som opstår i forbindelse med kraftige nedbørshændelser. For at imødegå dette er landmændene pålagt at udlægge en 9 meter bred randzone langs søer og vandløb. Formålet er at bremse det eroderede materiale inden det når vandet. Ud fra en betragtning af at erosionen ikke er lige stor alle steder foreslås, i dette projekt, en mere dynamisk tilgang til udlægningen af randzoner. Således at de matcher det lokale erosionspotentiale.

Derfor vil der i dette projekt blive udviklet en model i ArcGIS for Desktop, som kan modellere dette erosionspotentiale op landsniveau.

Modellen som produceres er en empirisk baseret grey-box model, som anvender den amerikanske RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) tilgang til jordtabsestimering. Modellen kan udtrykkes ved følgende ligning $A = R \times K \times LS \times C \times P$.

Resultatet som modellen producerer er et produkt af faktorerne i ligningen, som hver bidrager til at skalere den mængde jord som eroderes. Den drivende kraft i modellen kommer fra R Faktoren. Den beskriver en kombination af nedbørsmængden og intensiteten, hvilket er det som fysisk flytter jordpartiklerne i landskabet. Jorden har forskellig sårbarhed overfor erosion, fordi dens struktur og tekstur har en rumlig variation. Det betyder at silt har lettere ved at blive eroderet end sand og ler. Disse forhold bringes ind i modellen i form af K Faktoren, som er et mål for, hvor meget jord der eroderes for hver enhed R Faktoren stiger eller falder. Landskabet har med sine skrånende og flade partier også indflydelse på erosionen. Således forstærkes erosionen i takt med at hældningen stiger. Den rumlige variation modelleres gennem LS Faktoren. Vegetationen er et vigtigt element i begrænsningen af jordtabet. Den mindsker nedbørens evne til at flytte jordpartiklerne samtidig med, at den forstærker jordens sammenhængskraft, hvilket gør det lokale erosionspotentiale mindre. Disse variationer, som både ændrer sig i rum og tid, bringes ind i modellen i form af C Faktoren. Til hver af de fem faktorer er knyttet nogle fejl og unøjagtigheder. Disse skyldes dels beregningsmetoden, det data som er anvendt og dels den forsimpelse der sker når der opstilles en model for fysiske processer.

Det konkluderes at modellen er unøjagtig i forhold til de absolutte værdier, men den relative placering af erosionen giver modellen potentiale som planlægningsredskab.

English Summary

In the Danish planning for the water environment, which runs from 2015 to 2021. The focus is on reducing the phosphor input to the aquatic ecosystem. The largest source of excess phosphor is farmers who uses it as part of the fertilizer they add to their fields. The fragment of phosphor which is not taken up by the vegetation is at risk of being released into nearby lakes and streams. The driving force behind the biggest part of this movement is the surface erosion which occurs during heavy rain events. In order to mitigate the release of phosphor, Danish farmers are obligated to put out a 9 m wide bufferzone along streams and lakes in order to prevent the eroded material from reaching the aquatic environment. This project suggests a more dynamic approach to these bufferzones. This is based on the fact that the magnitude of the erosion is not uniform throughout the landscape. The dynamic approach means to match the buffer with the erosion potential of the individual location.

This project will, on these grounds, develop a model in ArcGIS for Desktop which is able to model the erosion potential at a watershed level.

The model is an empirical, gray box model which apply the American RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) approach to soil loss estimation. The model can be expressed through the following equation $A = R \times K \times LS \times C \times P$.

The output of the model is a product of the factors of the equation, each of which helps scaling the magnitude of the soil loss. The driving force of erosion is in the model represented by the R Factor. This factor describes both the amount and intensity of the rain, which is what physically moves the particles around. The erodibility of the soil varies in space, because of the changes in the soil structure and texture. This means that silt is more easily eroded than sand and clay. These aspects is brought into the model by the K Factor which is a measure of how much soil is lost with the change of the R Factor. The local landscape is also an aspect which either increase or decrease the soil loss. Soil loss increases together with an increase in slope angle. This spatial variation is modeled through the use of a LS Factor. Vegetation is a crucial element in mitigating soil loss as it limits the detachment of particles by rain as well as strengthening the cohesion of the soil which reduces the erodibility of the soil. These variations, both in space and time, is represented in the model by the C Factor. Attached to each of the five factors is a range of different errors and inaccuracies. This is in part due to the nature of the calculations used in the model, the data used and in part a result of the simplification that happens when trying to model the physical processes of the real world.

It is concluded that the absolute values produced by this model is inaccurate, but the relative location of the erosion can be useful as a base for environmental planning.

1

INDLEDNING

Unødigt fosfor i det danske vandmiljø er et af de områder, der er fokus på i de målsætninger der er udstukket, i forbindelse med vandplanerne og de nye vandområdeplaner. Fosfortilførslen til de danske vandløb og søer er faldet over de seneste 30 år, særligt i gennem rensning af byspildevand, ligesom også de tre vandmiljøplaner har haft en reducerende effekt. Således er den største kilde til fosforudledning til vandmiljøet gået fra at være byspildevand til at være landbruget (Naturstyrelsen, 2013), (Rapport fra Fosforgruppen (P-U1), 2003).

I landbruget gødskes med forskellige næringsstoffer for at optimere udbyttet. Fosfor er en af de vigtige plantenæringsstoffer fordi det sammen med kvælstof ofte er begrænsende faktorer for plantevækst. Gødskningen skal således sørge for, at der hele tiden er tilstrækkelig fosfor til rådighed for afgrøderne. Det er imidlertid kun en lille fraktion af den totale fosformængde i jorden, der er tilgængelig for afgrøderne, hvorfor en yderligere tilførsel af fosfor kan skabe en ophobning af fosfor i landbrudsjordene. Den overskydende fosfor kan derfor ad forskellige veje, blive udledt til- og få indflydelse på vandmiljøet (Rapport fra Fosforgruppen (P-U1), 2003).

Fosfor adskiller sig fra andre næringsstoffer som for eksempel kvælstof ved ikke, at have en gasfase. Derimod binder det sig ofte til partikler i jorden og følger disses bevægelser. Det betyder, at fosforen, selvom den også transporteres opløst i jordvandet, fortrinsvist bliver flyttet ved erosion, enten gennem påvirkning fra vind eller vand. Den største påvirkning af vandløb og søer sker under kraftige nedbørshændelser, hvor jordens infiltrationrate overskrides hvilket medfører en afstrømning af vand på jordoverfladen (Hasholt, et al., 1990). Dette igangsætter en erosion, hvorved jordpartikler føres ud i nærliggende søer eller vandløb. Undervejs kan der ske en aflejring af jordpartiklerne, hvor de største partikler aflejres først hvorefter mindre partikler gradvist aflejres med aftagende strømningshastighed. Jordpartiklerne kan også føres ud i vandløb og søer hvor de føres med strømmen for til sidst at blive aflejret, enten i et fersk eller marint vandmiljø. Fosfor bindes især til de lette lerpartikler, som igen kan sidde fasthæftet på jordens siltpartikler. Siltfraktionen har let ved at blive eroderet, hvorfor det vil være disse partikler som kan eroderes. Det betyder at den del af jorden der har størst risiko for at nå hele vejen til vandløbet også risikerer at indeholde en relativ stor koncentration af fosfor (Morgan, 1995), (Petersen, 1994).

Problemet er imidlertid, at næringsstoffer som fosfor og kvælstof ofte er begrænsende faktorer for plantevækst. Dette gælder også de alger, som lever i vandet. Når disse alger dør og synker til bunden vil der ske en nedbrydning, som kræver ilt. Resultatet ved en stigende udledning af næringsstoffer vil være en større algevækst og dermed et større iltforbrug ifm. den efterfølgende nedbrydning. Dette kan medføre en større risiko for øget iltsvind i de vande, hvor der er en stor udledning af næringsstoffer (Fog, 2001). Der er allerede lavet mange tiltag for at forbedre tilstandene i eutrofe søer, lige fra udsætning af særlige vandplanter og fisk samt tilførsel af aluminium for at binde fosfor i vandfasen. Disse tiltag kan dog ikke stå alene og et fundament

for at få succes med tiltagene er, at kilden identificeres så der kan sættes ind overfor udledningen (Sand-Jensen & Lindegaard, 2004), (Søndergaard, et al., 1999).

Centralt for dette arbejde er de forskellige planer for vandmiljøet, hvormed man søger at forbedre både salt- og ferskvandets kvalitet. Man søger således at begrænse udledningen af fosfor til overfladevandet, blandt andet ved hjælp af vådområder og randzoner. Netop randzoner som virkemiddel er blevet debatteret de seneste år. Lodsejere er ved lov blevet pålagt at udlægge 9 meter randzoner omkring alle åbne vandløb i landzone og alle søer større end 100 m² for at begrænse transporten af næringsstoffer til de ferske vande (NaturErhvervstyrelsen, 2015). Debatten om de 9 meter randzoner er blandt andet gået på, at der er andre måder at regulere udledningen af næringsstoffer på, eftersom transporten af næringsstoffer er mere kompleks end som så (Kronvang, et al., 2015). Transporten af fosfor sker som tidligere nævnt blandt andet ved en erosion af jordpartikler henover jordoverfladen. Transporten af partikler og dermed fosfor varierer som følge af terræn, jordtype, vegetation samt nedbørsmængder og intensiteter (Morgan, 1995), (Kronvang, et al., 2015). En udlægning af 9 meter randzoner kan således nogle steder vise sig at være for lidt mens der andre steder tages landbrugsjord ud af drift uden grund. Det vil derfor være oplagt at undersøge muligheden for, en mere dynamisk udlægning af randzoner.

For at sikre det faglige grundlag i de nye vandområdeplaner for perioden 2015-2021, har Naturstyrelsen besluttet at der skal udarbejdes "*...en række modelværktøjer under inddragelse af den nyeste forskningsviden på området*" (Naturstyrelsen, 2013). Disse modelværktøjer skal blandt andet fungere på oplandsniveau og beskrive næringsstoftilførslen til vandmiljøet. I et planlægningsøjemed skal værktøjerne hjælpe med en effektiv placering af de valgte virkemidler. Der er altså lagt op til en diskussion af forskellige virkemidler i forbindelse med en fremtidig miljøregulering. I den forbindelse er det oplagt at se mere nuanceret på randzoner som virkemiddel grundet, at transporten af næringsstoffer er mere kompleks end, at det kan løses udelukkende ved udlægning af 9 meter randzoner. Randzoner af forskellig bredde har vist sig effektive til at tilbageholde forfor (Kronvang, et al., 2015). Fordi transporten af fosfor varierer grundet landskabets karakter, er det derfor oplagt at nytænke randzoner som virkemiddel ved at udlægge randzoner på de strækninger, hvor der er den største risiko for udvaskning af fosfor. Således vil man ved at identificere de potentielle kilder til fosforudledning mere målrettet kunne sætte ind overfor transporten herfra og til vandmiljøet.

Problemformulering

Med udgangspunkt i ovenstående betragtninger bliver problemformuleringen for denne rapport som følgende:

Til kortlægning af risikoen for udvaskning af fosfor til vandmiljøet udvikles en model, som kan modellere erosionsrisikoen på oplandsniveau.

Mere specifikt:

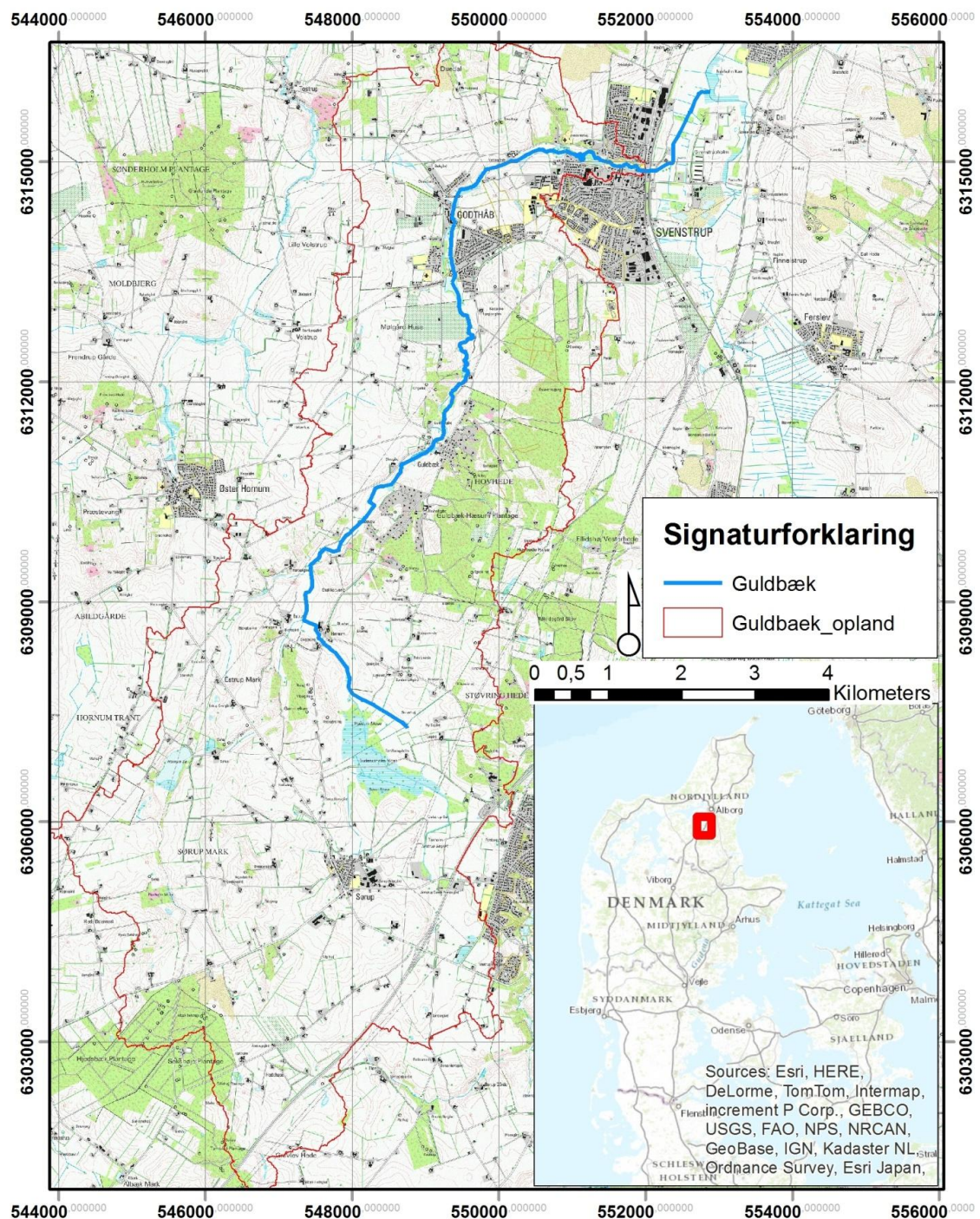
- *Modellen søger at basere sig på data, som er offentligt tilgængeligt. Hvor dette ikke er muligt søges det at anvende data, som er indsamlet af institutioner som myndighederne også vil kunne rekvirere data fra.*
- *Modellen søger at tage højde for den variation i jorderosionen som følge af skiftende årstider.*
- *Modellen søger at modellere risikoen for erosion som følge af nedbør.*

1.1. Områdebeskrivelse

Da de datamængder der bruges i modellen er store, udvælges et mindre undersøgelsesområde hvorpå modellens funktion undersøges. På den måde nedsættes beregningstiden og forskellige opsætninger kan afprøves uden at bruge unødigt tid på den enkelte beregning.

Guldbækkens opland

Området der er valgt er vandløbsoplandet til Guldbækken sydvest for Aalborg. Området er beliggende i både Aalborg og Rebild kommuner, se Figur 1.1. Det er udpeget som et område med både drikkevandsinteresser og særlige drikkevandsinteresser. Området er valgt fordi det indeholder forskellige typer arealanvendelser, samtidig med at variationen i terrænets er stor. Modellen vil således kunne testes på et bredt spektrum af forskelligartede overflader. Fra Svenstrup udgør Guldbækkens vandløbsopland et areal på godt 58 km². Guldbækken er et sidevandløb til Østerå, der har udløb i Limfjorden. Elevationen i undersøgelsesområdet varierer fra 98 m i den sydlige del til 6 m i de laveste dele nær Svenstrup. Landskabets hældning varierer mellem 0° og 68° med 99% af hældningerne under 20°.



Figur 1.1 Viser Områdets placering syd for Aalborg.

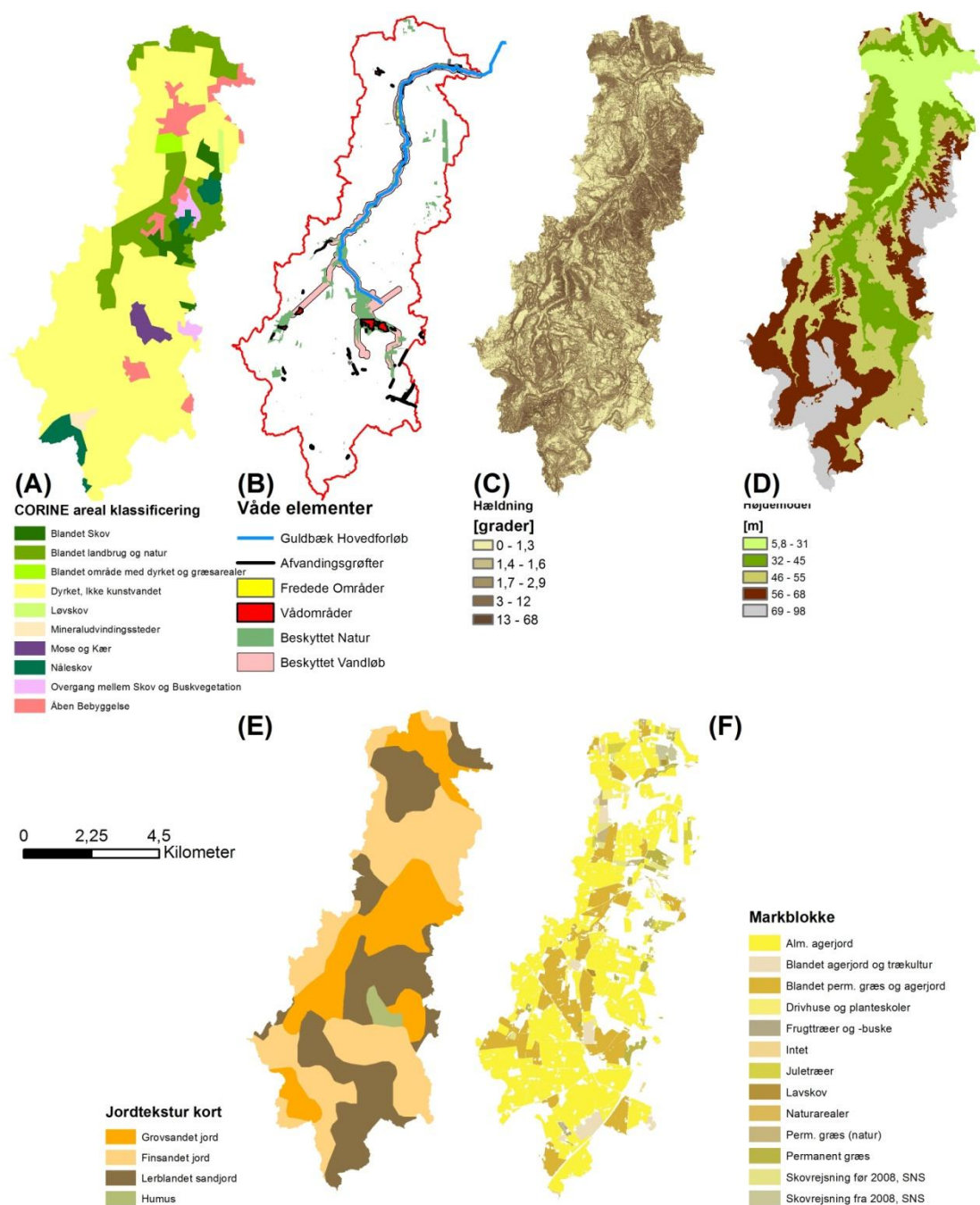
Nedbørsmængden for området i perioden 1961 - 1990 er 725mm +/- 25mm, med de største mængder i den sydlige del af undersøgelsesområdet (Scharling, 2000), (Danmarks Meteorologiske Institut, u.d.), (Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet, u.d.). Den årlige gennemsnits temperatur, i samme periode, er 7,5°C, med en variation over året fra 15,7°C i juli til -0,4°C i januar og februar (Danmarks Meteorologiske Institut, u.d.). Undersøgelsesområdets er domineret af marker, som udgør godt 71% af områdets arealanvendelse. Herudover udgør skov 6,4%, bebyggelse godt 5%, blandet landbrug og natur 4%, mose og kær lidt under 1,5% af

området. Opgørelsen er baseret på CORINE programmets klassificering og kun de største områder er her taget med (Danmarks Miljøundersøgelser, 2009).

I undersøgelsesområdet er der fire dominerende jordtyper. Finsandet jord godt 38%, lerblandet sandjord knap 34% grovsandet jord udgør knap 26%, og humusjord ca. 1,5%. Guldbækken løber på alle jordtyperne på nær humusjorden som beliggende under Hæsum og Buderupholm mose og støder op til bækken.



Figur 1.2 Strygende vand i Guldbækken lige nord for Møllesøen i Godthåb.



Figur 1.3 Viser seks kort med relevans for projektet.

1.2. Valg af erosionsmodel

Med udgangspunkt i indledningen og problemformuleringen er det hensigten med dette projekt, at udarbejde modelværktøjer til udpegning af områder med relativ høj risiko for udvaskning af fosfor til vandmiljøet. Da fosfor jævnfør indledningen er bundet til jordens partikler og derfor også transporteres sammen med jordpartikler ud i vandmiljøet er jorderosion en af årsagerne til

en eutrofiering af søer og vandløb. I de nye vandområdeplaner er det hensigten at anvende modelværktøjer til effektivt, at udpege områder for fremtidige indsatser (Naturstyrelsen, 2013).

Der er de seneste årtier blevet udviklet flere forskellige modeller til kortlægning af erosionsområder samt kvantificering af jordtab, heriblandt RUSLE, SLEMSA og 'The Morgan, Morgan and Finney method' med flere. Der er stor forskel på, de forskellige modellers tilgange til at modellere erosion blandt andet i forhold til rumlige og tidslige skala. Nogle modeller forsøger at estimere erosionsmængder for hver enkelt dag eller hver enkelt nedbørshændelse, som for eksempel EUROSEM, der er en eventbaseret model. Andre modeller opererer på enkelte markblokke eller på oplandsniveau. Modeller er som udgangspunkt et forsøg på, at simplificere komplekse processer for i sidste ende at anvende disse modeller til at estimere enten den rumlige og tidslige variation og/eller det totale jordtab (Morgan, 2005).

Der skelnes oftest mellem empiriske modeller og fysisk/procesbaserede modeller. Ganske kort er empiriske modeller baseret på formler udledt ved undersøgelse af sammenhænge mellem en afhængig variabel og en række forklarende/uafhængige variable. Det kan være observationer af sammenhænge mellem erosionsstørrelse og nedbørsintensitet eller terrænhældning. Indenfor empiriske modeller skelnes mellem "black-box-, grey-box- og white-box-modeller", hvor black-box er den mest simple, hvor erosionsmængden for eksempel forsøges forklares ud fra en enkelt inputparameter. Ved en modellering med grey-box og white-box modellerne vil der være en større forståelse af, hvordan erosionsprocesserne hænger sammen, hvorved det er muligt at bringe flere forklarende faktorer i spil (Morgan, 2005).

Indenfor de senere år er der blevet eksperimenteret mere med udvikling af fysisk/procesbaserede modeller. Disse modeller forsøger ikke blot at udpege områder, hvor der er en øget risiko for erosion men i højere grad at modellere erosion i rum og tid. Det kan være en modellering af sedimenttransport over en nedbørshændelse - hvornår i nedbørshændelse sker den største transport og hvor i et undersøgelsesområde er erosionen størst. Disse modeller forsøger derved, at modellere både frigørelse af sediment, transporten og aflejringen. Modellerne tager ofte udgangspunkt i hydrauliske modeller, som beskriver vandets afløb og kobler herefter de kendte erosionsprocesser på. Et eksempel er den europæiske EUROSEM model. Den baserer sig på en hydrologisk model af Dansk Hydraulisk Institut (DHI), hvorpå de tilføjer nogle faktorer som vegetation og overfladespænding (Morgan, 2005).

Dette projekt forsøger at undersøge og videreudvikle modelværktøjer, som i et forvaltningsøjemed kan anvendes til udpegning af områder, hvor der er en særlig risiko for udvaskning af fosfor til vandmiljøet. Da fosfor er bundet til jordpartikler er en udvaskning blandt andet forårsaget af erosion. Der anvendes i den forbindelse en empirisk model - 'Revised Universal Soil Loss Equation' (RUSLE). RUSLE er en af de mest anvendte modeller til jorderosion og har været anvendt og udviklet over en længere årrække. RUSLE er således en empirisk 'grey-box' model, som tager de fleste erosionsforstærkende og -begrænsende faktorer med i estimatet af jordtabets størrelse. Faktorerne i RUSLE er således udviklet til at kunne beskrive jordtabet ved hjælp af empiriske formler udledt af observationer, statistik og målinger.

RUSLE har den fordel at den tidligere er anvendt i GIS og via andre programmer end ArcGIS har været anvendt for Danmark (Heckrath, et al., 2009). RUSLE anvender seks faktorer til at

modellere det valgte område: R (nedbør), K (jordbund), L (hældningslængde), S (hældning), C (vegetation) og P (landbrugspraksis).

Lidt simplificeret kan faktorerne i RUSLE ses som opdelt i to grupper. Den ene er R og K mens den anden er L, S, C og P. Nedbør er således den drivende kraft for erosion og leverer den potentielle energi som gør, at jordpartiklerne får mulighed for at bevæge sig. K er jordbundssammensætningen og beskriver hvor meget der potentielt kan bringes i bevægelse ved den tilførte energi. Det er også de faktorer, som bidrager med enheder til modellen. L,S,C og P bidrager efterfølgende til at justere den tilførte energi op eller ned i forhold til terrænet og dets beskaffenhed således, at modellen bedre repræsenterer den konkrete lokalitet (Wischmeier & Smith, 1978), (Renard, et al., 1997), (Morgan, 2005).

Selvom de mange modeller har forskellige tilgange og forskellige måder at modellere erosionen på, tager de alle udgangspunkt i de fysiske processer. Her er nedbør, jordbunden og overfladens beskaffenhed elementer i alle modellerne. Det, at de alle bygger på en forståelse af dette dynamiske miljø, gør en viden om jordbunden og de processer der driver, begrænser og forstærker jordtabet fundamental for forståelsen af hvordan RUSLE fungerer og de valg der træffes undervejs i rapporten. Derudover er det også vigtigt at få kendskab til jord og fosfors binding til jordpartiklerne for, at kunne anvende et modelværktøj som et planlægnings- og beslutningsredskab. Kapitel 2 Jordbundens betydning for modelleringen vil derfor omhandle en teoretisk introduktion til de førnævnte faktorer og processer.

2

JORDBUNDENS BETYDNING FOR MODELLERINGEN

I dette kapitel gennemgås den teori, som omhandler jordbunden og erosionen af denne. Dette gøres ved først at gennemgå jordbunden og de definerende processer, hvilket er vigtigt da det danner udgangspunktet for den efterfølgende erosion. Dernæst gennemgås de processer der er forbundet med selve erosionen. En forståelse af disse processer er særligt vigtig i dette projekt da de danner baggrund for den konceptuelle model for erosion, som afrunder kapitlet og samtidig danner udgangspunkt for den model og de metoder, som anvendes i metodekapitlet.

2.1. Jordbundens karakter

Jordbundens karakter er fundamental for projektet da det er egenskaberne ved jorden, der er afgørende for erosion. Disse egenskaber er blandt andre jordens tekstur, struktur, organisk indhold, porøsitet og hydraulisk ledningsevne. Egenskaberne kan variere selv over korte afstande og afhænger af de jordbundsdannende processer. De jordbundsdannende processer er derfor de første der gennemgås. Efterfølgende gennemgås jordbundens egenskaber da disse er bestemmende for, hvordan vandet kan bevæge sig i og på jorden. Afslutningsvis beskrives de forhold som knytter sig til vand i jordprofilen.

2.1.1. Jordbundsdannende processer

Fem faktorer har særlig betydning for dannelsen af den jordbund, som kan observeres i felten. Disse er udgangsmaterialet, klimaet, organismer, topografien samt tiden. Årsagen til at disse er vigtige er, at de kan forklare den variation af jordens struktur og tekstur der er i landskabet. Dette kan for eksempel have betydning for den måde data efterfølgende behandles på, da én interpolation af teksturpunkter over forskellige aflejringsmiljøer kan resultere i fejl i en efterfølgende analyse.

Udgangsmaterialet tilfører jorden nyt materiale og mineraler gennem forvitring af enten det underliggende grundfjeld eller ved forvitring af materiale, som er tilført fra andre områder. I Danmark, hvis der ses bort fra Bornholm, præges udgangsmaterialet af den sidste type materiale. Den øverste del af jorden er særligt præget af de sidste istider der netop har tilført nyt materiale fra Norge og Sverige, ligesom den også har påvirket den rumlige variation af jordbundens tekstur. Der er således stor forskel på jordbundens tekstur, landsdelene imellem. Men også lokalt har isens tilbagetrækning og afsmeltning præget fordelingen af sediment hvilket gør, at der lokalt kan være stor forskel på for eksempel jordbundens sårbarhed overfor erosion (Petersen, 1994), (Chapman, 2012), (White, 2006), (Sand-Jensen, 2006).

Klimaet påvirker jordbunden og de tilhørende processer på forskellige måder og har indflydelse på mængden og intensitet af den nedbør der falder. Nedbøren er vigtig i denne sammenhæng fordi den understøtter forvitringen af udgangsmaterialet og udvaskningen af næringsstoffer fra jordbunden. Herudover kan nedsivning af nedbør føre små partikler som ler og silt ned gennem jordprofilen, hvorved der sker en ændring af tekturen i jordbunden. Jordens permeabilitet ændrer sig også med vandindholdet, hvilket har indflydelse på fordelingen af vand mellem

nedsivning og afstrømning. Derudover påvirker mængden af nedbør også vegetationen, hvilket i denne sammenhæng har indflydelse på, hvor let jorden eroderes. Temperaturen er en anden vigtig faktor som afhænger af klimaet da processer som organisk aktivitet, forvitring, fordampning samt frost og tø alle er påvirket af temperaturen (Chapman, 2012), (Petersen, 1994), (White, 2006).

Organismer er den aktive komponent af jordbunden og inkluderer vegetation, fauna, mikroorganismer og mennesker. Herigennem tilføres jordbunden organiske forbindelser blandt andet via dødt organisk materiale. Materialet nedbrydes af faunaen og mikroorganismerne til humus. I denne sammenhæng er det interessant fordi humusindholdet påvirker jordbundens struktur. Det organiske materiale hjælper til at binde jordpartiklerne sammen i aggregater som dels ændrer jordens permeabilitet og dels kan fastholde vandet, hvor det ellers vil være drænet bort. Vegetation har indflydelse på jordbunden på flere måder. Vigtigst i denne sammenhæng er, at det stabiliserer jorden og mindsker erosionen af jorden. Samtidig virker vegetationen som et opfang af regndråberne, hvilket nedsætter frigørelsen af jordpartikler fra jordoverfladen. Vegetationen over jorden påvirker jordens ruhed hvilket nedsætter vandhastigheden i overfladeafstrømningen, som igen mindsker erosionen. Vegetationen har samtidig en indflydelse på jordens surhedsgrad og er herigennem med til at begrænse, hvilken fauna der kan leve i jordbunden, ligesom det også influerer på udviklingen af jordhorisonten. Vegetation og fauna påvirker også jordens permeabilitet ved at lave kanaler igennem jorden, hvor vandet dels kan bevæge sig hurtigere og dybere end ellers (Chapman, 2012), (Petersen, 1994), (White, 2006).

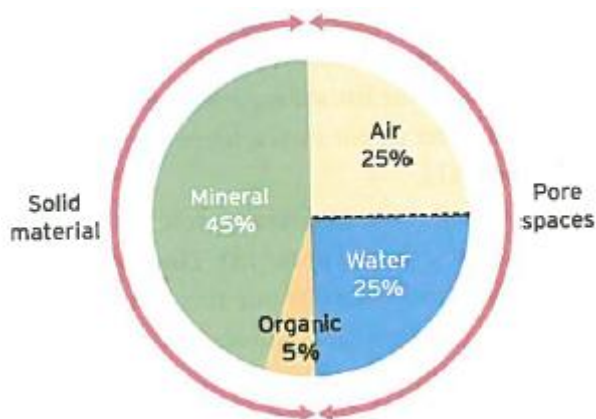
Topografi relaterer her til hældningen og orienteringen af landskabet. Det vand der rammer jordoverfladen vil enten infiltrere eller løbe af som overfladeafstrømning og fordelingen mellem de to fraktioner bliver påvirket af terrænets hældning. På den måde kan vandet være med til at omfordele jordpartiklerne på hældningen således, at grovere partikler vil blive tilbage på de øvre dele af hældningen og de finere samlet på de nedre. Det flade eller let hældende terræn vil oftere være vandmættet da drænforholdene her typisk er dårligere sammenlignet med terræn med en større hældning, ligesom det også er tættere på grundvandsspejlet. Hældende terræn vil således give anledning til en større afstrømning. Orienteringen af terrænet har også indflydelse på jordens vandindhold og fordampning. Der er tendens til, at sydvendte områder er tørrere og mindre bevoksede end nordvendte områder fordi de modtager mere solenergi (Petersen, 1994), (White, 2006), (Chapman, 2012).

Tiden virker ikke direkte på jorden som de øvrige fire faktorer, men beskriver de tidlige rammer hvorunder de fire faktorer ændrer jordbunden. Tid kan her anskues på to måder, hvor den første er den geologiske tid dækker de overordnede linjer i den geologiske udvikling og kan i denne sammenhæng for eksempel forklare hvorfor kridtlaget i Nordjylland ligger tæt under jordoverfladen, noget der kan have betydning for jordsammensætningen i Nordjylland. Den anden konsekvens af tiden er jordudviklingen, man ser her på hvad der sker indenfor de geologiske perioder. Dette kommer til udtryk hvis man ser på jordbundsudviklingen i Jylland, da området ikke er blevet påvirket ens under de sidste istider. Således har de jordbundsbyggende processer, i nogle områder af Vestjylland (vest for hovedopholdslinjen), haft siden Saale istiden til at udvikle jordprofilen. I Nordjylland som sidst var dækket af is under hovedfremstødet og efterfølgende af hav, har processerne således haft væsentligt kortere tid til at udvikle jorden, noget som blandt andet har konsekvens for jordens tekstur og dermed hydrologien i jorden og

dermed jordens sårbarhed overfor erosion (Chapman, 2012), (Petersen, 1994), (Sand-Jensen, 2006), (White, 2006).

2.1.2. Jordens egenskaber

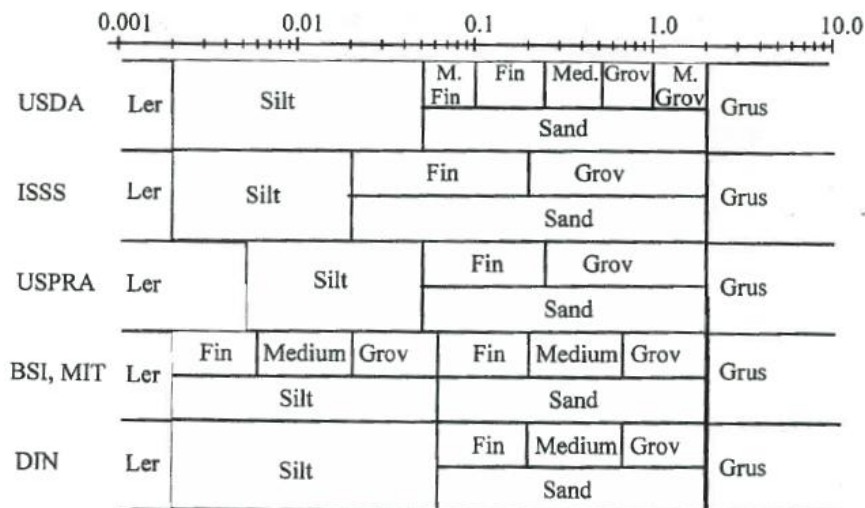
De processer som er beskrevet i afsnit 2.1.1. er med til at forklare hvorfor der opstår en rumlig variation i jordens egenskaber og dermed hvorfor jorden ikke er ensartet i hele landskabet. Dette afsnit vil blandt andet fokusere på jordens inddeling i faser, se Figur 2.1, tekstur, struktur samt jordens kemiske egenskaber, da disse influerer de forhold som betinger erosionen og afstrømningen der foregår fra jordoverfladen.



Figur 2.1 Viser fordelingen mellem de tre faser (Chapman, 2012).

Jorden kan beskrives som en kompleks sammensætning af flere stoffer i tre faser. Den faste fase der omfatter mineralske partikler og organisk materiale, jordvand og en gasfase med luft. Fordelingen og forholdet mellem disse faser har stor betydning for de processer, der foregår i jorden samt den fordeling der sker af nedbør mellem infiltration og afstrømning. På Figur 2.1 ses en konceptuel fremstilling af en jord i toppen af en profil. Det ses at den faste fase udgør halvdelen af volumenet. Den resterende del optages af varierende mængder af luft og vand. Den største komponent af systemet udgøres af partikler, som kan være af enten primær- eller sekundærminerale. Primærminerale som quartz og feldspat er modstandsdygtig overfor det miljø, som er ved jordoverfladen hvilket betyder, at de ikke har ændret sig betydeligt siden de blev dannet. Sekundærminerale derimod er dannet gennem fysisk og kemisk nedbrydning af primærminerale, som ikke er tilpasset forholdene ved jordoverfladen og er således mindre modstandsdygtige. Partiklerne har derfor forskellig størrelse, hvilket giver jorden de varierende egenskaber som blandt andet afgør om partiklerne fastholdes eller eroderes bort ved overfladeafstrømning (Chapman, 2012), (Petersen, 1994), (Jensen & Jensen, 2001).

Partiklernes størrelse bruges til at inddele jorden i forskellige klasser. Tekstur er begrebet som relaterer til dette og kan beskrives som et mål for, om jorden består af store eller små partikler. En mere objektiv beskrivelse af jordens tekstur fås ved en kornstørrelsesfordeling, som beskriver partiklernes størrelse i forhold til deres vægtandel, ligesom også andelen af organisk materiale angives. Jordpartiklerne inddeles i klasser som ler, silt, sand og grus, se Figur 2.2. Grænsen mellem klasserne er ikke ensartet, hvilket er interessant i denne sammenhæng da der arbejdes med data fra forskellige kilder, som opgør kornstørrelsen forskelligt, hvilket der skal tages højde for ved en eventuel sammenligning eller når data anvendes i en modellering (Chapman, 2012), (Jensen & Jensen, 2001), (Petersen, 1994).



Figur 2.2 Viser fem forskellige konventioner for inddeling af partikler i klasser efter størrelse i mm (Jensen & Jensen, 2001).

Figur 2.2 viser fem forskellige inddelingsmetoder af partikelklasser. Særligt vigtig er USDA, (United States Department of Agriculture) der er et amerikansk klassificeringssystem, som blandt andet er anvendt i den europæiske LUCAS (Land Use/ Cover Area frame Survey) undersøgelse der har jordbundsdata for 25 EU medlemslande. Derudover er ISSS (International Soil Science Society) vigtig da det er den klassificering, som for eksempel er anvendt af Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet (DJF) ved analysen af omkring 40.000 jordbundsprøver i Danmark, en undersøgelse som ligger til grund for teksturinddelingen på Figur 2.3.

Farve kode	Teksturdefinition for jordtype	Symbol	JB. nr.	Vægtprocent				Humus 58.7% C
				Ler under 2 µm	Silt 2-20 µm	Finsand 20-200 µm	Sand, i alt 20-2000 µm	
1	Grovsandet jord	GR.S.	1	0-5	0-20	0-50	75-100	Under 10
2	Finsandet jord	F.S.	2			50-100		
3	Grov lerblandet sandjord	GR.L.S.	3	5-10	0-25	0-40	65-95	
	Fin lerblandet sandjord	F.L.S.	4			40-95		
4	Grov sandblandet lerjord	GR.S.L.	5	10-15	0-30	0-40	55-90	
	Fin sandblandet lerjord	F.S.L.	6			40-90		
5	Lerjord	L.	7	15-25	0-35		40-85	
6	Svær lerjord	SV.L.	8	25-45	0-45		10-75	
	Meget svær lerjord	M.SV.L.	9	45-100	0-50		0-55	
	Siltjord	SI.	10	0-50	20-100		0-80	
7	Humus	HU.	11					Over 10
8	Speciel jordtype	SPEC.	12					

Figur 2.3 Viser Teksturinddelingen jft. Den danske Jordklassificering. (Jensen & Jensen, 2001)

Årsagen til at tekstur er en vigtig parameter er, at partiklernes evne til at lede og holde på vand ændrer sig med størrelsen. Således har en grov tekstur som hovedsagligt består af sand store mellemrum mellem partiklerne, hvilket gør at vandet hurtigt kan drænes væk fra jordoverfladen.

2. Jordbundens betydning for modelleringen

Ler har en lille partikelstørrelse men et relativt stort overfladeareal, hvilket gør det bedre til at holde på vandet (Jensen & Jensen, 2001), (Chapman, 2012).

Organisk materiale er den anden del af jordens faste fase. Det er en vigtig komponent i jorden fordi det danner fødegrundlaget for jordens organismer, som under nedbrydningen af materialet mineraliserer vigtige plantenæringsstoffer som kvælstof, fosfor og svovl, og gør det tilgængeligt for planterne. Herudover har det en stabiliserende effekt på jordpartiklerne hvilket modvirker erosion. Samtidig øger det jordens evne til at tilbageholde vand, hvilket dels har betydning for planter og dels for den afstrømning der sker på jorden. Det organiske materiale kan inddeles i tre fraktioner. Dødt organisk materiale, som er rester af planter og dyr. Biomasse som er rødder og organismer, der lever af at nedbryde dødt organisk materiale. Humus som omfatter dødt organisk materiale, der er nedbrudt til et stadie hvor dets oprindelse ikke længere kan afgøres. En yderligere nedbrydning af humus sker kun meget langsomt og det udgør derfor en stor del af jordens samlede organiske indhold. Det betyder at humus ofte ses som et udtryk for jordens totale indhold af organisk materiale (Jensen & Jensen, 2001), (Chapman, 2012), (Petersen, 1994).

Årsagen til at det organiske materiale virker stabiliserende på jorden er, at det hjælper jordens partikler til at knytte sig sammen i større aggregater. Imellem disse er der porerum hvor vand eller luft kan bevæge sig med relativ stor hastighed. Det gør at jordens struktur er vigtig i forhold til for eksempel dræning af vand da den i stor udstrækning vil foregå i disse makroporer og dermed direkte påvirke jordens hydrauliske ledningsevne. Herudover er jordstrukturen vigtig fordi en jord, hvor partiklerne er stærkt knyttet til hinanden ikke eroderes så let som en strukturløs jord. Ler har her en vigtig funktion i forhold til at skabe de aggregater, som giver jorden struktur. Dette skyldes lermineralets lagdelte opbygning, hvor lagets flader ofte har en negativ ladning og hvor kanterne kan være positivt ladet. Dette medfører at lerpartiklerne har kationer og anioner knyttet til sig i et diffust lag af varierende tykkelse. Jern og aluminiums-ionen er her særlig vigtig da fosfat ofte knytter sig til disse ioner og således fastholdes ved lerpartikler. Lerpartiklers negative ladning betyder også at de har en tendens til at frastøde hinanden, medmindre de ved en påvirkning udefra, som for eksempel påvirkning af planternes rødder eller organismers bevægelse, bliver trykket så tæt sammen at de Van der Waal kræfter, der får partikler til, at tiltrække hinanden, overstiger de frastødende kræfter. Denne stabiliserende sammenknytning kaldes Flokkulering og sker enten som flade mod flade eller flade mod kant. Flokkulering kan også ske ved at organiske og uorganiske anioner og kationer, danner bro mellem lerpartiklerne. Herudover kan organiske stoffer som humus, der både indeholder anioner og kationer, også fungere som bro mellem partiklerne. De flokkulerede lerpartikler er det første skridt mod en aggregatdannelse. Det næste skridt er, at disse samlinger af partikler yderligere knytter sig sammen og danner aggregater, som også kan fastholde silt og sandpartikler. Udviklingen af disse aggregater kan foregå på forskellige måder, som influeres af hvilken dybde det foregår under, vandindholdet samt vandets saltindhold. I makroporerne, mellem aggregaterne, vil det vand der findes her være mobilt og ionkoncentrationen lille i forhold til det vand som er stærkt fastholdt til aggregaterne, noget der potentielt kan påvirke den måde fosfor fastholdes i jorden. I forhold til jordens evne til at modstå erosion har strukturen også betydning. Således vil en strukturløs jord bestående af sand kunne modstå erosion af vand ved at have en høj infiltrationsrate, hvorimod en lerjord vil kunne modstå erosionen ved at være stærkt knyttet sammen. Jorde med et bredere partikelspektrum vil i højere grad kunne eroderes,

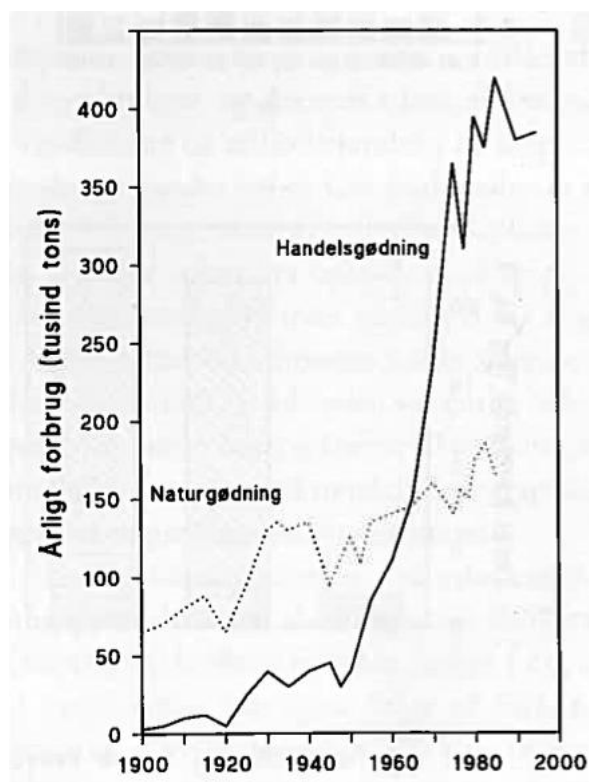
særligt siltfraktionen, og her vil dannelsen af aggregater påvirke hvor og hvordan erosionen forløber. (Jensen & Jensen, 2001) (Loll & Møldrup, 2000) (Petersen, 1994) (Chapman, 2012).

2.1.3. Vandets bevægelse i jorden

Som nævnt ovenfor har både jordens tekstur og struktur betydning for vandets fordeling mellem infiltration og afstrømning, derfor er det vigtigt at se på hvordan infiltration sker i jorden. Infiltrationen er det vand der passerer gennem jordens overflade og enten fortsætter gennem hele jordprofilen eller bliver tilbageholdt, hvorefter det enten kan fordampe eller blive optaget af vegetationen. Den vandmængde som passerer gennem en afgrænset del af overfladen i et bestemt tidsrum er jordens infiltrationsrate. Forskellen mellem den og nedbørsintensiteten afgør forholdet mellem afstrømning og infiltration. Hvis nedbørens hastighed overstiger infiltrationsraten sker der en ophobning og afstrømning af vand på overfladen hvilket kan lede til en erosion af sedimentet. Her bliver jordens struktur og tekstur vigtig da disse faktorer har direkte indflydelse på infiltrationsraten og dermed mængden af afstrømning. Grove jordtyper præget af et højt sandindhold, drænes let, da de har en høj infiltrationsrate. Årsagen er at porerne imellem sandpartiklerne er store, hvorfor vandet kan bevæge sig igennem systemet uden at blive tilbageholdt af de kræfter som partiklerne udøver på vandet. (Jensen & Jensen, 2001) (Petersen, 1994) (Loll & Møldrup, 2000)

2.2. Fosfor

Planters vækst er betinget af lys, vand samt en række essentielle næringsstoffer. De næringsstoffer som planter har brug for i store mængder kaldes makronæringsstoffer. De to primære makronæringsstoffer er kvælstof og fosfor, og de er som oftest de begrænsende faktorer for plantevæksten. Som beskrevet i indledningen er der siden 1950'erne blevet tilført større mængder fosfor i landbruget i form af handelsgødning, se Figur 2.4. Denne større tilførsel af fosfor har således haft en række miljømæssige konsekvenser, som algeopblomstring, eutrofiering og iltsvind for de ferske vande samt indre marine farvande (Petersen, 1994).



Figur 2.4 Viser det årlige forbrug af handels- og husdyrgødning i Danmark (Sand-Jensen & Lindegaard, 2004).

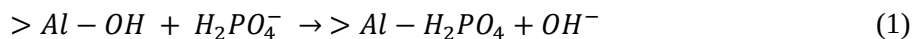
For at kunne begrænse udledningen af fosfor samt de miljømæssige konsekvenser er det vigtigt med et kendskab til hvordan fosfor er bundet i jorden og hvordan det transporteres fra kilde til recipient.

Fosfor findes naturligt i de fosforholdige bjergarter som udgør udgangsmaterialet. Det meste fosfor i terrestriske økosystemer stammer fra nedbrydning af disse bjergarter og er partikelbundet, hvorved størstedelen af det transporteres via vandløb og aflejres i stillestående vand. Fosfor kommer tilbage til overfladen ved dannelsen af nye bjerge når der sker en landhævning af gamle ocean- og kontinentalplader, som således fuldender fosfor-cyklussen. Fosfor har ikke på samme måde som kvælstof en egentlig gasfase, således er der heller ingen biologisk proces der kan danne mere fosfor som det er tilfældet ved N-fiksering (Schlesinger & Bernhardt, 2013).

Jordbundens indhold af fosfor findes naturligt som organiske og uorganiske forbindelser. Den organisk bundne fosfor findes oftest i planterester og humus, mens den uorganiske fosfor er bundet til jordens lerpartikler. Udover den naturlige mængde fosfor der findes i jordbunden, tilføres også fosfor i form af husdyrgødning og handelsgødning. De organisk bundne fosforforbindelser, må først frigøres til uorganiske forbindelser ved nedbrydning, før de kan udnyttes af planter (Petersen, 1994).

Fosfor findes som et naturligt forekommende grundstof i jorden. Fosfor findes dog ikke i sin rene form, da det indgår i forbindelser med andre grundstoffer i jordbunden. Fosfor findes typisk i form af forskellige fosfationer i jordbunden, som planterne kan udnytte. Af fosfationer er følgende typiske: HPO_4^{2-} , $H_2PO_4^-$, PO_4^{3-} (Schlesinger & Bernhardt, 2013), (Petersen, 1994).

Fosfationerne er ligesom nitrat (NO_3^-) negativt ladede, men i modsætning til nitrat udvaskes fosfationerne ikke på samme måde. Fosfationerne udvaskes ikke da de danner nogle tungtopløselige forbindelser med flere af de kationer der er tilstede i jordbunden. Ved lavt pH reagerer fosfationerne med aluminium og jern(III)-oxidhydroxider, der typisk kan være en del af et lermineral. En reaktion med aluminium kan foregå som følgende:



(Petersen, 1994)

Fosfationen bindes således til lerfraktionens oxider. Bindingen mellem fosfat og aluminium er en kovalent binding, hvor fosfatet bindes stærkt til lerpartiklerne.

Ved en høj pH-værdi indgår fosfat i forbindelse med calcium og danner ligeledes nogle tungtopløselige calciumfosfater, der forhindrer udvaskning af fosforen (Petersen, 1994).

Jordens adsorberede kationer inddeles i hhv. adsorberede "*baser*" og "*sure ioner*". De "*sure ioner*" er (Al^{3+} , Fe^{3+} , H^+) og findes i jorde med et lavt pH. Jordens pH bestemmes af dens indhold af H^+ -ioner. Et stort antal af adsorberede "*baser*" (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) findes i jorde med en høj pH-værdi. Det betyder at fosfor i form af fosfat er mest tilgængeligt for planter ved en neutralt pH-værdi omkring 7, eftersom det fastholdes ved højt og lavt pH (Petersen, 1994), (Ashman & Puri, 2002).

Fosfor kan kun i ringe grad opløses i vand, men grundet den kraftige binding af fosfor i jordbunden betyder det, at fosfor ikke bliver udvaskes til grundvandet i samme grad som nitrat. Den stærke binding af fosfor i jordbunden gør det svært tilgængeligt for afgrøderne, hvorfor der tilføres ekstra fosfor til jordbunden. I landbrugsområder gødskes blandt andet med fosfor, hvilket medfører store fosforkoncentrationer i overjorden, hvilket igen betyder at der er en betydelig risiko for, at det føres ud i vandmiljøet i forbindelse med, at jorden er udsat for fladeerosion (DJF, 2005).

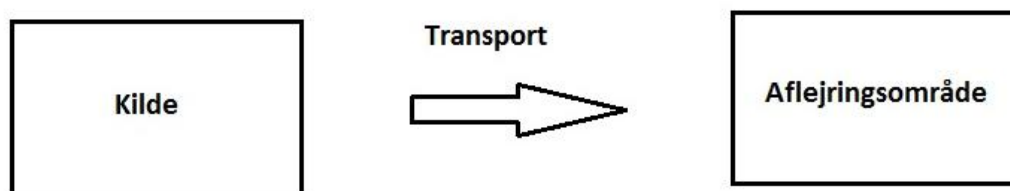
Ler har ofte en permanent negativ ladning, hvilket gør det muligt at fastholde plantenæringsstoffer. Sand derimod har ikke de samme fysiske og kemiske egenskaber som lerpartiklerne til at fastholde plantenæringsstoffer. Silt har nogle af de samme egenskaber som sand og kan heller ikke i sig selv binde plantenæringsstoffer, men da siltpartikler er væsentligt mindre end sandpartikler er de kohæsive kræfter tilstrækkelig store til at silt- og lerpartiklerne holdes sammen således at siltpartiklerne kan være dækket af et lag lerpartikler. På den måde udviser silt nogle af de samme fysiske og kemiske egenskaber som lerpartiklerne i forhold til at binde fosfationer. Et udslip af fosfor vil derfor primært være knyttet til ler- og siltfraktionen i jorden (Jensen & Jensen, 2001), (Petersen, 1994).

2.3. Erosionsprocesser og -faktorer

Jorderosion kan ses som en proces, hvor der sker en frigørelse af jordpartikler fra et kildeområde, som herefter transporteres med vandets afstrømning og aflejres længere nedstrøms i et aflejringsområde. Frigørelse af jordpartikler kan ske på flere måder, primært af vind og vand. Fælles for disse drivende kræfter er, at der sker en transformation af en potentiel energi,

2. Jordbundens betydning for modelleringen

der er indlejret i for eksempel de regndråber, som falder på jordoverfladen. Den potentielle energi omdannes her til kinetisk energi som udfører et 'arbejde' på partiklerne hvorved potentialet for erosion opstår. Transporten af sediment er drevet af tyngdekraften i samspil med overfladeafstrømning, hvorefter det senere aflejres. Aflejningsområderne er som regel søer, vandløb og afløbsløse lavninger i terrænet, hvor forudsætningerne for yderligere transport ophører. Den konceptuelle forståelse af en erosionsproces er vist på Figur 2.5 nedenfor.



Figur 2.5 Viser den konceptuelle forståelse af en erosionsproces, hvor der er en kilde, en transportvej og et aflejningsområde.

Der findes tre forskellige typer af erosion: fladeerosion, rilleerosion og kløfterosion. Fladeerosion forekommer når nedbørsmængden overstiger jordens infiltrationsrate. På en meget ensartet overflade vil afstrømningen ske ensartet over hele fladen og dybden vil være den samme. Dette sker dog sjældent da den ensformige strøm af vand ofte vil blive forhindret af ujævnheder i terrænet i form af vegetation og små fordybninger. Det bevirker at vandet vil finde nogle foretrukne veje henover overfladen. Denne koncentration af afstrømningen skaber et potentiale for en uddybning af disse kanaler hvilket kan resultere i rilleerosion. Dette forekommer, hvor overfladeafstrømningen samler sig i større kanaler. Vanddybden bliver således typisk dybere og vandet udøver derved en større kraftpåvirkning på jorden hvorved større partikler kan transporteres med vandet. Rilleerosionen kan fjernes ved kultivering af jorden, hvilket ikke er tilfældet ved kløfterosion. Kløfterosion er i princippet den samme proces som rilleerosion blot på større skala. Forskellen er, at vandvejene ved kløfterosion har et større tværsnitsareal og er stejlere langs siderne. Ligesom rilleerosion kan transportere større partikler end fladeerosion kan kløfterosion transportere større partikler end rilleerosion (Morgan, 1995), (Rose, 1993).



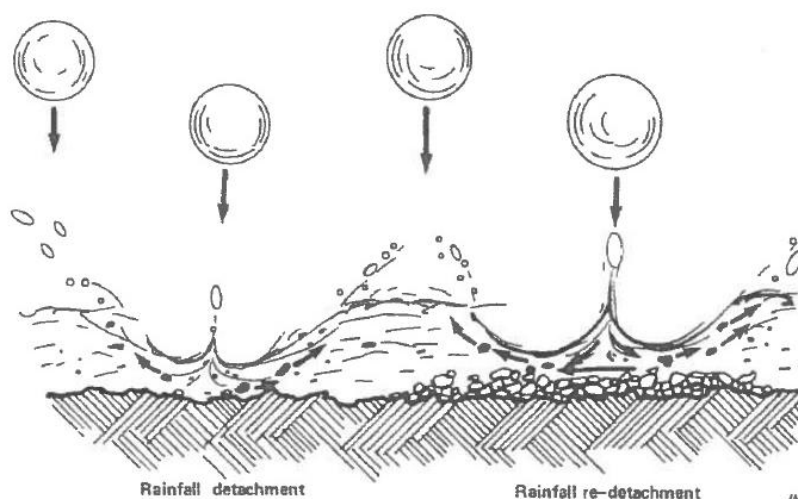
Figur 2.6 Viser de tre former for erosion. Tv. et billede af fladeerosion. Mf et billede af rilleerosion og til højre et billede af kløfterosion.

2.3.1. Frigørelse

Der skelnes typisk mellem to forskellige frigørelsesprocesser. Nedbørsfrigørelse, hvor det er nedslaget af regndråberne, som skaber frigørelsen og overfladeafstrømning, hvor det er friktionsenergiens påvirkning af underlaget som frigør jordpartiklerne.

Frigørelse ved nedbør

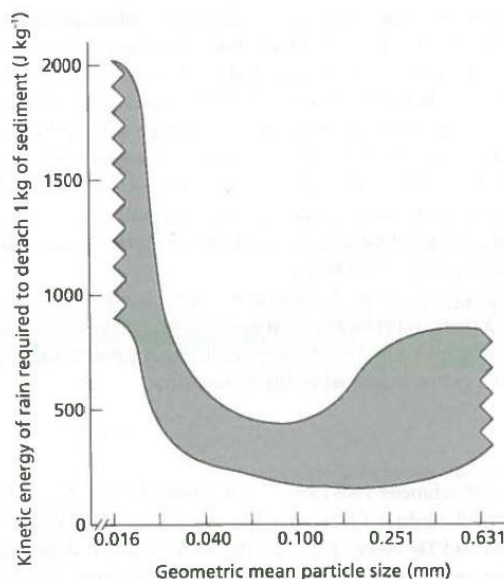
Hvis ikke jordoverfladen er beskyttet, enten af et lag vand eller vegetation, vil der i forbindelse med nedslaget af en regndråbe ske en opsplitning af energien således at en del vil blive overført til jorden mens den resterende energi reflekteres bort. Det vand der overfører energien til jorden, vil spredes ud fra nedslagspunktet for herefter øjeblikkeligt at trække sig tilbage igen. Der hvor vandet spredtes ud opstår der en så stor bundforskydningsspænding, at partiklerne kan frigøres, se Figur 2.7. De frigjorte partikler kan således blive flyttet ved nedslaget eller de kan blive opsamlet af de mindre dråber som opstår i kraft af nedslaget. Hvis der er et dækkende lag af vand på overfladen kan partiklerne også opslemmes i dette lag og heri transporteres. Den energi som regndråberne overfører til jordens overflade kan dog også resultere i, at der dannes en skorpe på overfladen. Dette sker fordi de jordaggregater, som er på overfladen kolliderer når de rammes af regndråber, hvorved de kan skabe et tyndt lag af fine partikler, som udfylder de porer hvorigennem vandet burde drænes. Denne skorpedannelse sker når nedbør falder på en tør jordoverflade og kan således resultere i en øget overfladeafstrømning da infiltrationen mindskes (Rose, 1993), (Morgan, 1995).



Figur 2.7 Konceptet i frigørelse og genfrigørelse ved nedbør (Rose, 1993).

Nedbør er således den drivende kraft bag løsrivelsen af jordpartikler. Den energi jordoverfladen påvirkes af, er proportional med regndråbernes størrelse og hastighed, hvilket igen er proportional med intensiteten. Nedbørsintensiteten er således central i den forbindelse eftersom højere intensiteter påvirker jordbunden med en større energimængde, hvorved der bliver et potentiale for at løsrive større mængder sediment (Morgan, 1995).

På Figur 2.8 nedenfor ses de energimængder der skal tilføres via nedbør for at løsrive et kg sediment for forskellige kornstørrelser.

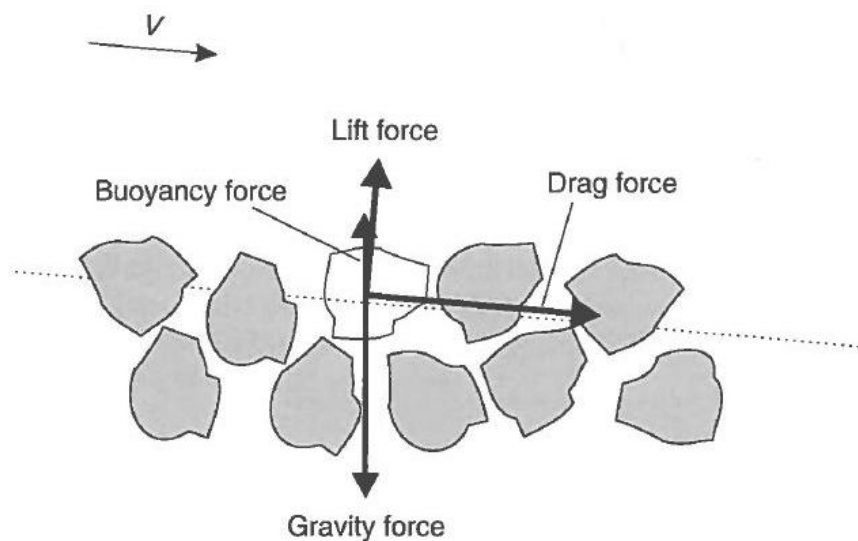


Figur 2.8 Viser den kinetiske energi der skal tilføres jorden for, at løsrive et kg sediment. Der skal således tilføres mere energi til lerpartiklerne eftersom de kohæsive kræfter binder dem hårdt sammen. Der skal også relative store energimængder til at løsrive de større sandpartikler grundet deres større masse. De partikler der nemmest løsrives er således silt og finsand, som er defineret som partikelstørrelser mellem hhv. 0,002 - 0,02 og 0,02 - 0,2 mm i ISSS, mens partikelstørrelserne i USDA er hhv. 0,002 - 0,05 og 0,05 - 0,25 mm (Morgan, 1995).

De jordpartikler, som ved nedslaget frigøres vil efterfølgende kunne aflejres på overfladen og på den måde overlejre den oprindelige overflade. Dette nye lag vil ligeså vel som det oprindelige, være udsat for nedbør og partiklerne, vil således kunne blive frigjort på ny. Grunden til at skelne mellem en frigørelse og en 'genfrigørelse' er at sammenhængskraften er forskellig. Jordpartiklerne i det oprindelige lag vil ofte have haft tid til at opbygge nogle kohæsive kræfter som holder partiklerne sammen, hvilket gør det sværere at frigøre dem. Disse kræfter er ikke på samme måde til stede i et lag af allerede frigjorte partikler, hvorfor dette lag har nemmere ved at blive eroderet. Som det også ses på Figur 2.7 er det materiale som aflejres, grovere end det oprindelige lag. Denne forskel aftager med tiden, hvorved laget vil være ens med det oprindelige. Inden dette sker vil det materiale som bortroderes fra overfladen generelt være af finere karakter end materialet i det oprindelige lag. Hvis dette perspektiveres til fosforproblematikken kan dette være et problem da fosforen netop er knyttet til især finere partikler som ler (Morgan, 1995), (Rose, 1993). Terrænets hældning spiller også her en rolle. Således kan den erosion, som skabes af regndråber være den eneste kilde til frigørelse og omflytning af jordpartikler på plane overflader (Morgan, 1995).

Frigørelse ved overfladeafstrømning

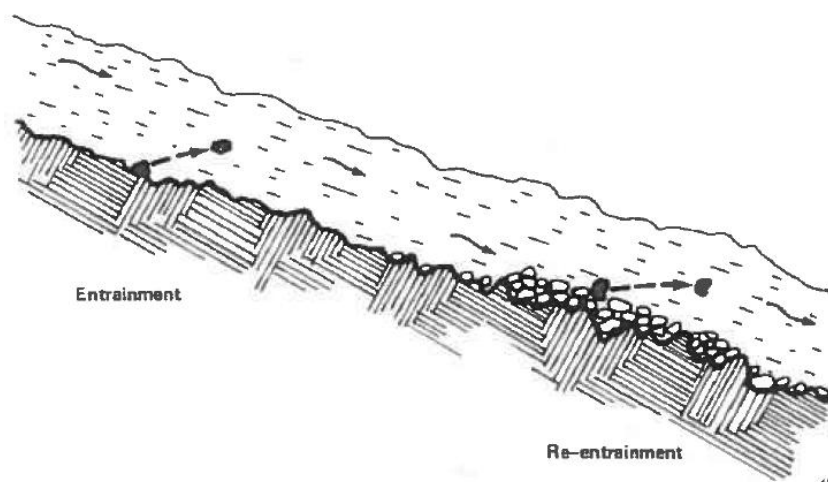
Overfladeafstrømning forekommer når lagringen af vand i fordybninger eller i jordmatricen er fyldt op eller når nedbørsintensiteten overstiger jordens infiltrationsrate. Frigørelsen af partikler forekommer når den energi, som overfladeafstrømningen påvirker jorden med overstiger den energi, der holder jordens partikler tilbage, se Figur 2.9 nedenfor (Morgan, 1995).



Figur 2.9 Viser de stabiliserende kræfter (tyngdekraften) og de destabiliserende kræfter (trækkraften og de opadrettede kræfter, som vandet påvirker partiklerne med). Hvad der ikke fremgår af figuren er de kohæsive kræfter som også virker stabiliserende. (Chanson, 2004)

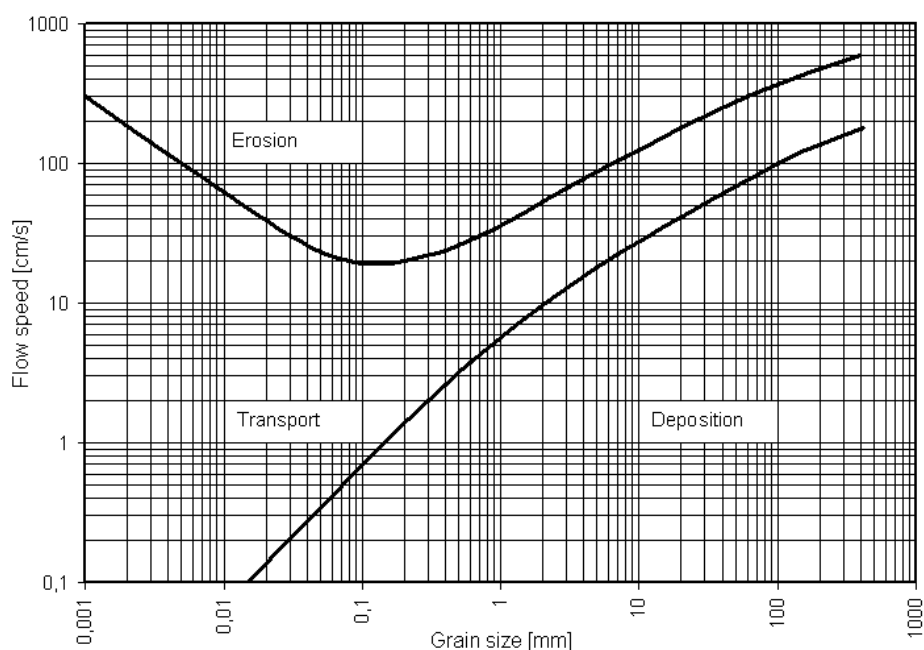
Strømmende vand påvirker jordens partikler med en kraft, som grundlæggende er afhængig af terrænets hældning og vandets strømningshastighed der igen er afhængig af nedbørsmængden. Simpelt formuleret opstår der en forskydningsspænding mellem jordoverfladen og vandet der strømmer over den. I en ligevægtssituation vil den spænding, som påvirker opstrøms være modsatrettet og ens med den som skabes af vandets vægt mod overfladen. Når den kraft, der tilføres af vandet (destabiliserende kræfter) overstiger de kræfter som holder jordens partikler sammen (stabiliserende kræfter) sker der en frigørelse af partiklerne. En af de destabiliserende kræfter er trækkraften, der får partiklen til i første omgang at trille henover jordoverfladen. Partiklens rotation i samme retning som vandbevægelsen betyder, at vandets hastighed på oversiden af partiklen bliver større end på undersiden, da den her roterer i den modsatte retning af vandbevægelsen. Det betyder, at der opstår en trykforskel mellem top og bund af partiklen, med det laveste tryk på oversiden af partiklen. Denne trykforskel udgør den destabiliserende kraft i opadgående retning, som kan bevirke at partiklen kommer i suspension, hvis den overkommer de stabiliserende kræfter, se Figur 2.9 ovenfor (Morgan, 1995).

Ligesom ved frigørelse ved nedbør ændres her også på overfladens beskaffenhed. Og her er især den overlejring af den oprindelige overflade af frigjorte partikler vigtig, da de kræfter der får partiklerne til at hænge sammen er svækket noget som sker endnu hurtigere ved frigørelse ved overfladeafstrømning end ved nedbør. Da dette nye lag har en ringere evne til at modstå de destabiliserende kræfter end den oprindelige overflade, vil der også her ske en genfrigørelse af partikler, se Figur 2.10 (Rose, 1993).



Figur 2.10 Konceptet i frigørelse og genfrigørelse ifm. overfladeafstrømning (Rose, 1993).

Den kraftpåvirkning, som overfladeafstrømningen påvirker jordoverfladen med, kan udtrykkes som en forskydningshastighed. Forskydningshastighed kan anvendes som et mål for partiklers løsrivelse fra overfladen som en funktion af partikelstørrelsen, se Figur 2.11.



Figur 2.11 Hjulströms diagram viser hhv. erosions, transport og aflejringshastigheder som en funktion af partikelstørrelse. Efter (Hjulström, 1939).

Jævnfør Figur 2.11 stiger den kritiske forskydningshastighed for partikler større end 0,1-0,2 mm med partikelstørrelsen ligesom den stiger med faldende partikelstørrelse. For de større partikler som, for eksempel sandpartiklerne stiger den kritiske forskydningshastighed eftersom partiklerne bliver tungere og dermed sværere at transportere. For de mindre ler og siltpartikler stiger den kritiske forskydningshastighed med faldende partikeldiameter grundet, at disse partikler er stærkt bundet af kohæsive kræfter.

Frigørelsen af partikler fra jordbunden er ikke blot en funktion af nedbør og jordbundssammensætning men et samspil af flere faktorer. Udover nedbør og jordbund, er vegetation, dyrkningspraksis samt topografi enten forstærkende eller begrænsende faktorer for jordtabet (Morgan, 1995).

En stigende hældning betyder en stigning i sediment der løsrives og transporteres. De jordpartikler der løsrives vil således nemmere blive transporteret nedad på grund af tyngdekraften og trækraften mens en stigende hældning vil betyde en højere hastighed for overfladeafstrømningen, hvorved jordbunden påvirkes af en højere kraftpåvirkning.

Vegetation fungerer som et beskyttende lag af jordbunden. Vegetation har betydning for, hvor stor en andel af nedbøren der vil nå ned til jorden. Vegetation som træer, buske og græs vil absorbere en del af den nedbør der kommer og vil således også begrænse den energi som regnen påvirker jordbunden med. Vegetation vil også betyde at jordbunden bliver forsynet med et rodnet der er med til, at stabilisere jorden og begrænse jordtabet. Vegetationens beskyttende effekt ændres i forhold til arealanvendelse (rum) og tidspunktet (tid) på året, hvilket har stor betydning for erosionens omfang. Højden og tætheden af vegetationen er vigtig i forhold til begrænsningen af nedbørens energimængde. En høj vegetation som for eksempel en løvskov kan opsamle relativt store mængder nedbør, som kan samle sig i større dråber, som senere kan falde ned på skovbunden og derved opbygge en stor kinetiske energi.

Landbrugspraksis har den betydning, at der er forskel på hvilke afgrøder der dyrkes. Nogle afgrøder er fyldige og afbøder for meget af den nedbør der falder. Nogle afgrøder står tæt sammen andre med mere afstand, ligesom der også er forskel på det rodnet de forskellige afgrøder forsyner jorden med. Jordbearbejdning som for eksempel pløjeretningen har betydning for hvor ru overfladen bliver og dermed også hvor godt vandet afstrømmer over terrænet.

2.3.2. Transport

Partiklerne transporteres fra deres udgangspunkt på to måder. Ved nedslag af regndråber flyttes partiklerne enten ved at blive kastet til side eller opslemmet i de mindre dråber som reflekteres bort fra nedslagsstedet. Denne transport er lokal, og er den transportform som flytter partikler på overflader med meget lille hældning. I forbindelse med overfladeafstrømning sker der en mere omfattende transport. Ved løsrivelsen bliver sediment sat i bevægelse og transporteret enten som en bevægelse henover jordbunden eller i suspension. Større partikler vil typisk blive transporteret henover overfladen mens mindre partikler vil komme i suspension. Mængden af sediment der transporteres er dels afhængig af mængden der bliver løsrevet og afstrømningens kapacitet. Hvis mængden der frigøres er mindre end den potentielle transportkapacitet siges det at erosionen er begrænset af frigørelse og omvendt kan erosionen være begrænset af transportkapaciteten. Hvis transporten er den begrænsende faktor, vil en eventuel tilførsel af mere sediment blot resultere i en øget aflejring. Sedimentkoncentrationen i vandet vil, hurtigt stabiliseres ved den øvre grænse for den konkrete transportkapacitet (Morgan, 1995), (Rose, 1993).

2.3.3. Aflejring

Ligesom med transporten af partikler er aflejringshastigheden proportional med partikelstørrelsen, hvor de største partikler har en højere aflejringshastighed. Mindre partikler vil således kunne blive transporteret længere med en relativt lav strømningshastighed.

Terrænhældningens påvirkning af strømningshastigheden betyder at der kan opstå en opdeling af hvilke partikelstørrelser der forekommer forskellige steder i terrænet. Således vil der ofte være en større andel af grovere sediment på et hældende terræn, grundet at det finere sediment er blevet aflejret på det flade terræn. Aflejringens størrelse er samtidig afhængig af transportkapaciteten som nævnt ovenfor.

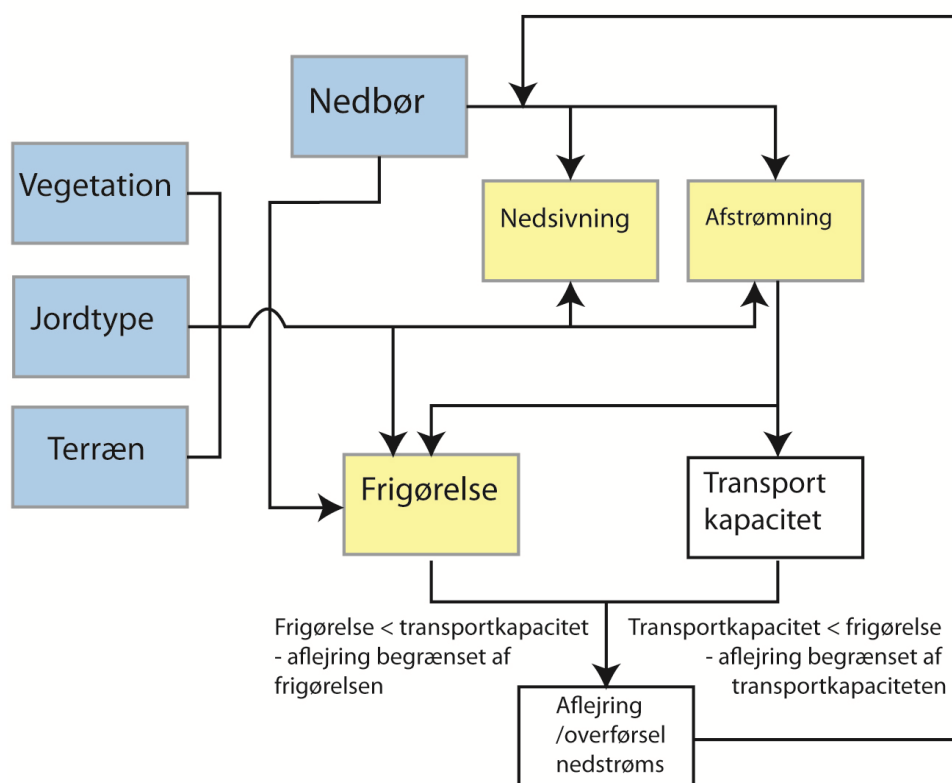
2.4. Konceptuel modelforståelse

Jævnfør ovenstående kan en erosionsproces forstås som en trefaset proces, der starter med en frigørelse af sediment enten ved nedbør eller overfladeafstrømning. Det løse sediment transporteres hovedsageligt med overfladeafstrømningen, hvorefter det aflejres nedstrøms, typisk i afløbsløse lavninger, søer eller vandløb.

Den konceptuelle modelforståelse af en erosionsproces tager udgangspunkt i den trefasede proces og er vist på Figur 2.12. Til forskel fra den simple modelforståelse, som er vist på Figur 2.5 indeholder denne modelforståelse de processer og faktorer, der er beskrevet i det ovenstående.

Figur 2.5 adskiller sig derudover ved at der her er tale om en iterativ proces. Modellen skal således ses som et led i et større system hvor de enkelte led påvirker hinanden nedstrøms i systemet. Nedbør bidrager med en frigørelse af sediment, enten som nedbørserosion eller som overfladeafstrømning. Frigørelsen af sediment er derudover afhængig af lokale faktorer som vegetation, jordtype og terræn. Den frigørelse af sediment der sker holdes herefter op mod evnen til at transportere sedimentet nedstrøms, hvilket resulter i, at en vandmængde indeholdende sediment transporteres fra et led til det næste i systemet. Det næste led vil således opleve et større input af vand end det som kommer via nedbøren.

Fordelen ved at anskue erosionen på denne måde er at den lægger op til den arbejdsmetode der er valgt. I et GIS miljø kan erosionen i hver enkelt celle således lægges sammen i afstrømningsretningen og en akkumulering vil derpå kunne beskrives. Erosionen fra en vilkårlig celle, med undtagelse af den første, vil således kunne beskrives som den afstrømning som flyder til cellen plus det som cellen selv genererer. I modellen beskriver de blå kasser i Figur 2.12 inputfaktorer, som er de faktorer, der enten driver, forstærker eller begrænser jordtabet. De gule kasser udgør de processer som har betydning for erosionen.



Figur 2.12 Konceptuel model af en erosionsproces - Efter (Meyer & Wischmeier, 1969).

3

RUSLE-BASERET MODELUDVIKLING

RUSLE er valgt ud fra flere betragtninger af, hvordan forskellige modeller vil kunne opfylde de målsætninger, der er stillet op i indledningen og i problemformuleringen. Den for formålet, vigtigste udvælgelsesparameter er, at modellen skal kunne eksekveres i et GIS-miljø, nærmere bestemt ArcGIS for Desktop. Som beskrevet tidligere kan erosionsmodellerne overordnet set deles op i to kategorier, de empiriske og de fysisk/procesbaserede modeller (Morgan, 2005). Mange af de fysisk/procesbaserede modeller anvender særskilte hydrologiske modeller, som DHI's Mike Flood eller MIKE Urban til at modellere områdets hydrologi, hvorpå der kobles en erosionsmodel. Således vil en del fysisk/procesbaserede modeller, som EUROSEM, ikke kunne komme i betragtning, hvorfor der vælges en empirisk model. Skala er en anden vigtig udvælgelsesparameter. I tilgangen til problemet tages de overvejelser Naturstyrelsen har gjort i deres arbejdsprogram for vandområdeplanerne i betragtning. Her fremgår det, at modeller for oplandsniveau er ønskelige. Derfor udelukkes modeller, som ikke fungerer på dette niveau. Af de resterende modeller vælges derfor RUSLE. Det er en model som har været bredt anvendt inden for erosionsmodellering i mange år, som løbende er blevet opdateret og er tidligere anvendt i forbindelse med GIS på oplandsniveau (Desmet & Govers, 1996), (Kinnell, 2014), (Zhang, et al., 2013). Den er udviklet i USA men har derudover tidligere været anvendt for Danmark, hvilket betyder at den til forskel fra for eksempel SLEMSA-modellen (Morgan, 2005), kan anvendes i et dansk klima. Valget af RUSLE-modellen giver nogle restriktioner i forhold til resultater. Den er ikke anvendelig til at beregne erosionen for enkelte nedbørshændelser, så selvom data kunne anvendes på en så fin tidsskala er der valgt at anvende modellen på en grovere tidsskala for at få bedre resultater.

3.1. RUSLE-modellen

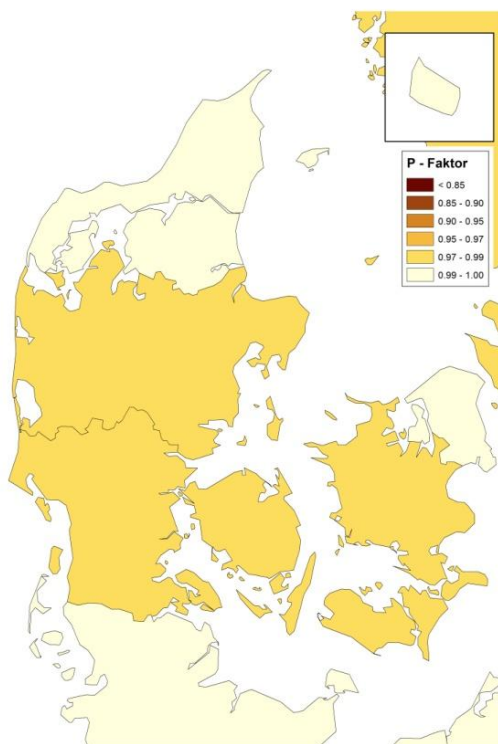
RUSLE er en forkortelse af Revised Universal Soil Loss Equation. Som navnet antyder dækker modellen over en ligning, som på baggrund af seks faktorer estimerer den gennemsnitlige årlige erosion(A) [ton ha⁻¹] fra et område, se ligning 2 (Wischmeier & Smith, 1978), (Morgan, 2005).

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad (2)$$

De seks faktorer kan opdeles i to grupper, R og K som har enheder, som dikterer enheden for A . Faktorerne L , S , C og P er enhedsløse og fungerer som en slags skalar som, hvis erosionen ses som en vektor, skalerer erosionen i forhold til de lokale forhold i beregningspunktet. R Faktoren er 'nedbørs og overfladeafstrømnings erosivitetsindeks' og beskriver dels nedbørsmængden, dels intensiteten. Det er den faktor som leverer energien og dermed driver erosionen i modellen. Enheden for R er [MJ mm ha⁻¹ h⁻¹]. K er jordens 'erodibilitetsindeks' og beskriver, hvor meget jord der eroderes for hver enhed af R . Enheden for K er [ton ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹]. Ligningen er amerikansk og tager udgangspunkt i nogle forsøg på en eksperimental mark der var ca. 22 m lang, braklagt og havde en hældning på fem grader. Derudover var den pløjet på tværs af konturerne. L er hældningslængden og S er hældningen i grader eller procent. De to faktorer ses

ofte kombineret til én faktor LS, som antager værdien 1 under de vilkår, som er tilstede på forsøgsmarken. LS, C og P Faktorerne fungerer hver især som en ratio, hvor den lokale variation relateres til forsøgsmarken. LS Faktoren er den faktor som bidrager med information om den lokale topografi i ligning 2. C Faktoren bidrager med information om vegetationen og beskriver erosionsmængden under de konkrete vegetationsforhold til forsøgsmarken. Eftersom vegetationens tilstand varierer i forhold til årstiden, er denne faktor et gennemsnit af de forskellige tilstande over året. P Faktoren er et udtryk for en erosionskontrollerende dyrkningspraksis.

P Faktoren er i dette projekt sat til 1 for hele undersøgelsesområdet. Dette er gjort af flere årsager. Et europæisk studie af RUSLE (Panagos, et al., 2015) har lavet en kortlægning af P Faktoren i EU, hvor P Faktoren i hele Nordjylland er estimeret til 0,99 - 1,0, se Figur 3.1. RUSLE er en amerikansk model, hvor forskelle i landbrugspraksis er mere markante end de ville være i Danmark. Her kan en dyrkningspraksis være, at lave terrasser i særligt stejle terræner (terracing) eller pløje på langs af højdekurverne (contouring). En registrering af hvilken type dyrkningspraksis der foretages ville desuden være særdeles tidskrævende, hvorved resultatet måske ville være af begrænset betydning da terrænhældningerne i Danmark er relativt beskedne i forhold til andre lande (Renard, et al., 1997).



Figur 3.1 Viser P Faktoren for Danmark (Panagos, et al., 2015).

3.1.1. Den anvendte tilgang til RUSLE-ligningen

RUSLE producerer som nævnt et estimat af det gennemsnitlige årlige jordtab. Det betyder, at resultatet skal ses som et kvalificeret estimat og ikke som et udtryk for en præcis beregning. Det er multiplikationen af seks faktorer ikke nøjagtig nok til. Konsekvensen bliver, at der vil være

en forskel mellem modellens resultat og en eventuel feltmåling. I dette lys tilføjes et led ε til ligning 2, som udtrykker netop denne usikkerhed, forskellen mellem det modellerede jordtab og det reelle jordtab, se ligning 3.

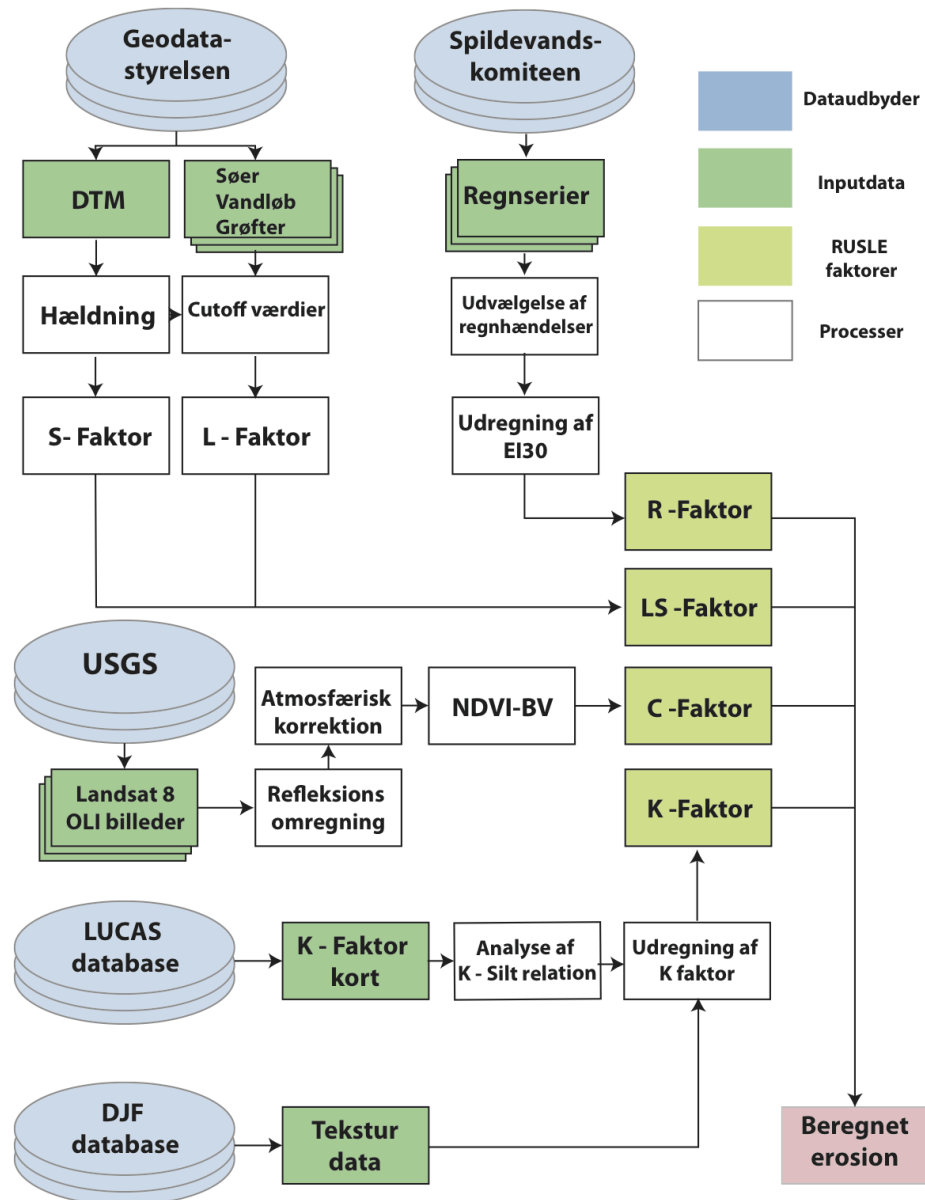
$$A = R \times K \times LS \times C \times P + \varepsilon \quad (3)$$

ε vil således være et produkt af de fejl der bevidst eller ubevidst introduceres i de seks faktorer som udgør *RUSLE*.

De fejl som introduceres undervejs er svære at kvantificere, hvorfor de i rapporten blot diskuteres og deres betydning for resultatet vurderes kvalitativt.

I det følgende vil de seks faktorer blive præsenteret. Derefter vil den metode der er anvendt til bestemmelse af faktorerne blive gennemgået og resultatet for hver faktor vil blive præsenteret. Afslutningsvis opsummeres kapitlet gennem en sammenlægning og præsentation af det gennemsnitlige årlige jordtab.

Implementeringen af *RUSLE* i dette projekt er vist i den konceptuelle model på Figur 3.2. Figuren viser dataudbyderen for de forskellige grunddata, samt de processer der indgår i udregningen af de enkelte faktorer i *RUSLE*, hvor produktet af disse faktorer tilsammen udgør det samlede jordtab.



Figur 3.2 Viser tilgangen til implementeringen af RUSLE i et GIS.

3.2. R Faktor

Den energi som driver erosionen tilføres af nedbør, og beskrives i RUSLE ved R Faktoren. For at udregne R Faktoren udregnes EI_{30} . EI_{30} for en given nedbørshændelse er et produkt af den totale kinetiske energi og den maksimale 30 min intensitet. R Faktoren er et udtryk for den gennemsnitlige EI_{30} over en årrække på minimum 20 år (Renard & Freimund, 1994), (Wischmeier & Smith, 1978) (Morgan, 2005).

Den totale kinetiske energi (E) i EI_{30} for en nedbørshændelse er et udtryk for en summering af et produkt af mængden af nedbør og intensiteten for hvert minut i en nedbørshændelse, se ligning 5 og 6. I_{30} er den maksimale intensitet over en periode på 30 min i hver nedbørshændelse. EI_{30} er således et udtryk, der beskriver den tilførte energi som en kombination af

overfladeafstrømning og løsrivelse af partikler ved hjælp af nedbør (Renard, et al., 1997). Ifølge teorien er overfladeafstrømning forårsaget af mængden af nedbør mens løsrivelsen af partikler stiger med intensitet, eftersom regndråbernes størrelse og hastighed stiger med intensiteten og dermed også den overførte energi til jordens partikler (Morgan, 2005).

Som nævnt er R Faktoren den gennemsnitlige EI_{30} over en årrække på minimum 20 år. I dette tilfælde er valgt en 10 års periode¹. Dette har været en afvejning af, at få tilstrækkeligt mange målere for en rimelig årrække. Alternativt kunne der udregnes en R Faktor baseret på en 20 års periode med et begrænset antal stationer, hvorved R Faktoren kun kunne beregnes for en begrænset del af landet.

Eftersom erosion både er forårsaget af nedbørsmængden og nedbørens intensitet er der opstillet en række kriterier for hvilke nedbørshændelser, der skal tages med i udregningen af R Faktoren. Nedbørshændelser tages med i beregningen, hvis de opfylder en af de tre nedenstående kriterier:

- Den samlede nedbørsmængde overstiger 0,5 inch, svarende til 12,7 mm
- Nedbørshændelsen har en maksimal 15 min intensitet på minimum 25,4 mm h⁻¹, svarende til 6,35 mm på 15 minutter
- En regnhændelse med en nedbørsmængde på mindre end 1,27 mm over en periode på 6 timer bliver inddelt i to forskellige regnhændelser

(Renard, et al., 1997), (Meusburger, 2012)

I dette projekt er det sidste punkt ikke taget med i udregningen af R Faktoren eftersom det nedbørsdata, som anvendes allerede er inddelt i regnhændelser.

I punkt to er valgt en maksimal intensitet over 20 min svarende til 8,46 mm eftersom det passede bedre til det data, som var tilgængeligt. Denne afvigelse fra forskrifterne har tidligere været anvendt på lignende data i Schweiz (Meusburger, 2012).

Da sandsynligheden for at opleve en intensitet på 25,4 mm h⁻¹ over 15 min er større end over 20 min vil modellen derved underestimere R Faktorens reelle størrelse.

R Faktoren udregnes efter følgende ligning 4:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left(\sum_{k=1}^m (E)_k (I_{30})_k \right) \quad (4)$$

Hvor:

E	Er den totale kinetiske energi for hver nedbørshændelse k [MJ ha ⁻¹]
I_{30}	Er den maksimale 30 min intensitet [mm h ⁻¹]
m	Er antallet af nedbørshændelser det enkelte år
j	Er et indeksnummer for hvert år
n	Er antal år
R	R Faktoren [MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]

(Renard & Freimund, 1994)

¹ De to stationer (Svenstrup og Frejlev Syd), der repræsenterer undersøgelsesområdet er R Faktoren udregnet med data for hhv. 15 og 17 år.

Den totale kinetiske energi for hver nedbørshændelse udregnes ved hjælp af ligning 5:

$$E = \sum_{r=1}^m e_r \cdot \Delta V_r \quad (5)$$

Hvor:

E	Er den totale kinetiske energi for hver nedbørshændelse k [$MJ \text{ ha}^{-1}$]
e_r	Er den kinetiske energi [$MJ \text{ ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$]
ΔV_r	Er nedbørsmængden for det r' minut i nedbørshændelsen [mm]
m	Er antal minutter i en nedbørshændelse

(Renard & Freimund, 1994)

Den kinetiske energi e_r udregnes ved hjælp af ligning 6:

$$e_r = 0,29 \cdot (1 - 0,72 \exp^{-0,05 \cdot i_r}) \quad (6)$$

Hvor:

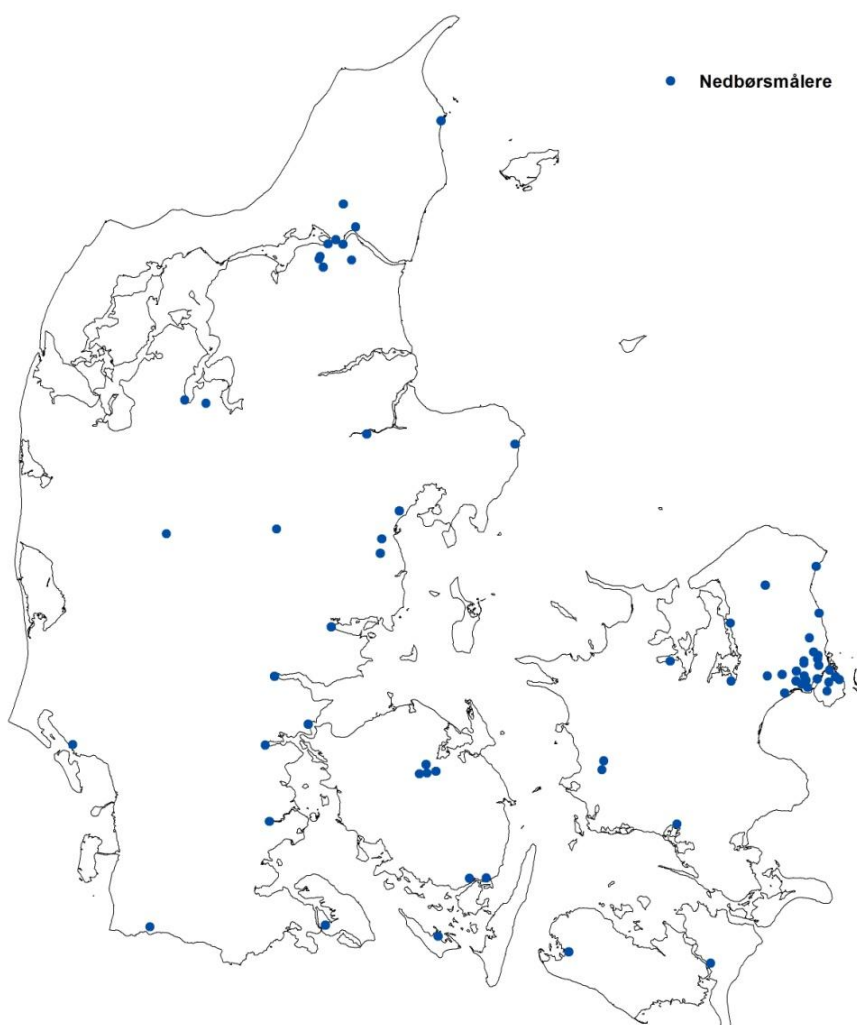
i_r	Er intensiteten for det r' minut [$mm \text{ h}^{-1}$]
-------	--

(Renard & Freimund, 1994)

3.2.1. Bearbejdning af nedbørsdata

R Faktoren er udregnet for 67 nedbørsmålere, fordelt over det meste af Danmark. De Målere der bruges er Spildevandskomiteens SVK-målere, se Figur 3.3. Da formålet med disse målere er at måle nedbøren i forhold til afledning af regnvand i kloaksystemer, betyder det at målerne er koncentreret omkring byerne. Dette betyder omvendt at målinger af nedbør i det åbne land er underrepræsenteret, hvilket er en svaghed ved brugen af disse data. Fordelen er dog lange kontinuerte regnserier med en høj tidslig opløsning. Nedbørsmålerne er administreret af DMI og registrerer nedbør for hvert minut.

De 67 stationer har alle data for tiårs-perioden 1/1-2005 - 31/12-2014. De 67 nedbørsmåleres fordeling ses på Figur 3.3 nedenfor.



Figur 3.3 Viser nedbørsmålernes placering i Danmark.

Nedbørsdata fra hver station er fordelt på to tekstfiler - et udpluk af de to filer ses i Tabel 3.1 og Tabel 3.2 nedenfor. Tabel 3.1 viser intensiteten i $\mu\text{m s}^{-1}$ for hvert minut i hver nedbørshændelse. Hver nedbørshændelse er adskilt af et 0 i tredje kolonne. Tabel 3.2 viser max-intensiteterne i $\mu\text{m s}^{-1}$ for hver nedbørshændelse - heriblandt den maksimale 30 min intensitet samt længden på hændelsen i min og den samlede mængde nedbør i mm.

Tabel 3.1 Viser et udpluk fra den ene fil, der viser nedbørsintensiteter [$\mu\text{m s}^{-1}$] for hvert minut i nedbørshændelsen. Hver nedbørshændelse er separeret af et 0 i tredje kolonne.

YYYYMMDD HH:MM	$\mu\text{m/s}$
2005-01-09 00:45:00	0
2005-01-09 00:46:00	3.333
2005-01-09 00:47:00	0.833
2005-01-09 00:48:00	0.833
2005-01-09 00:49:00	0.833
2005-01-09 00:50:00	0.833
2005-01-09 03:06:00	0
2005-01-09 03:07:00	3.333
2005-01-09 03:08:00	0.476
2005-01-09 03:09:00	0.476
2005-01-09 03:10:00	0.476
2005-01-09 03:11:00	0.476
2005-01-09 03:12:00	0.476
2005-01-09 03:13:00	0.476
2005-01-09 03:14:00	0.476

Tabel 3.2 viser max-intensiteterne [mm h^{-1}] for 1, 5, 10, 20, min etc. for de to nedbørshændelser i Tabel 3.1 ovenfor. De sidste to kolonner viser hhv. nedbørshændelsens længde i minutter og nedbørshændelsens samlede nedbørsmængde i mm.

YYYYMMDD HH:MM	1	5	10	20	30	60	180	360	720	1440	DUR	DEP
20050109 00:45	3.33	1.33	0.67	0.33	0.22	0.11	0.04	0.02	0.01	0.00	5	0.4
20050109 03:06	3.33	1.05	0.67	0.33	0.22	0.11	0.04	0.02	0.01	0.00	8	0.4

Udregningen af R Faktoren er foretaget i PyScripter, som gør det muligt at samle de to tekstfiler på baggrund af regnhændelse og samtidig foretage udregningerne fra formlerne ovenfor. Et programmeringssprog som Python har den fordel, at det læser et script linje for linje og kan foretage nogle tidskrævende operationer på kort tid. Det er således muligt at opstille regler for hvordan data i tekstfiler skal udregnes og derefter iterere over store datamængder og foretage de samme udregninger som en automatiseret proces, hvorved R Faktoren udregnes på præcis den samme måde hver gang. Det fulde script er vedlagt i Bilag I.

Der er omkring 2000 nedbørshændelser for hver nedbørsstation. For hvert minut i hver nedbørshændelse skal der foretages en udregning af intensiteten og den kinetiske energi, e_r , for hvert minut. Herefter skal den totale kinetiske energi (E), udregnes for hver nedbørshændelse, se ligning 5. Den totale kinetiske energi skal efterfølgende ganges med den maksimale 30 min intensitet (I_{30}), hvilket bliver til EI_{30} , se ligning 4. Udregningen af EI_{30} for en enkelt nedbørshændelse er vist i Tabel 3.3 og Tabel 3.4.

3. RUSLE-baseret Modeludvikling

Tabel 3.3 Nedbørstabellen (Tabel 3.1) i sin rå form indeholder kun dato, tid samt intensitet i $\mu\text{m s}^{-1}$. Intensiteten omregnes til mm h^{-1} . Den kinetiske energi, e_r , udregnes ud fra intensiteten vha. ligning 6 og Total KE for hvert minut udregnes som et produkt af e_r og nedbørsmængden det pågældende minut, ligning 5. Kolonnen, Akkumuleret Total KE er en løbende sum af kolonnen Total KE, hvilket betyder at den sidste linje i tabellen er E i ligning 5.

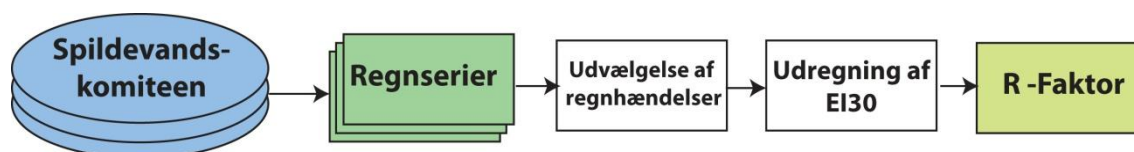
Nedbørshændelse	Dato	tid	$\mu\text{m s}^{-1}$	mm h^{-1}	e_r	Total KE	mm nedbør	Akkumuleret Total KE
1835	25-07-2013	14:58:00	0,00	0,00	0,081	0,000	0,00	0,000
1835	25-07-2013	14:59:00	3,33	12,00	0,175	0,035	0,20	0,035
1835	25-07-2013	15:00:00	0,83	3,00	0,110	0,006	0,05	0,041
1835	25-07-2013	15:01:00	0,83	3,00	0,110	0,006	0,05	0,046
1835	25-07-2013	15:02:00	0,83	3,00	0,110	0,006	0,05	0,052
1835	25-07-2013	15:03:00	4,17	15,00	0,191	0,048	0,25	0,099
1835	25-07-2013	15:04:00	10,00	36,00	0,255	0,153	0,60	0,253
1835	25-07-2013	15:05:00	10,00	36,00	0,255	0,153	0,60	0,406
1835	25-07-2013	15:06:00	13,33	48,00	0,271	0,217	0,80	0,623
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
1835	25-07-2013	15:32:00	3,33	12,00	0,175	0,035	0,20	7,717

I scriptet udvælges den sidste linje for hver nedbørshændelse, som skrives til en ny tekstfil. Denne tekstfil joines derefter med den tekstfil, der indeholder max-intensiteter over blandt andet 30 minutter, se Tabel 3.2. Tabel 3.4 nedenfor viser den joinede tekstfil, dog er der udeladt mindre vigtige kolonner grundet pladsmangel. De nedbørshændelser der ikke opfyldte de ovennævnte kriterier blev efterfølgende sorteret fra og er derfor ikke med i udregningen af R Faktoren.

Tabel 3.4 viser de joinede tekstfiler, hvor den gule del indeholder data fra den sidste linje fra Tabel 3.3. Den blå del indeholder data fra den tekstfil der indeholder de maksimale intensiteter for blandt andet 20 og 30 minutter. Derudover er EI30 udregnet for nedbørshændelsen. Udregningen af EI30 er et produkt af Akkumuleret Total KE og Max 30 min intensitet, hvor der i udregningen tages højde for omregningen fra $\mu\text{m sek}^{-1}$ til mm h^{-1} i Max 30 min intensitet.

Nedbørs-hændelse	Dato	$\mu\text{m s}^{-1}$	mm h^{-1}	Akkumuleret Total KE	Max10 min intensitet $\mu\text{m s}^{-1}$	Max20 min intensitet $\mu\text{m s}^{-1}$	Max 30 min intensitet $\mu\text{m s}^{-1}$	Samlet nedbørsmængde mm	EI30 MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
1835	25-07-2013	3,33	12,00	7,717	23,33	19	15,47	28	429,8

Denne procedure skal foretages for hver nedbørshændelse, for hvert år. Den gennemsnitlige EI₃₀ over en tiårsperiode udregnes, hvilket er R Faktoren for en given nedbørsstation. Denne procedure skal foretages for alle 67 nedbørsstationer for, at der kan laves et interpoleret kort over R Faktoren i Danmark. Udover en udregning af den gennemsnitlige R Faktor på årsbasis er der også foretaget en udregning af den gennemsnitlige EI₃₀ for hver måned, se Figur 3.6. Figur 3.4 nedenfor viser den konceptuelle fremgangsmåde for udregningen af R Faktoren.



Figur 3.4 Viser den konceptuelle tilgang til beregning af R Faktoren.

3.2.2. Kortlægning af R Faktoren

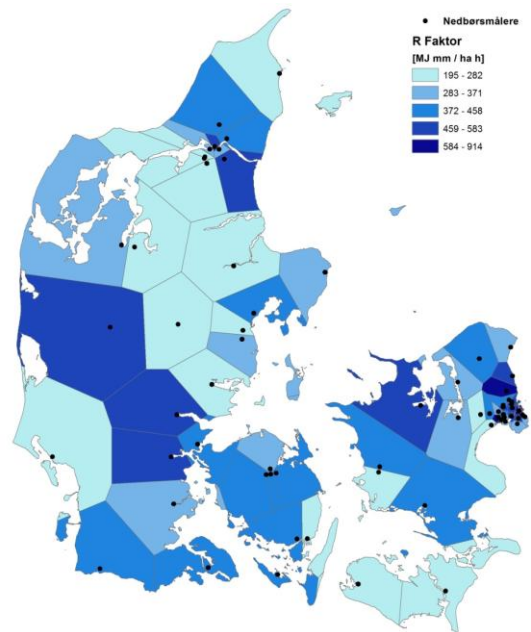
Ved en kortlægning af en kontinuert helhed som for eksempel nedbør, tages der udgangspunkt i en række samplingspunkter, hvorved værdierne af disse anvendes til at bestemme værdier for ukendte områder imellem observationerne. Til dette foretages en rumlig interpolation. Der findes flere forskellige former for rumlig interpolation. Fælles for dem alle er, at afstand spiller en afgørende rolle i estimeringen af værdierne mellem punkterne. Interpolationsmetoderne tager på den måde udgangspunkt i Waldo Tobler's første lov som lyder:

"Everything is related to everything else, but near things are more related than distant things" (Longley, et al., 2011).

Ud fra denne antagelse vil estimatet for en årlig middelnedbør for en given lokalitet være mere lig de målte observationer der ligger tæt på end de observationer længere væk. Antagelsen sætter således også sine begrænsninger for, hvornår det lader sig gøre at foretage en interpolation ud fra punktobservationer. Forudsætningen for at interpolere, er en høj grad af samvariation af observerede værdier tæt på hinanden. På den måde giver det udelukkende mening, at interpolere på kontinuerede fænomener som for eksempel årlig middelnedbør, hvor der forekommer en relativ begrænset variation i værdier over korte afstande (Longley, et al., 2011), (Balstrøm, et al., 2010).

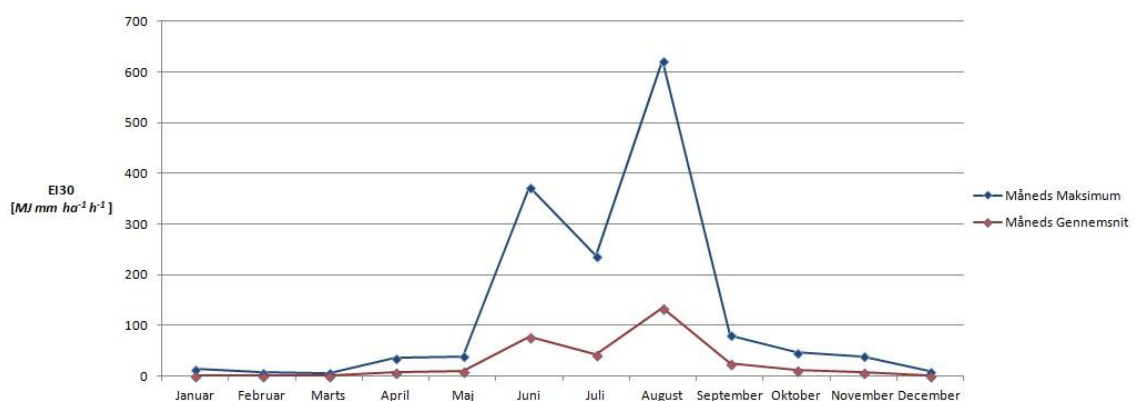
Det data, der er genereret ud fra de 67 nedbørsmålere viser imidlertid ikke tegn på kontinuitet. Som det ses på Figur 3.5 er der nogle markante forskelle i R Faktorværdier over meget korte afstande. Det punktdata for R Faktoren udgør således ikke en kontinuert helhed, hvorfor det ikke vil give mening at foretage en klassisk interpolation, som for eksempel Kriging, med en kontinuert variation af R Faktorværdier over hele landet. Selvom R Faktoren er udregnet på baggrund af nedbørsdata, der som beskrevet ovenfor, forventes, at være kontinuerede data udviser R Faktoren for de 67 målestationer en grad af diskontinuitet. Dette skyldes, at R Faktoren er udregnet ud fra nedbørshændelser, som skal opfylde de førnævnte krav og at skybrudshændelser ofte opstår lokalt og med varierende intensiteter og nedbørsmængder. Derfor vil der på den baggrund opstå store lokale forskelle i R Faktoren, som langt hen ad vejen kan skyldes den rumlige variation i, hvor skybrudshændelser opstår (Ahrens, 2009).

Af samme årsag anvendes Thiessen-polygoner, som er en anden og mere simpel form for interpolation. Ved udregning af Thiessen-polygoner tildeles en celle værdien fra det nærmeste punkt. Ved en interpolation med Thiessen-polygoner vil der således opstå nogle meget skarpe skel for R Faktorens værdi. Dette ser ikke nær så pænt ud som for eksempel en Kriging interpolation, men det har sin fordel i at læseren ikke får en falsk opfattelse af en præcision der ikke er belæg for. I projektet er der blandt andet eksperimenteret med en Kriging interpolation af data men da usikkerheden var så stor, at vi med 99,9% sandsynlighed ikke kunne stole på resultatet blev metoden ikke anvendt.



Figur 3.5 Viser Thiessen-polygoner for R Faktorens værdi. Som det ses er der store forskelle på R Faktorens størrelse på punkter der ligger tæt på hinanden, f.eks. omkring Aalborg og København, hvor der er en relativ stor koncentration af nedbørsmålere.

R Faktoren er som beskrevet et gennemsnit af EI_{30} over en længere årrække. Den gennemsnitlige R Faktor siger således ikke noget om den tidlige variation af EI_{30} over året. EI_{30} -værdier bliver først registreret hvis nedbørshændelserne opfylder førnævnte krav til nedbørsmængde og intensitet over 20 minutter. Eftersom luften kan indeholde større mængder vanddamp ved højere temperaturer, er muligheden for større nedbørsmængder og intensiteter derfor størst i sommerhalvåret (Ahrens, 2009). Registreringen af EI_{30} sker derfor oftest i sommermånederne, se Figur 3.6. Nedbør og overfladeafstrømning udtrykt gennem R Faktoren giver således det største erosionspotentiale i sommermånederne, hvor der er de højeste temperaturer.



Figur 3.6 viser registreringen af EI_{30} over året. Dette er et gennemsnit for de to nedbørsmålere (Frejlev Syd og Svenstrup) der dækker undersøgelsesområdet. Data fra Frejlevmåleren er fra perioden 1998 - 2014 og data fra Svenstrupmåleren er fra perioden 2000 - 2014. De to målere har en gennemsnitlig årlig R Faktor på hhv. 342 og 298 $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1}$.

3.3. K Faktor

I beskrivelsen af R Faktoren, fremgår det at nedbøren tilfører jordoverfladen en mængde energi, hvilket resulterer i en frigørelse af jordpartikler. Partiklerne holdes imidlertid sammen af kræfter som beskrevet i kapitel 2. Jordbundens betydning for modelleringen. K Faktoren er således et mål for det jordtab der sker, for hver enhed af R Faktoren. Det vil sige hvor let frigøres jordpartiklerne når det regner (Renard, et al., 1997). Som det fremgår af kapitel 2. Jordbundens betydning for modelleringen, har lerpartiklerne store kohæsive kræfter, som mindsker frigørelsen. Sandpartikler har ingen kohæsive kræfter som holder dem fast, men en større masse som gør, at kraften som skal til for at frigøre dem er stor. Siltpartikler har som nævnt ingen kohæsive kræfter og ikke samme masse som sand hvilket gør dem sårbare overfor frigørelse. K Faktoren er en empirisk faktor som samler en række komplicerede effekter, som sammenspillet mellem afstrømning, infiltration og nedbørens påvirkning i et generaliseret udtryk. K Faktoren tager således udgangspunkt i en standardsituation, hvor en mark på 22,13 m og en hældning på 5 grader udsættes for forskellige nedbørshændelser. Den mængde materiale, som eroderes ved forskellige nedbørsmængder og intensiteter måles. Ved at variere jordsammensætning og nedbørsintensitet fås de relationer som K Faktoren baserer sig på (Renard, et al., 1997). Det årlige gennemsnit af jordens reaktion på nedbøren aggregeres over lang tid og giver den 'standard-erosionsmængde', som efterfølgende kan anvendes i RUSLE. K Faktoren påvirkes af C Faktoren, som beskriver vegetationen. Skellet mellem hvad der hører til K og C afgøres af tidsperioden. Således vil stubbe fra tidligere afgrøder, som er pløjet ned i jorden indgå i C Faktoren. Hvis disse stubbe derimod ligger i længere tid og omdannes til humus vil de falde under K Faktoren (Morgan, 2005), (Renard, et al., 1997).

3.3.1. Udregning af K Faktoren

I den beregning af K Faktoren som foretages her, tages der ikke højde for perioder med frost. Det betyder at K Faktoren bliver mindre end den burde være i disse perioder.

Til beregning af K Faktoren tages der udgangspunkt i en tilgang, som dog ikke er den mest præcise, men baseret på data som gør den mere generel og således anvendelig over det mest af Jorden (Renard, et al., 1997). Årsagen til dette valg er, at den ligning for K Faktoren som RUSLE baserer sig på kræver, at jordens tekstur er opgjort jævnfør USDA's klassifikationssystem, se Figur 2.2. Dette betyder at siltfraktionen, som er særlig vigtig, har en anden øvre grænse, 0,05 mm, til forskel fra grænsen på 0,02 mm i ISSS's klassifikationssystem. Hvis dette ignoreres vil den siltfraktion, som er input til ligningen være mindre end 'forventet' og sandfraktionen større, hvilket vil resultere i en forkert K Faktoreværdi. Den alternative ligning, se ligning 7, har ikke samme grad af nøjagtighed, men er blandt andet lavet til, at udregne en K Faktor for data, som ikke er klassificeret ud fra USDA.

Et alternativ til at udregne K Faktoren selv, vil være at anvende et LUCAS (Land Use/Cover Area frame Survey) K Faktor datasæt, som er tilgængeligt gennem den Europæiske jordportal. Dette datasæt er for Danmarks vedkommende baseret på 232 observationer, hvorudfra der er lavet en interpolation for hele Danmark. Da der, for Danmark, foreligger, over 40.000 teksturpunkter i Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultets (DJF) database er, det dette datasæt, der er valgt i kombination med den mindre nøjagtige ligning 7 for at undersøge, om der på den baggrund kan laves en mere nøjagtig interpolation for området og for Danmark (Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet, u.d.).

De danske data er fra det danske jordklassificeringskort lavet i 1975 og omfatter en teksturanalyse af jorden i de øverste 20 cm. Analysen blev foretaget af lokale jordbrugskonsulenter i samarbejde med folk fra Arealdatakontoret. I forbindelse med brugen af disse data til interpolation er der nogle problemer med data, som mindsker nøjagtigheden af operationen. Der er således ingen data for by- og skovområder, hvilket gør nøjagtigheden af K Faktorerne i disse områder lav (Greve, et al., 2007; vol. 7; nr.2).

For hver af punkterne i DJF's database udregnes en K Faktor gennem ligning 7 nedenfor.

$$K = 7,594 \times \left\{ 0,0034 + 0,0405 \times e^{\left[-\frac{1}{2} \times \left(\frac{\log(Dg) + 1,659}{0,7101} \right)^2 \right]} \right\} \quad (7)$$

Hvor:

Dg	Er det geometriske gennemsnit af partikeldiameteren [mm]
K	Jordens erodibilitet [ton ha h ha ⁻¹ MJ ⁻¹ mm ⁻¹]

Det geometriske gennemsnit² af partikeldiameteren udregnes ved hjælp af ligning 8 nedenfor.

$$Dg = e^{(0,01 \times \sum f_i \times \ln(m_i))} \quad (8)$$

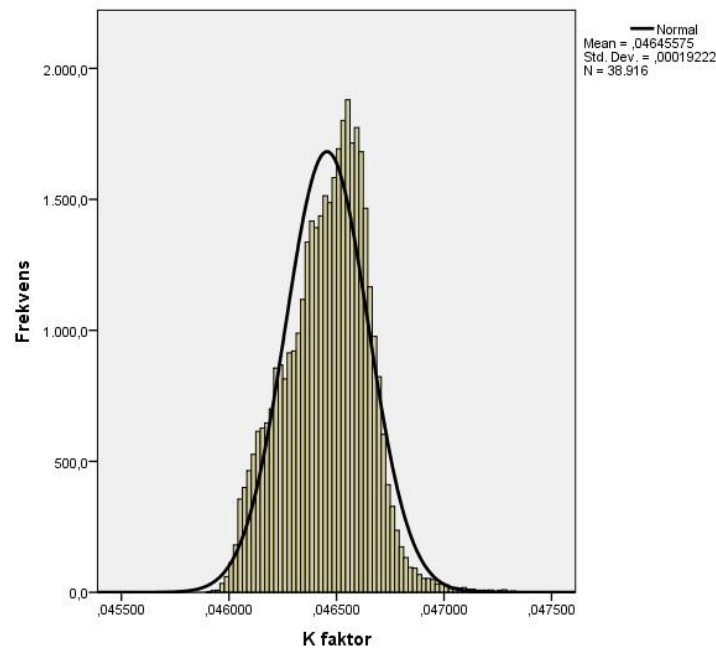
Hvor:

f _i	Er fraktionen i procent af den primære partikelstørrelse
m _i	Er den gennemsnitlige partikelstørrelse i fraktionen

(Renard, et al., 1997)

Efter at have anvendt ligning 7 til at beregne K Faktorer for Danmark undersøgtes resultatet, se Figur 3.7. Det ses, at udfaldsrummet er smalt med et interval på 0,0459 - 0,0473 ton ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹, et gennemsnit på 0,0465 ton ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹ og en standardafvigelse på 0,000192 ton ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹. Således falder værdierne ikke i det forventede interval ligesom, at den forventede spredning ikke synes at være tilstede. Herudover stemmer K og Dg værdierne ikke overens med de værdier der er lagt op til i undersøgelser, som ligger til grund for ligning 7 og 8 (Renard, et al., 1997). Dernæst undersøges hvorvidt ligning 7 vil give acceptable værdier ud fra det data, som er tilgængelig i LUCAS databasen. Dette er gjort, da der her er K værdier som resultaterne kan sammenlignes med. Værdierne i LUCAS er baseret på den ligning som RUSLE foreskriver som værende mest præcis (Renard, et al., 1997). Resultatet af den alternative ligning 7 ligger også her i et snævert interval, som hverken stemmer overens med de K værdier, de burde have eller har den spredning som der er i K værdierne for Europa. Derfor forkastes denne metode til beregning af K Faktoren.

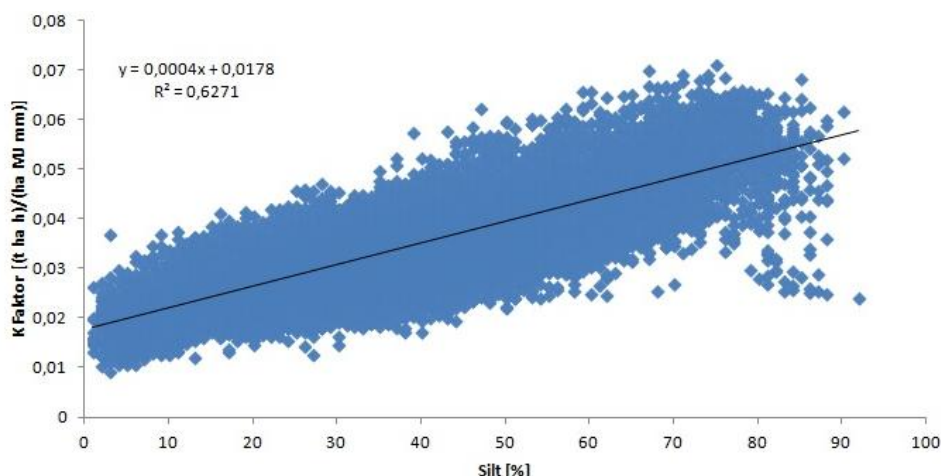
² Det geometriske gennemsnit for n antal positive tal er til forskel fra et almindeligt gennemsnit den n'te rod af tallenes produkt.



Figur 3.7 Viser spredningen af K Fakturværdier ved udregning af K Faktoren ved brug af den alternative metode i ligning 7 og 8 .

I kapitel 2. Jordbundens betydning for modelleringen beskrives hvordan forskellige teksturklasser har forskellig sammenhængskraft og således også har et forskelligt potentiale for at blive frigjort og eroderet. Den klasse som har lettest ved at blive frigjort er silt- og finsandfraktionen (Morgan, 1995). Finsand er ikke med i LUCAS databasen, hvorfor der udelukkende undersøges, om der er en sammenhæng mellem siltindholdet og K Faktoren.

Dette er gjort ved at plotte indholdet af silt for alle observationer i EU overfor den tilhørende K Faktor, se Figur 3.8. Det punktdata fra LUCAS, der ligger til grund for det interpolerede K Faktorkort indeholder ikke en K Faktor for hvert punkt, hvorfor det har været nødvendigt at udtrække K Fakturværdier til punktdatasættet fra det interpolerede kort. Alt efter hvilken interpolationsmetode der er anvendt, kan K Fakturværdierne i det interpolerede kort afvige fra det oprindelige data. Det må dog formodes at de interpolerede værdier tæt på de observerede punkter ikke afviger betydeligt eftersom en interpolation ofte er et vægtet gennemsnit af omkringliggende punkter.



Figur 3.8 Viser et plot af andelen af silt ift. K Faktoreværdier ud fra 19.396 teksturpunkter i Europa.

Det ses her, at der er en korrelation mellem de to faktorer med en R^2 på knap 0,63. Således øges K Faktoren, det vil sige at jorden lettere eroderes, i takt med at siltfraktionen bliver større, hvilket jævnfør teorien er som forventet.

Herefter udregnes en K Faktor for de danske teksturpunkter³, baseret på den lineære ligning givet ved korrelationen i Figur 3.8, se ligning 9.

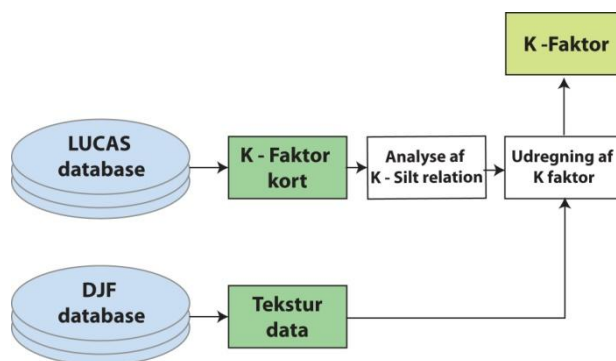
$$K = 0,0004 \times X + 0,0178 \quad (9)$$

De værdier som produceres er i $[\text{ton ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}]$ og ligger i intervallet 0,0178 - 0,0361, med et gennemsnit på 0,0217 $\text{ton ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ og en standardafvigelse på 0,0021. Umiddelbart virker værdierne og spredningen mere rimelig sammenlignet med de værdier som LUCAS opgiver for det danske område. Disse værdier anvendes som udgangspunkt for den efterfølgende interpolation.

Data i LUCAS databasen er opgjort ud fra USDAs klassificeringssystem (Panagos, et al., 2014), hvilket betyder at siltkategorien er bredere end ved ISSS. Det antages, at den tendens, som er fundet i LUCAS data, også gælder når siltfraktionen er opgjort jævnfør ISSS systemet. Dette er begrundet i, at det dels er den del af fraktionen med den største masse, som udelades og da der ikke er nogen kohæsive kræfter der holder partiklerne sammen er det også den fraktion, som vil have sværest ved at blive frigjort, som udelades. Det betyder dog, at en sammenligning af silt i EU opgjort jævnfør ISSS og de tilhørende K Faktorer sandsynligvis ville resultere i en anden ligning og dermed nogle andre K værdier for de danske teksturpunkter.

³ Udregningen af K Faktoren tager udgangspunkt i andelen af silt i jordbunden. For jorde med et højt indhold af organisk materiale er der imidlertid ikke samme sammenhæng mellem siltindholdet og K Faktoren. For organiske jorde er jordens evne til at modstå erosion således snarere en funktion af aggregatstabilitet end partikelstørrelse (Morgan, 2005). De teksturpunkter, der er klassificeret som Humus er således taget ud af datasættet, hvorfor interpolationen af K Faktoren er foretaget med knap 39.000 punkter.

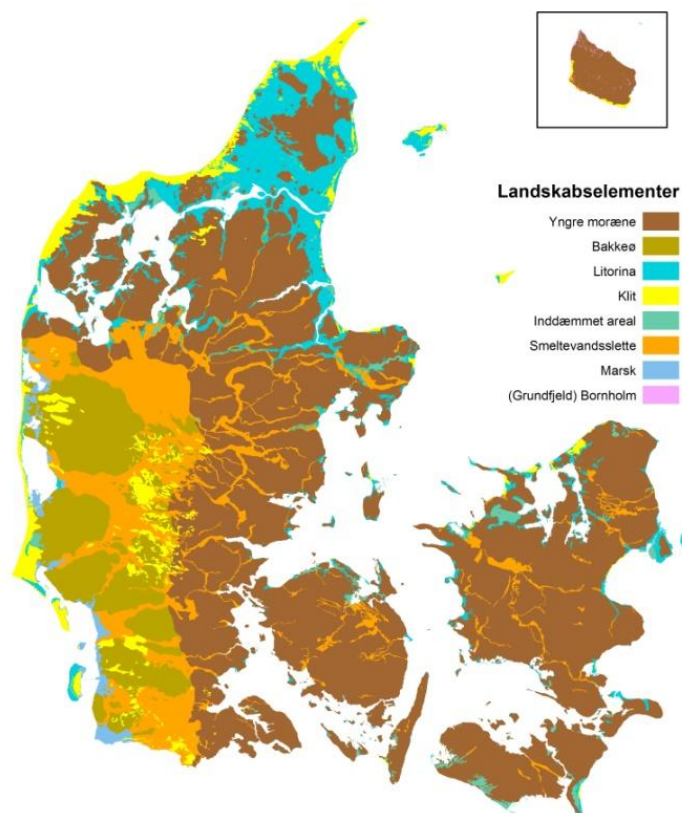
På Figur 3.9 ses den konceptuelle fremgangsmåde for estimering af K Faktoren på baggrund af siltindholdet i jorden.



Figur 3.9 Viser den konceptuelle tilgang som er anvendt i beregningen af K Faktoren.

3.3.2. Kortlægning af K Faktoren

Kortlægningen af K Faktoren sker ved hjælp af en rumlig interpolation ud fra teksturpunkterne, som indeholder K Faktorværdier. Inden selve interpolationen kan finde sted, inddeles punkterne i underområder på baggrund af de aflejringsmiljøer hvorunder de enkelte jordtyper er aflejret. Dette gøres fordi jorde i de forskellige områder er forskellige, hvilket betyder at en interpolation på tværs af disse områder vil være forkert (Greve, et al., 2007; vol. 7; nr.2). Hvis man ikke tager højde for aflejringsmiljøerne vil der kunne opstå situationer, hvor områder der er aflejret i forbindelse med Saale istiden, vil blive påvirket områder, som repræsenterer et andet aflejringsmiljø for eksempel Weichsel istiden, hvilket vil være forkert. Dette betyder også, at små landskabselementer er udeladt, hvis der ikke har været tilstrækkeligt med data til at gennemføre en tilfredsstillende interpolation. Aflejringerne fra sidste og næstsidste istid er i mange områder komplekse fordi de er et resultat af forskellige isfremstød og geomorfologiske processer. Derfor kan aflejringsmiljøerne indenfor et morænelandskab også være forskellige. Grundet problemer med at interpolere på mindre arealer med få punkter, er der i dette projekt valgt at interpolere indenfor de mest forenklede aflejringsmiljøer - således vil et område der er påvirket af to forskellige isfremstød stadig indgå i den samme kategori, for eksempel Yngre moræne, se Figur 3.10. Derudover er der foretaget en individuel interpolationen for hver enkelt landsdel (Jylland, Fyn, Sjælland og Bornholm), således at der ikke er interpoleret på tværs af vand. Det er dog ikke tilfældet for de mindre øer som for eksempel i Det Sydfynske Øhav.



Figur 3.10 Viser aflejringsmiljøer i Danmark (Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet, u.d.).

Interpolationen er lavet således, at der itereres over de forskellige aflejringsmiljøer i en Feature Class. Herefter laves en midlertidig fil med det enkelte aflejringsmiljø og der laves en interpolation ud fra de punkter, som er sammenfaldende med det pågældende aflejringsmiljø. Interpolationen beskæres herefter til aflejringsmiljøet og hver iteration samles og sættes sammen til ét samlet rasterdatasæt med K Faktorværdier. Denne proces er lavet som en model i Modelbuilder og kan ses i Bilag II.

Cellestørrelse

Til interpolationen er der valgt en cellestørrelse på 525 meter ud fra den betragtning, at cellestørrelsen skal ses i forhold til antallet af punktobservationer og det areal der ønskes interpoleret. Jævnfør Balstrøm, et al., 2010 bør cellestørrelsen ikke være mindre end halvdelen af den mindste afstand mellem de observerede punkter. Hvis denne regel skal udføres på hele landet skal det opstilles som følgende, se ligning 10 (Balstrøm, et al., 2010).

$$Cellestørrelse = \frac{1}{2} \cdot \sqrt{\frac{\text{areal (m}^2\text{)}}{\text{antal punkter}}} \quad (10)$$

(Balstrøm, et al., 2010)

Da Danmarks areal er godt 43.000 Km² og antallet af punkter er knap 39.000 bliver den optimale cellestørrelse ca. 525 meter. Dette er blot et gennemsnitstal for en optimal cellestørrelse ud fra det samlede antal punkter og det samlede areal. Eftersom der her er interpoleret for hvert landskabselement vil punkttætheden for nogle landskabselementer være

enten større eller lavere. Det betyder at cellestørrelsen også burde være forskellig alt efter, hvor der blev interpoleret. Hvis man skulle have valgt en cellestørrelse efter laveste fællesnævner kunne cellestørrelsen risikere at blive flere kilometer. For at få et ensartet kort med den samme cellestørrelse, som kunne anvendes i den videre beregning, er samme cellestørrelse valgt for alle områder. Den valgte cellestørrelse er på 525 meter med det forbehold for, at visse områder har en lavere nøjagtighed end andre.

Interpolationsmetoder

Der findes mange forskellige interpolationsmetoder. Som beskrevet tidligere i Kortlægning af R Faktoren spiller afstanden til de observerede punkter ind i den estimerede værdi for et givent område.

En af de mest benyttede interpolationsformer er kriging, som ud over afstand tager en tendens med i estimatet. Hvis der for eksempel er en tendens til en stigning i værdier i en given retning vil kriging tage højde for denne tendens. Det er med til at gøre kriging til den nok mest pålidelige interpolationsform, eftersom estimerterne for de ukendte områder er funderet i geostatistik og ikke blot simple vægtninger af afstande til observerede punkter. En kriging interpolation er en manuel proces, hvor man som analytiker skal foretage en række valg af matematiske operationer på punktdatat for, at lave den bedst mulige interpolation. En kriging interpolation er på den måde ikke en interpolationsmetode der bør udføres i en automatiseret arbejdsgang (Balstrøm, et al., 2010), (Longley, et al., 2011). Eftersom der laves en interpolation for hvert landskabselement for hhv. Jylland, Fyn, Sjælland og Bornholm bliver det til mange individuelle vurderinger der skal foretages for at lave den bedst mulige interpolation.

Til dette projekt er der i stedet valgt at lave en Inverse-Distance Weighting interpolation (IDW), som er en direkte afledning af Waldo Toblers citat om, at observationer tæt på hinanden er mere ens end dem langt fra hinanden. IDW udføres i en automatiseret arbejdsgang, dels for at undgå en tidskrævende proces og fordi der i forvejen kan og bør stilles spørgsmål ved nøjagtigheden af de K Faktorværdier, som jævnfør det ovenstående er en tilnærmelse ud fra siltindholdet. IDW estimerer værdien for en given lokalitet som et vægtet gennemsnit af de 12 nærmeste punkter, hvor de punkter tættest på får tildelt den højeste vægtning. Matematikken bag IDW er på den måde meget simpel. Estimatet af et ukendt punkt $z(x)$ udregnes ud fra en række omkringliggende kendte punkter z_i med en given vægtning w_i , som er lig med den inverse afstand til z_i (Longley, et al., 2011).

Udregningen af $z(x)$ er således:

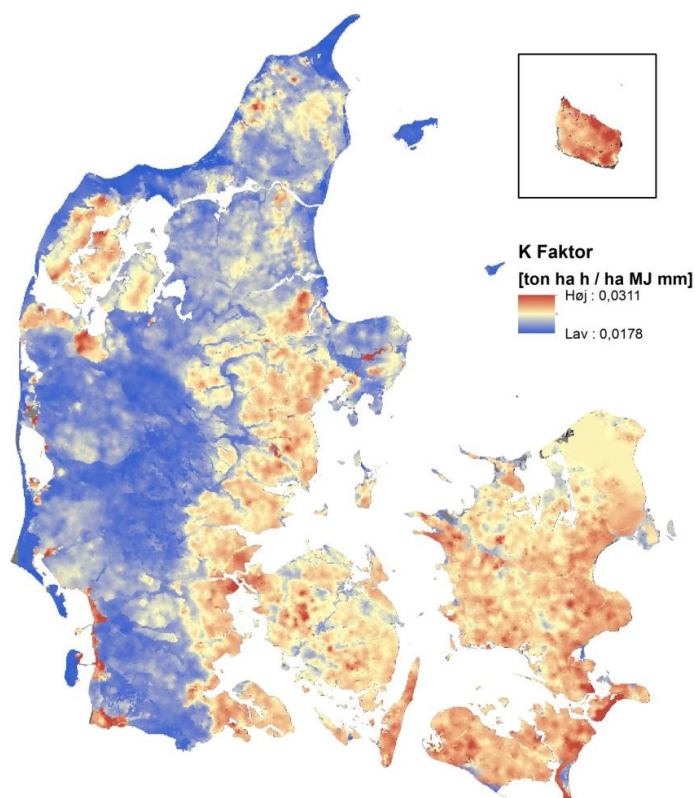
$$z(x) = \frac{\sum_{i=1}^n w_i z_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (11)$$

Hvor $w_i = 1/d_i^4$

(Longley, et al., 2011)

⁴ IDW udregnes typisk som den inverse kvadrede afstand, $w_i = 1/d_i^2$. I dette tilfælde er potensen valgt til at være 1. Således får de punkter længere væk en lidt større vægtning. Resultatet bliver således, at interpolationen bliver mere jævn og derfor ikke giver udtryk for en detaljeringsgrad der ikke er belæg for. Derved fås i stedet et indtryk af en generel tendens til en høj eller lav K Faktor i området baseret på flere punkter.

Valget af IDW som interpolationsform skyldes, at det skulle være muligt at foretage interpolationen som en automatiseret arbejdsgang samtidig med, at estimatet skulle være funderet i en vægtning. I den forbindelse kunne en interpolationsform som Natural Neighbor også være blevet anvendt eftersom vægtningen her er beregnet ud fra arealet af de nærmeste Thiessen-polygoner. Eftersom IDW tager udgangspunkt i de 12 nærmeste punkter vil interpolationen ved IDW i højere grad blive mere jævn end ved Natural Neighbor. Begge metoder har den ulempe, at de interpolerede værdier ikke kan blive hverken større eller mindre end den højeste eller mindst observerede værdi da udgangspunktet er et vægtet gennemsnit (Balstrøm, et al., 2010). Det endelige K Faktorkort er vist på Figur 3.11 nedenfor.



Figur 3.11 Viser K Faktorkortet for Danmark udregnet på baggrund af siltfraktionen ud fra 38.916 teksturpunkter. [ton ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹].

3.4. LS Faktor

I teori kapitlet er det beskrevet, at landskabets topografi har indflydelse på erosionens omfang. I *RUSLE* er dette repræsenteret ved LS Faktoren (LS), som tager højde for at erosionen øges med stigende længde og hældning af den skråning hvorpå afstrømningen foregår. LS er sammensat af henholdsvis en skrånings-længde' (slope length) faktor (L) og en skråningens-stejlheds' (slope steepness) faktor (S) og produktet af disse to udgør LS (Renard, et al., 1997), (Wischmeier & Smith, 1978), (Heickey, et al., 2001). Udgangspunktet for faktoren er den empiriske afledte ligning 12 som Wischmeier og Smith opstillede på baggrund af forsøg og observationer foretaget i Amerika og udgivet i blandt andet *Agriculture Handbook* nr. 537 i 1978 (Wischmeier & Smith, 1978). Selvom LS Faktoren i *RUSLE* i ligning 2 betragtes som én enhed, beskrives de

to dele hver for sig. Bilag III indeholder de scripts og modeller som anvendes i beregningen af LS Faktoren.

3.4.1. L Faktoren

Skråningslængden L er defineret af Wischmeier & Smith (1978), som den horisontale afstand fra udgangspunktet for afstrømningen til det punkt hvor enten, hældningen reduceres nok til, at en aflejring forekommer eller der, hvor afstrømningen koncentrerer i en kanal.

Ligningen for L er:

$$L = \left(\frac{\lambda}{22,13m} \right)^m \quad (12)$$

Hvor:

λ	Hældningens horisontale længde fra udgangspunkt til afslutning [m].
m	Hældningslængde-eksponent. Relaterer til forholdet mellem rille- og interrilleerosion [-].

Hældningslængde-eksponenten (m) varierer med hældningen og ligger fra 0,2 til 0,5 ved brug i USLE (Wischmeier & Smith, 1978). I arbejdet med udviklingen af m i USLE viste data imidlertid at m burde ligge mellem 0 og 1 men der blev ikke udviklet en konkret metode til beregning af disse værdier. I RUSLE blev der på baggrund af en ny gennemgang af skråningslængdens effekt på LS udviklet en sådan metode (McCool, et al., 1989), (Renard, et al., 1997). Ved at analysere de processer der påvirker rilleerosion og interrilleerosion foreslår McCool et.al.(1989) således, at anvende en m som afspejler forholdet mellem disse to former for erosion, m værdier tæt på 0 vil således indikere en interrilleerosion hvorimod rilleerosion dominerer når m nærmer sig 1. Ligningen for m bliver således:

$$m = \frac{\beta}{(\beta + 1)} \quad (13)$$

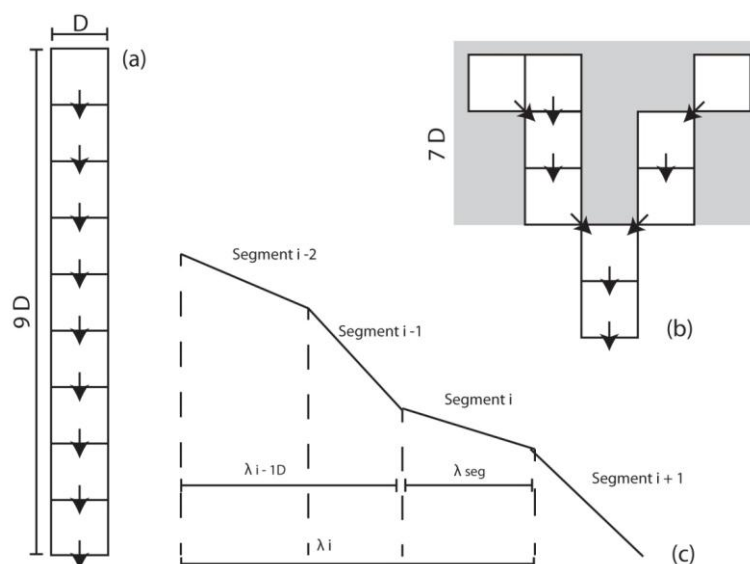
Hvor:

$$\beta = \frac{\left(\frac{\sin(\theta)}{0,0896} \right)}{(3,0 \sin(\theta)^{0,8} + 0,56)} \quad (14)$$

Hvor:

θ	Er vinklen på hældningen.
----------	---------------------------

Selvom der er andre forslag til udregning af m værdien er det denne ligningen der bruges i dette projekt, se ligning 13. Dette er fordi den kan anvendes i et GIS og fordi den dominerer de artikler der er gennemgået i forhold til beregningen af LS, deriblandt de beregninger, der ligger til grund for WaTEM/SEDEM-modellen der anvendes i beregningen af erosion i det danske P-Indeks (Heckrath, et al., 2009).



Figur 3.12 Viser en, 1- og 2-dimensionel afstrømning. a) viser flow fra n celler i et 1-dimensionelt system. b) Samme afstrømning blot i et 2-dimensionelt system. Det grå område svarer til $A_{i,j,in}$ i Ligning 19. c) Konceptuel fremstilling af segmenteringen af en kompleks overflade (efter (Kinnell, 2014)).

L Faktoren, som beskrevet ved ligning 12, gælder imidlertid kun, hvis hældningen er ensartet i hele forløbet fra udgangspunkt til afslutning. For at anvende ligningen på mere komplekse overflader foreslår Renard, et al., 1997, at overfladen brydes op i flere segmenter, som antages at være ensartede og kan beregnes hver for sig (Renard, et al., 1997). Denne tilgang åbner muligheden for at anvende rastermodellering i GIS, da hver celle kan anses som ét segment med en ensartet hældning. λ i ligning 12, beskriver imidlertid en afstrømning i 1-dimension, hvilket begrænser modellen da den således ikke tager højde for, at afstrømningen kan løbe sammen, hvorved et større område leder vand til en celle i modellen. For at tage højde for disse tilfælde anvendes en metode, som er anvendt af (Desmet & Govers, 1996), (Zhang, et al., 2013) og (Kinnell, 2014). Præmissen her er, at afstrømningen er ensartet i hele området. Hvis man således betragter et segment- i , i en 1-dimensionel afstrømningsmodel, se Figur 3.12a, kan denne del-afstrømning beskrives ved formlen.

$$\lambda_i = \left(\frac{\lambda_i}{22,13} \right)^m \quad (15)$$

hvor: λ_i er den horisontale afstand fra afstrømningens start til udløbet fra segment i . Det antages nu, at λ_i kan beskrive den mængde erosionsmateriale der udledes da der er en direkte relation mellem udledningen af sediment fra en skråning og dennes længde (Kinnell, 2014). Således vil ligningen:

$$Q_{s_seg_i} = k_1 \left(\frac{\lambda_i^{m+1}}{22,13} \right) \quad (16)$$

beskrive den mængde sediment, som løber ind i segment-i, hvor faktorer som jord, klima, hældning og jordbrug udtrykkes ved k_1 . Den mængde sediment som forlader segment-i vil således være givet ved samme ligning blot for segment-i+1, se Figur 3.12a og b. L Faktoren for segment i vil således kunne beregnes ved:

$$L_i = \frac{(\lambda_i^{m+1} - \lambda_{i-1}^{m+1})}{((\lambda_i - \lambda_{i-1}) \times 22,13^m)} \quad (17)$$

(Kinnell, 2014)

For at relatere dette til et areal vises samme koncept udtrykt som en funktion af vandmængden som afstrømmer. Hvis man betragter den mængde sediment der forlader en skråning ($Q_{s_slope_i}$) med længden λ_i , Så er volumen for segmentet afhængig af det volumen vand der afstrømmer, samt den koncentration af sediment, som er opslemmet i dette volumen, hvilket kan udtrykkes ved:

$$Q_{s_seg_i} = Q_{w_seg_i} \times C_{s_seg_i} \quad (18)$$

Hvor:

$Q_{w_seg_i}$	Vandvolumen
$C_{s_seg_i}$	Sediment-koncentrationen for segment-i.

Volumen af vand der afstrømmer vil således være et produkt af den mængde, der strømmer af et segment og antallet af segmenter, da afstrømningen jo er ens for alle segmenter og der kun regnes i 1-dimension, se Figur 3.12.

$Q_{s_seg_i}$ optræder således både i ligning 16 og 18 og $C_{s_seg_i}$ vil derfor også være relateret til $(\lambda_i/22,13)^m$ ligesom $Q_{w_seg_i}$ vil være relateret til λ_i når k_1 er ens for alle segmenter. Da dette tager udgangspunkt i forsøgsopstillingen med en 22,13 m lang mark vil volumen af sediment der strømmer ud af den nedstrøms grænse (summen af alle $Q_{s_seg_i}$) være relateret til det vandvolumen og den sedimentkoncentration, der afstrømmer fra et givet segment-i (Kinnell, 2014). Således kan λ_i anses for en markør for det vandvolumen, som strømmer over den nedre grænse.

Det springende punkt er nu, at den erosion som sker fra en given celle er forbundet med den mængde vand, som strømmer gennem cellen, det vil sige den mængde som strømmer til cellen fra et givent opland. Formen på dette opland er således underordnet (Kinnell, 2014). Det betyder at oplandet lige så godt kan være 2-dimensionelt som 1-dimensionelt, hvilket igen betyder at man i GIS kan anvende denne metode til at beregne L for et 2-dimensionelt opland.

Den ligning der anvendes til beregning af L i celle i,j er (Kinnell, 2014), (Desmet & Govers, 1996), (Zhang, et al., 2013):

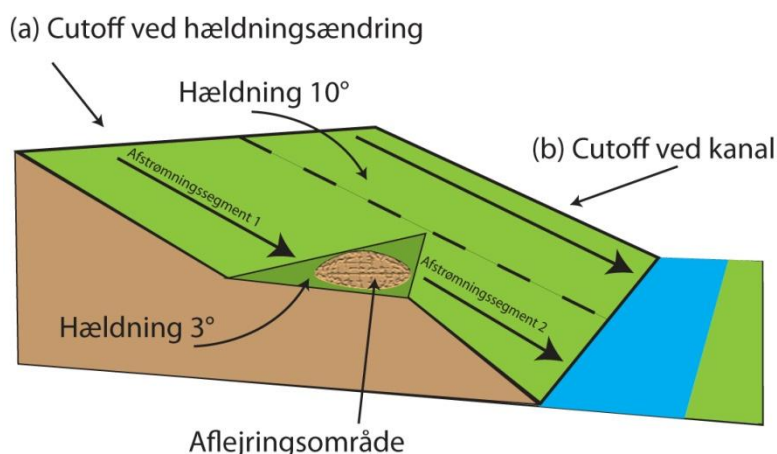
$$L_{i,j} = \frac{(A_{i,j_in} + D^2)^{m+1} - A_{i,j_in}^{m+1}}{D^{m+2} \times x_{i,j} \times 22,13^m} \quad (19)$$

Hvor:

A_{i,j_in}	Det areal der leverer vand til celle i,j [m ²]
D	Er celledørrelsen [m]. (I modellen anvendes 1,6 m)
$x_{i,j}$	Er $\sin(\alpha_{i,j}) + \cos(\alpha_{i,j})$

A_{i,j_in} er her identisk med λ_i der blev brugt før bortset fra, at det refererer til et areal, se Figur 3.12. $x_{i,j}$ er en faktor, som tager højde for at vandet ikke udelukkende strømmer over en celledørrelse, der er D bred, men også kan strømme diagonalt hvorved den 'kant' vandet strømmer over er $D \times \sqrt{2}$. α er den retning i grader hvorimod landskabet hælder (Aspect). I modellen regnes $x_{i,j}$ som et lag for sig, hvor alle de celler hvor der er et diagonalt udløb sættes til $\sqrt{2}$ og resten til 1 (Desmet & Govers, 1996), (Zhang, et al., 2013).

Ved anvendelse af ligning 19 beregnes L-værdier for samtlige celler i undersøgelsesområdet. I modellen bruges et afstrømnings-akkumuleringslag (Flow Accumulation) som variabelen A_{i,j_in} . Afstrømnings-akkumuleringslaget bruger et retnings-rasterlag (Flow Direction), som viser hvilken vej vandet vil bevæge sig mellem cellerne, til at summere de celler, som er forbundet af en afstrømning. Den enkelte celledørrelse afspejler arealet opstrøms fra cellen. Cellens eget areal er ikke medregnet. Variabelen D er den celledørrelse rasterlaget har og er dikteret af den digitale højdemodel (DEM), der ligger til grund for beregningerne. Den DEM der er valgt har en celledørrelse på 1,6 m. Resultatet bliver en variant af afstrømningsmodellen, som forløber kontinuert i hele området. Værdierne er dog høje i forhold til det forventelige. Årsagen er at modellen ikke medtager de begrænsninger som definitionen af L lægger op til. Figur 3.13 viser de to begrænsninger.



Figur 3.13 De to situationer hvor afstrømningen standses, cutoff-områder.

Den første begrænsning er, at afstrømningen vil forløbe indtil den møder en 'defineret kanal', se Figur 3.13b. I undersøgelsesområdet er der en række kanaler, afstrømningsgrøfter, Guldbækken med sideløb, vandhuller, afløbsløse lavninger og søer som alle vil afslutte et afstrømningsforløb. For at få modellen til at afslutte den akkumulerede afstrømning når den møder disse elementer,

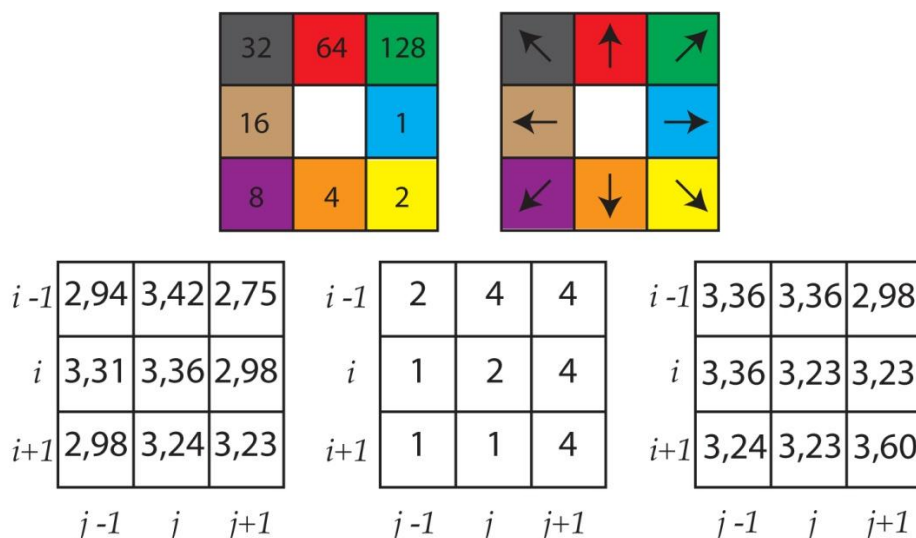
klippes disse områder ud af det retningsrasterlag, som er input til modellen. På den måde vil forløbet stoppe ved 'kanalerne' og genstarte på bagsiden, hvis 'kanalen' ligger midt på en afstrømningssti.

Den anden begrænsning er at afstrømningen afsluttes hvor der sker en aflejring, se Figur 3.13a. Dette skyldes at vandets kapacitet til, at transportere sediment afhænger af vandets energi som øges med hældningen, alt andet lige. Hvis hældningen øges, øges også transportkapaciteten og mere sedimentet vil transporteres nedstrøms. Hvis der undervejs sker en reduktion af hældningen vil der være mindre energi til transport og her vil der ske en aflejring.

I modellen vil der således være områder, hvor afstrømningen skal stoppe for at genstarte på bagsiden af et aflejningsområde. For at modellere dette tages der udgangspunkt i den metode som Hickey et.al. (2001) beskriver (Heickey, et al., 2001). Denne metode introducerer en 'cutoff-faktor', som bestemmer hvorvidt der sker en aflejring. Denne faktor er defineret som en ændring i hældningsvinklen fra én celle til den næste, i afstrømningsretningen (Heickey, et al., 2001). Faktoren kan variere fra område til område, men værdierne 0,5 og 0,7 foreslås anvendt for hældninger der er henholdsvis større og mindre end 5%. Cutoff-faktoren skal forstås, som en, enten, 50% eller 70% reduktion af hældningsvinklen fra en celle til den næste.

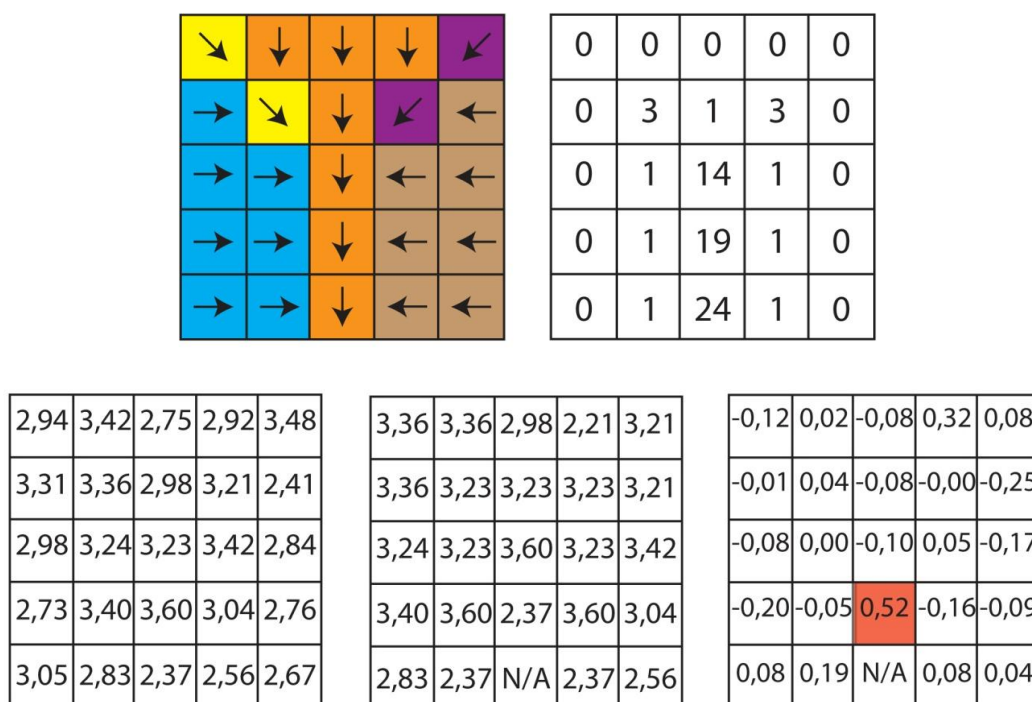
Dette betyder at hver celle i modellen skal evalueres i forhold til den næste celle langs afstrømningsstien. Da et værktøj der kan udføre denne operation ikke kunne findes i ArcGIS har det været nødvendigt at programmere et Python script, som kunne udføre beregningen, se Bilag III.

Python-scriptet anvender to rasterlag som input, et retnings- og et hældningslag. Scriptet skal nu, på baggrund af cellernes værdi i retningslaget, kopiere værdien i en nærmere defineret celle i hældningslaget og gemme denne i et nyt rasterlag, som efterfølgende eksporteres og anvendes i ArcGIS, se Figur 3.14 og Figur 3.15. Rasterlagene kan dog ikke umiddelbart behandles på denne måde og det har været nødvendigt at konvertere lagene til 'Numpy arrays', det vil sige matrixer der kan håndteres af Python. Dette åbner for muligheden for at regne på hver enkel celledes værdi. Herefter køres et loop hvor alle cellerne evalueres igennem et 'if-else-statement'. Det vil sige at for alle cellerne i laget bliver der taget en 'beslutning'. Hvis (if), værdien i celle 'i,j', i retningslaget for eksempel er '8' betyder det at vandet afstrømmer i en sydvestlig retning, se Figur 3.14. Scriptet reagerer ved at hente den værdi i hældningslaget som ligger i celle i+1,j-1 og gemme den på plads i,j, i den nye matrix. Alle værdierne i retningslaget giver anledning til forskellige reaktioner og NoData felter overføres som NoData til den nye matrix. Den nye matrix konverteres herefter tilbage til raster, som kan hentes ind i ArcGIS.



Figur 3.14 Top venstre, de værdier cellerne i afstrømningsretningslaget får ift. hvilken retning vandet vil løbe fra celle til celle. Som vist på figuren top højre. Nederst venstre, viser værdierne i det originale hældningslag. Nederst midtfor, viser afstrømningsretninger for det konkrete område. Nederst højre, viser det forskudte hældningslag, hvor alle værdierne er flyttet jft. retningslaget.

Herefter udregnes forholdet mellem hældningerne og de områder, som falder indenfor cutoff-værdierne trækkes ud af retningsrasteren ligesom også 'kanalerne' trækkes ud. Et nyt afstrømnings-akkumulationslag beregnes nu og dette lag bruges som input i ligning (19).



Figur 3.15 Viser et konkret eksempel på hvad Python-scriptet gør. Top venstre, Afstrømningsretninger. Top højre, akkumuleret afstrømning. Nederst venstre, original hældningslag. Nederst midtfor, forskudt hældningslag. Nederst højre, viser forholdet mellem det originale og forskudte hældningslag. Negative værdier er områder hvor hældningen bliver større fra celle til celle og positive værdier er områder hvor hældningen bliver mindre. I eksemplet er cutoff-værdien sat til 0,5 og det røde felt er et aflejringsområde.

3.4.2. S Faktoren

Hældningen spiller, som længden af hældningen, også en rolle for, hvor meget materiale der eroderes. Af de to faktorer L og S, øges erosionen mere ved ændringer af S end ved ændringer af L. Til beregning af S anvendes den metode, som er beskrevet af (McCool, et al., 1989). Dette skyldes dels, at den anvendes af United States Department of Agriculture, som er dem der har stået for udviklingen af RUSLE. Derudover er den også brugt i programmet WaTEM/SEDEM, som før har været anvendt i dansk kontekst. Til beregningen af S anvendes to ligninger alt efter hældning, se ligning 20 og 21 (Renard, et al., 1997), (Zhang, et al., 2013):

$$S = 10,8 \times \sin(\theta) + 0,03 \quad (20)$$

og

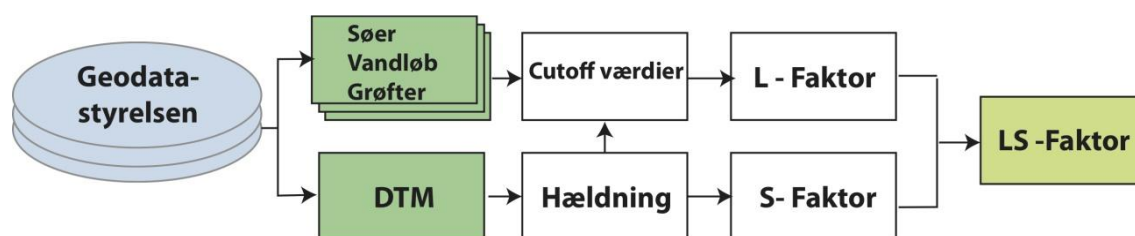
$$S = 16,8 \times \sin(\theta) - 0,50 \quad (21)$$

Hvor:

θ | Er hældningens vinkel

Hvis hældningen på det segment der regnes på er mindre end 9% anvendes ligning (20) og hvis hældningen er større eller lig med 9% anvendes ligning (21). I modellen laves et rasterlag for S ved hjælp af værktøjet 'Raster Calculator' i hvilken der laves en betinget beregning der udfører de to ligninger alt efter hældning, se Bilag III.

Figur 3.16 nedenfor viser den konceptuelle fremgangsmåde i udregningen af LS Faktoren.



Figur 3.16 Viser den konceptuelle tilgang som er anvendt i beregningen af L og S Faktorerne.

3.4.3. Kortlægning af LS Faktoren

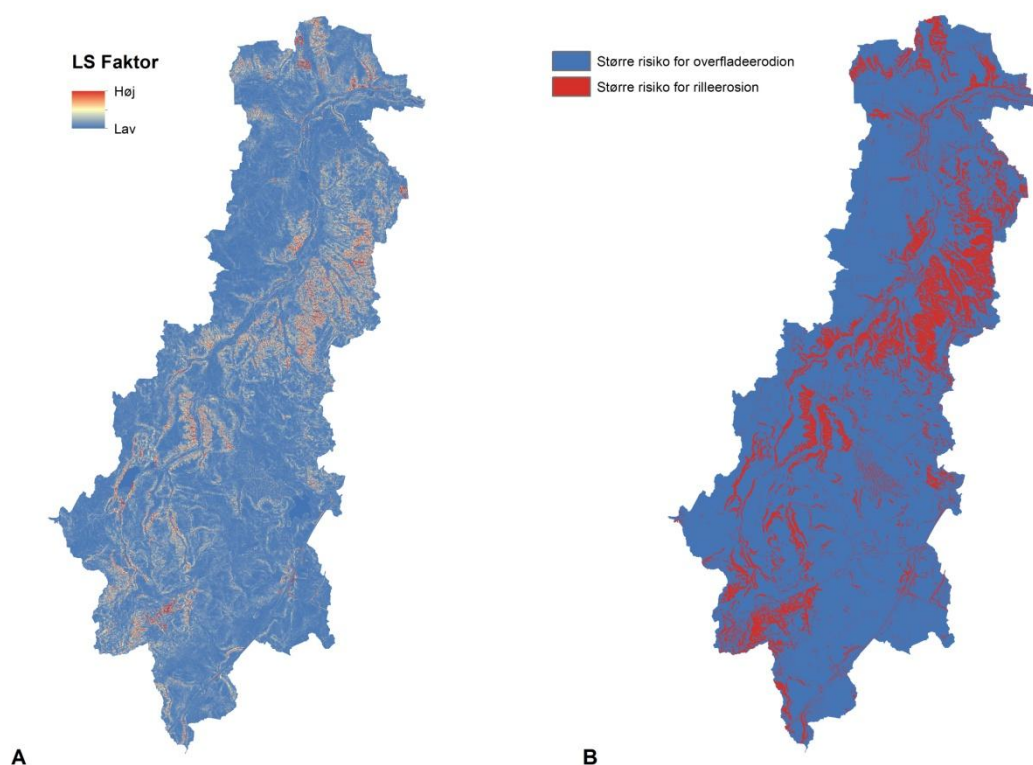
Følgende figurere viser de væsentligste resultater af ovenstående metoder.

For L Faktoren er der en tendens til at lave værdier dominerer oplandet. Der er en middelværdien er 0,45 og standard afvigelsen er på 0,56. Således ligger 95% af alle L værdierne under 1,12. Det vil sige at langt størstedelen af hældningslængderne er under 22,13 m, da en L Faktor på 1 svare til en hældningslængde på netop 22,13 m.

S Faktoren er, som L Faktoren, en ratio hvor en hældning på 9° vil svare til værdien 1. Langt den overvejende del af oplandet har en hældning under 9°. Middelværdien er 0,75 og standardafvigelsen er 0,98.

Kortet, Figur 3.17 b, viser m-værdierne for området. Som det fremgår af (McCool, et al., 1989) kan m-værdierne tolkes som et indeks for, hvor der er størst sandsynlighed for rilleerosion. Dette er med det forbehold at kun terrænets hældning tages i betragtning og jordens tekstur og struktur er udeladt. Da kortet er et indeks mellem 0 og 1, hvor 0 er områder domineret af fladeerosion og 1 er domineret af rilleerosion. Kortet er således en angivelse af hvor risikoen for rilleerosion er størst.

Kortet på Figur 3.17 a, viser LS Faktorene for Guldbækkens opland. Som det ses, findes de højeste værdier i områderne hvor der er de største hældninger. De absolut højeste værdier findes på kanterne af de grusgrave som er i oplandet. Her er der nogle meget stejle skranter som giver nogle høje S Faktorer ligesom også m værdierne er store. Middelværdien for LS Faktorene er 0,09 og standardafvigelsen er 1,25. Ud af det samlede antal celler på knap 23mio. har godt 0,5mio. en værdi over 1. Det betyder at jordtabet for de fleste områder er mindre end forsøgsmarken, hvis der udelukkende vurderes på LS Faktoren. Dette ses i forhold til hvis *RUSLE*-ligningen regnes uden at tage terrænet i betragtning.



Figur 3.17 (A) viser LS Faktoren i undersøgelsesområdet. (B) viser områder hvor sandsynligheden er større for hhv. rilleerosion og fladeerosion.

3.5. C Faktor

Den vegetation eller mangel på samme, som dominerer på en given lokalitet, påvirker jordens modtagelighed overfor de erosive kræfter. Det kan være i form af afskærmning således, at regnen ikke kan frigøre sedimentet eller det kan være overfladevegetation, som drosler vandet og stabiliserer jorden i gennem et omfattende rodnet. C Faktoren varierer således med

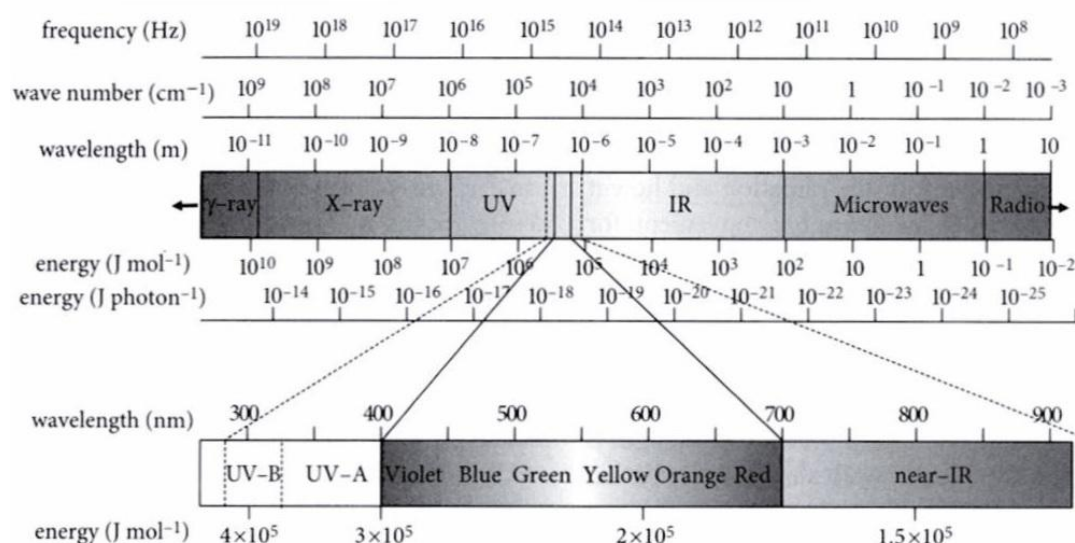
vegetationens tilstand og er til forskel fra LS og K dynamisk, hvilket kræver flere beregninger. Ligesom LS er der også her tale om en ratio der indikerer, hvordan de lokale omstændigheder afviger fra et referencescenarie, som er en bar mark uden vegetation. C Faktoren bliver således en indekssværdi mellem 0 og 1, hvor referencescenariet vil få en indekssværdi på 1 og et scenarie med et tæt vegetationsdække vil få en værdi tæt på 0. Faktorens dynamiske karakter betyder, at den kan anvendes i jordkonserveringsøjemed. Hvis et jordstykke er særligt sårbar overfor erosion kan den rette beplantning reducere jordtabet. På den måde er C Faktoren den vigtigste parameter i forhold til at begrænse erosion fra et opland (Renard, et al., 1997).

C Faktoren i RUSLE er opbygget af fem underfaktorer. De er, Tidligere landbrug (prior-Land-Use, PLU), Kronedække (canopy-cover, CC), overfladedække (surface-cover, SC), Overfladens ruhed (surface-roughness, SR) og jordens fugtighed (soil moisture, SM). Disse faktorer multipliceres for at give 'jordtabs-ratioen' (soil loss ratio, SLR). På grund af vegetationens variation, dels over året og dels som resultat af lokale begivenheder som tørkeperioder, bør de udregnede værdier kun gælde for perioder, hvor vegetationen ikke afviger fra de omstændigheder hvorunder faktoren er udregnet. Det betyder, at høst af en afgrøde eller et stormfald af træer i en plantage vil medføre, at en ny SLR skal udregnes. Fordi SLR-værdien kun gælder i en begrænset periode skal det afspejles i den vægtning den har i forhold til nedbøren som falder i perioden. Det er disse samlede SLR-værdier som tilsammen udgør C Faktoren (Renard, et al., 1997).

Som det fremgår det ovenstående, er en udregning af C Faktoren en manuel proces, der kræver forskellige undersøgelser af hver enkelt jordstykke i området. En udregning af C Faktoren på oplandsniveau vil derfor ikke være muligt inden for rammerne af projektet. Fordi C Faktoren er en dynamisk faktor, som ændrer sig i løbet af året er det derfor nødvendigt med en alternativ estimering af denne. Det europæiske CORINE kan således anvendes som en måde at estimere C Faktoren på, hvor de enkelte klasser tildeles C Faktorværdier (Panagos, et al., 2014). I dette projekt ses der imidlertid bort fra CORINE og i stedet for forsøges C Faktoren udregnet på baggrund af satellitdata. Dette gøres fordi vegetationen netop varierer i løbet af året, hvorfor det ikke giver mening at tildele enkelte områder en standard C Faktorværdi. Satellitbilleder giver også mere detaljerede oplysninger om overfladens vegetation end standard værdier. Eftersom de erosive kræfter udtrykt gennem R Faktoren også varierer henover året, vil en anvendelse af standard C Faktorværdier derfor ikke give et reelt indtryk af den tidslige variation af jordtabet. En anvendelse af satellitdata som en alternativ løsning giver mulighed for, at estimere C Faktoren for de perioder af året, hvor der er tilgængeligt satellitdata ved hjælp af diverse vegetationsindeks. Grundlaget for at kunne anvende disse data er beskrevet i det følgende.

3.5.1. Remote sensing og vegetationsindeks

Solen udsender en elektromagnetisk stråling i et bredt spektrum. Denne stråling forekommer i forskellige bølgelængder og frekvenser, som er bestemt af Solens overfladetemperatur. Det elektromagnetiske spektrum indeholder korte og lange bølgelængder, som indeholder en energimængde som er omvendt proportional med bølgelængden. Således indeholder radiobølger en lav energimængde grundet lange bølgelængder, mens røntgenstråler har en kort bølgelængde og indeholder derfor en høj mængde energi (Jones & Vaughan, 2010), se Figur 3.18.



Figur 3.18 Viser det elektromagnetiske spektrum, som er underinddelt i forskellige "klasser". I vegetationsanalyser tages der oftest udgangspunkt i det synlige- og infrarøde spektrum (Jones & Vaughan, 2010).

Denne stråling rammer jordoverfladen og reflekteres tilbage mod atmosfæren. Det er således primært refleksionen fra jordoverfladen der optages af satellitten. Der er også en refleksion fra atmosfæren, som der skal tages højde for. Dette beskrives senere. Refleksionen repræsenteres således i satellitbilledet som et digitalt nummer (DN) gående fra ca. 0 - 25.000.

Satellitbilleder fra forskellige perioder af året repræsenteres med DN-værdier i nogenlunde samme interval. Fordi billederne er taget på forskellige tidspunkter af året er refleksionen derfor også forskellige fra billede til billede, selvom det samme område kan have tilnærmelsesvis samme DN-værdier på to forskellige tidspunkter af året. Det er derfor nødvendigt med en konvertering fra DN til refleksionsværdier.

I ligning 22 udregnes Top Of Atmosphere (TOA) planetary reflectance (USGS, 2013).

$$\rho_{\lambda} = \frac{M_{\rho} \cdot Q_{cal} + A_{\rho}}{\sin(\theta_{SE})} \quad (22)$$

Hvor:

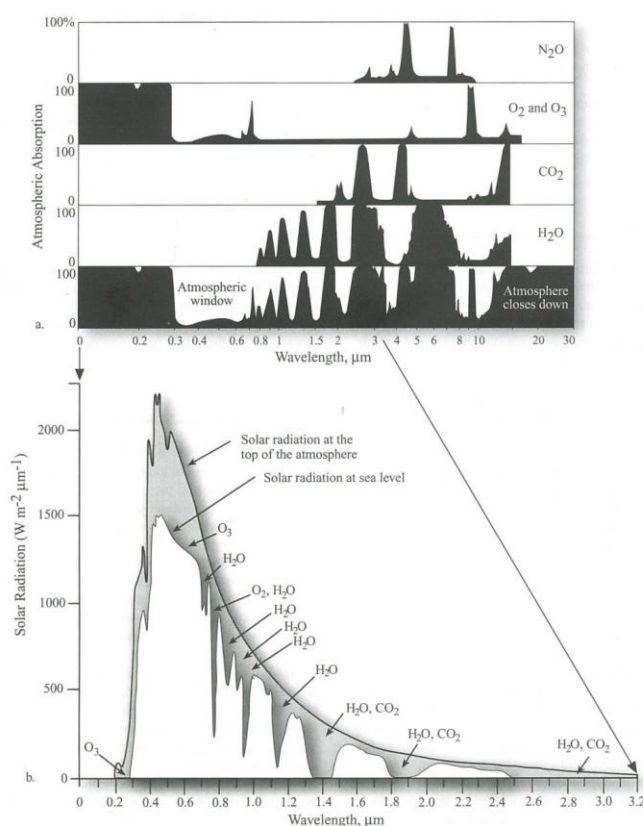
ρ_{λ}	TOA refleksion, med en korrektion for solvinklen
M_{ρ}	En reskaleringsfaktor der er båndspecifik (Multiplikativ)
Q_{cal}	Satellitbilledets DN-værdi
A_{ρ}	En reskaleringsfaktor der er båndspecifik (Additiv)
θ_{SE}	Solvinklen i grader

(USGS, 2013)

Værdierne for M_{ρ} , A_{ρ} og θ_{SE} findes i satellitbilledets metadatafil.

Den del der optages af satellitten, som imidlertid ikke er et resultat af en refleksion fra jorden stammer fra vanddamp, gasmolekyler samt røg og støvpartikler i atmosfæren. Denne form for

refleksion omtales oftest som atmosfærisk støj, se Figur 3.19 (Jensen, 2007). Betydningen af et forstyrret signal som dette giver, er ikke det store problem, hvis der blot arbejdes med et enkelt satellitbillede, eftersom "fejlen" i billedet er mere eller mindre ens på hele billedet. Problemet opstår når der, som i dette tilfælde skal foretages en sammenligning af flere satellitbilleder fra forskellige perioder af året. De atmosfæriske forhold ændrer sig i løbet af året, hvorfor den atmosfæriske forstyrrelse af billedet også ændrer sig. For at kunne foretage en korrektion af den atmosfæriske forstyrrelse anvendes en metode, der hedder Dark Subtraction. Ideen bag denne metode er, at et mørkt område som for eksempel vand ikke bør have nogen refleksion af betydning i NIR. Det signal satellitten optager fra dette område antages således at stamme fra den atmosfæriske refleksion. Den laveste værdi i hvert af satellittens bånd skal derfor trækkes fra i hele billedet, eftersom det antages at den atmosfæriske forstyrrelse er tilnærmelsesvis ens over hele billedet (Richards, 2012).



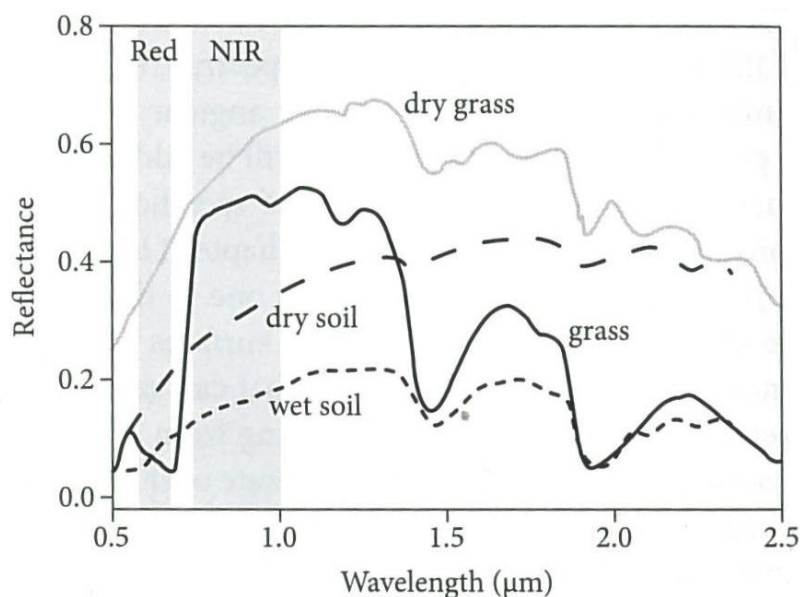
Figur 3.19 Viser udstrålingen som satellitten opfanger. Udstrålingen er en kombination af refleksionen fra jordoverfladen og partikler og molekyler i atmosfæren. Forholdet mellem refleksionen fra jorden og atmosfæren afhænger af bølgelængden (Jensen, 2007).

Når strålingen rammer jordoverfladen bliver den enten absorberet, reflekteret eller transmitteret gennem for eksempel vegetation. Fordelingen af de tre er bestemt af bølgelængde på den ene side og overfladens beskaffenhed på den anden. For vegetation absorberes store mængder stråling i den røde og blå del af det elektromagnetiske spektrum. Energien fra disse bølgelængder bliver blandt andet anvendt til planternes fotosyntese. Strålingen fra den grønne del bliver i højere grad reflekteret, hvorfor vegetation ofte fremstår som værende grøn. Den del af den indkommende stråling der ikke absorberes eller reflekteres bliver transmitteret gennem træernes blade, hvor der således sker endnu en fordeling af absorption, refleksion og

transmission for de underliggende blade. Dette kaldes additiv refleksion og betyder således, at en skov med flere lag af blade således vil reflektere en større del af den indkommende stråling i det grønne bånd end en græsmark (Jones & Vaughan, 2010), (Jensen, 2007).

I forhold til en klassifikation og vurdering af de enkelte landskabselementer, er det derfor nødvendigt med et kendskab til, hvordan de enkelte landskabselementer reagerer overfor den indkommende stråling i de forskellige bølgelængder. I forhold til dette projekt hvor målet er, at estimere en C Faktor i *RUSLE* er vegetationsdækket og tætheden vigtige parametre, hvorfor det er centralt at bestemme ved hjælp af remote sensing. Vegetationsdækket og vegetationshøjden er blandt andet en række af de anvendte faktorer i den manuelle udregning af C Faktoren (Renard, et al., 1997).

I vegetationsanalyser tages der ofte udgangspunkt i refleksionen i det røde bånd (640 - 670 nm)⁵ kontra refleksionen i det nær-infrarøde (NIR) bånd (850 - 880 nm). Årsagen til dette er, at refleksionen for grønlig vegetation er relativ lav i det røde bånd mens den er høj i NIR, se Figur 3.20. For tør vegetation er forholdet i refleksionen i de to bånd væsentligt mindre, hvorfor refleksionen i disse bånd kan anvendes som en indikator for, hvor sund og tæt vegetationen er. Jo tættere vegetationen er, jo større vil refleksionen også være jævnfør begrebet additiv refleksion (Jensen, 2007).

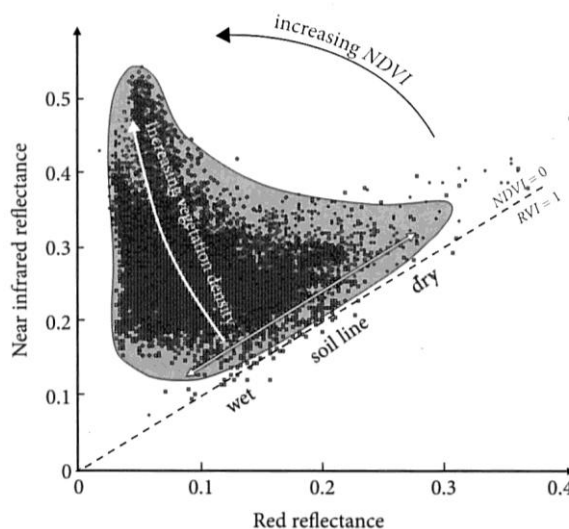


Figur 3.20 Viser refleksionen for græs og jord ift. bølgelængde (Jones & Vaughan, 2010).

Et plot af refleksionsværdierne i rød overfor NIR kan således anvendes som en indikator for vegetationens indhold af klorofyl og dens tæthed. Eftersom grønlig vegetation har en relativ høj refleksion i NIR og en høj absorption i rød vil et pixel i et satellitbillede med tæt vegetation blive plottet i øverste venstre hjørne af Figur 3.21. Ved en mere sparsom vegetation vil punktet

⁵ De anvendte satellitbilleder er fra Landsat 8. Landsat 8 har en opløsning på 30 m og en gentagelsesperiode på 16 dage. Båndbredden for de forskellige bånd kan variere, men ligger nogenlunde i det samme interval. De båndbredder som opgives her er derfor fra Landsat 8 (USGS, 2014).

for det givne pixel plottes tættere på jordlinjen. Der er ikke så stor forskel i reflektionen fra jord i rød og i NIR. Refleksionen bliver mindre i begge bånd jo vådere jorden bliver og vice versa.



Figur 3.21 Viser refleksionsværdier i hhv. det røde og nær-infrarøde bånd plottet overfor hinanden for blandede landskabselementer indeholdende forskellige typer vegetation samt bar jord. Linjen hvor $NDVI = 0$ ligger således lige under jordlinjen, hvorfor $NDVI$ -værdier på 0 eller derunder enten er jord, vand eller skyer (Jones & Vaughan, 2010).

Et plot af refleksionsværdier i rød og NIR er én måde at visualisere vegetationstætheden på. En anden måde er at anvende et vegetationsindeks, som beskriver vegetationsdækket, vegetationens "sundhedstilstand" og vegetationstætheden.

Et af de mest anvendte vegetationsindeks er *Normalised Difference Vegetation Index* ($NDVI$), som er et enhedsløst vegetationsindeks gående fra -1 til 1. Jo højere indekssværdi jo tættere er den grønne vegetation. $NDVI$ udregnes således:

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{Red}}{\rho_{NIR} + \rho_{Red}} \quad (23)$$

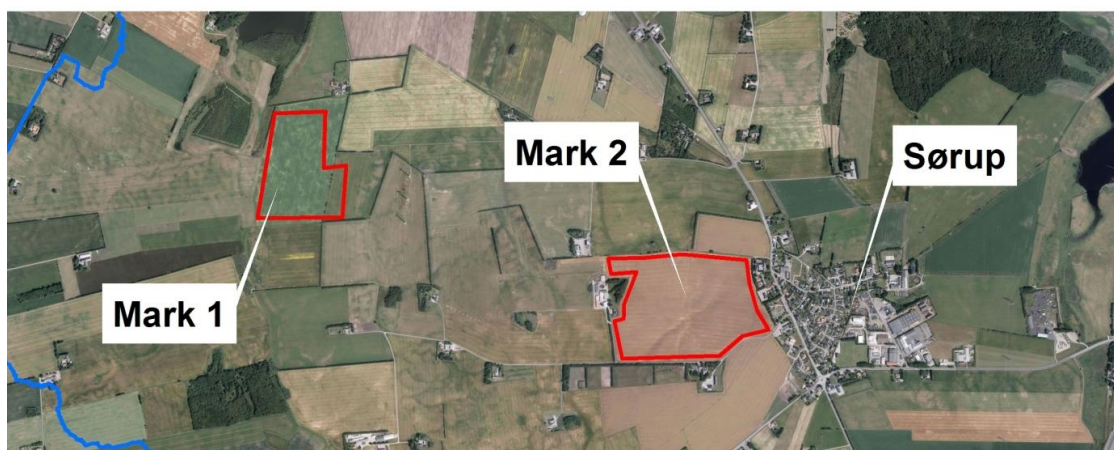
Hvor ρ er refleksionen.

(Jensen, 2007)

De områder hvor der er en stor refleksionsforskel i rød og NIR vil således få en høj indekssværdi, mens de områder hvor der er en lav forskel eller hvor refleksionen i det røde bånd ligefrem er højere end i NIR vil give negative indekssværdier (sne, vand og skyer). Skove og græsmarker vil således få en høj $NDVI$ mens byområder vil få en lav værdi. Positive $NDVI$ -værdier vil typisk på Figur 3.21, forekomme ca. fra jordlinjen og venstre op efter (Jones & Vaughan, 2010).

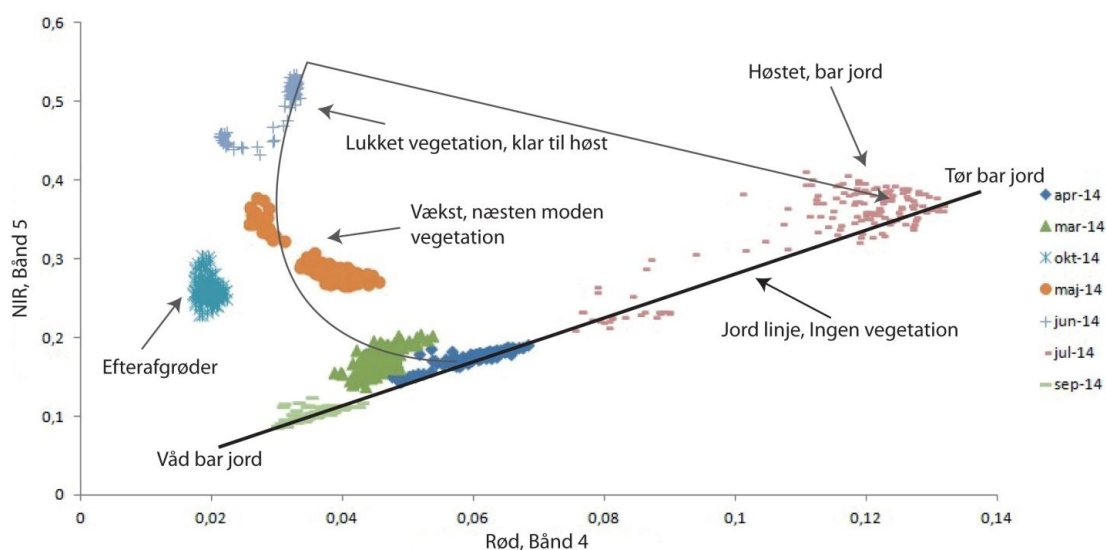
3.5.2. Analyse af vegetationen samt anvendeligheden af $NDVI$

Inden $NDVI$ anvendes som indikator for C Faktoren, undersøges om der er nogle forhold i området der gør $NDVI$ utilstrækkeligt. Derfor undersøges to forskellige marker i perioden marts - oktober, se Figur 3.22.



Figur 3.22 Oversigtskort over området omkring de to marker for sommeren 2014 (COWI, 2014).

Den første analyse er et plot af værdierne i det røde bånd overfor værdierne i NIR. Dette giver et godt overblik af vegetationen og dens udvikling i perioden. Hvis marken opfører sig som teorien foreskriver bør værdierne starte på jordlinjen (lav refleksion i NIR og rød) og herefter bevæge sig, i en ret vinkel op efter og væk fra jordlinjen, for derefter at vende tilbage til jordlinjen efter høst (Jensen, 2007). Se Figur 3.23.



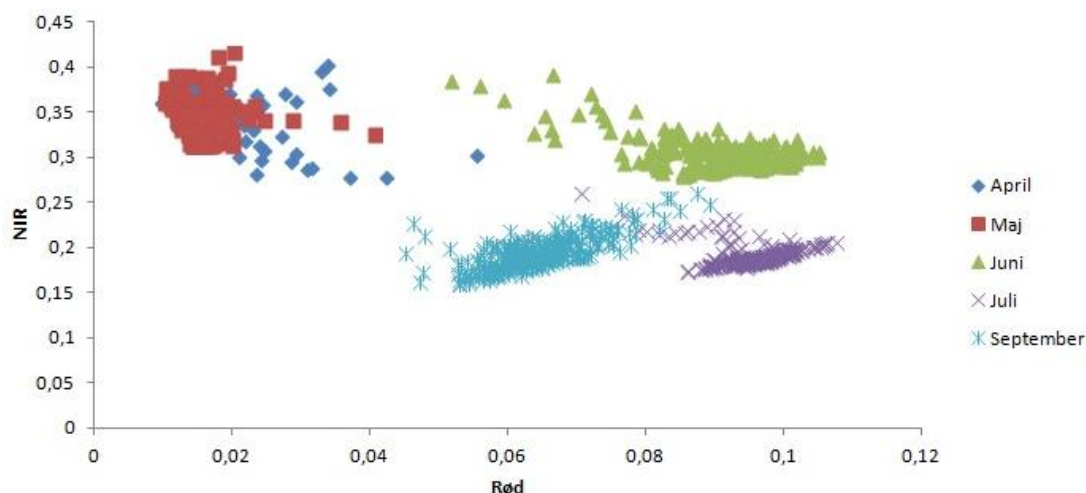
Figur 3.23 Viser mark 1 i et rød-NIR multispektralt rum, for perioden marts til oktober.

Den første mark (mark 1) er valgt fordi den starter uden vegetation, bliver bevoget henover sommeren og efter høsten, vender tilbage til en bar tilstand. Som Figur 3.23 viser følger marken det mønster som teorien foreskriver. Det ses også at der efter høsten plantes efterafgrøder, som danner et nyt vegetationslag i oktober.

Mark 1 har i hele vækstperioden en høj refleksion i det nærinfrarøde bånd og en lav i det røde bånd, præcis som forventet da klorofylen absorberer de røde bølgelængder kraftigt og er stærkt reflekterende i det nærinfrarøde lysspektrum. Denne mark kan således tolkes som værende grønlig i hele perioden indtil høsten.

Dette giver dog anledning til spørgsmålet - hvad så med en kornmark? Til forskel fra mark 1 er mark 2 gul i perioden op til høsten, hvilket betyder at den ikke i samme omfang absorberer det røde lysspektrum jævnfør Figur 3.24.

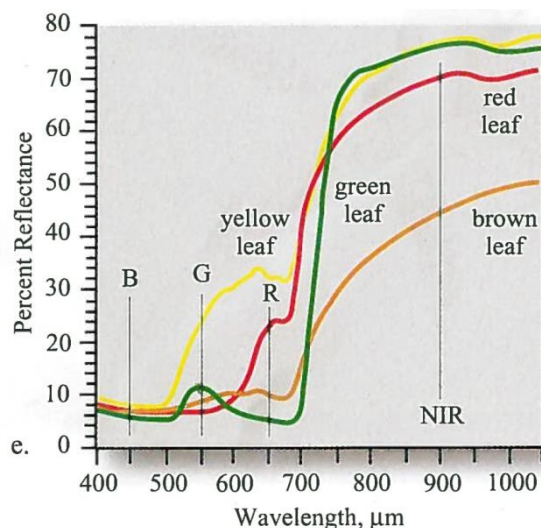
Figur 3.24 viser således et plot for mark 2, i et rød nærinfrarød multispektralt rum for en kornmark, hvor vegetationen lige før høsten er gul (juni måned).



Figur 3.24 Viser mark 2 i et rød-NIR multispektralt rum, for perioden marts til oktober.

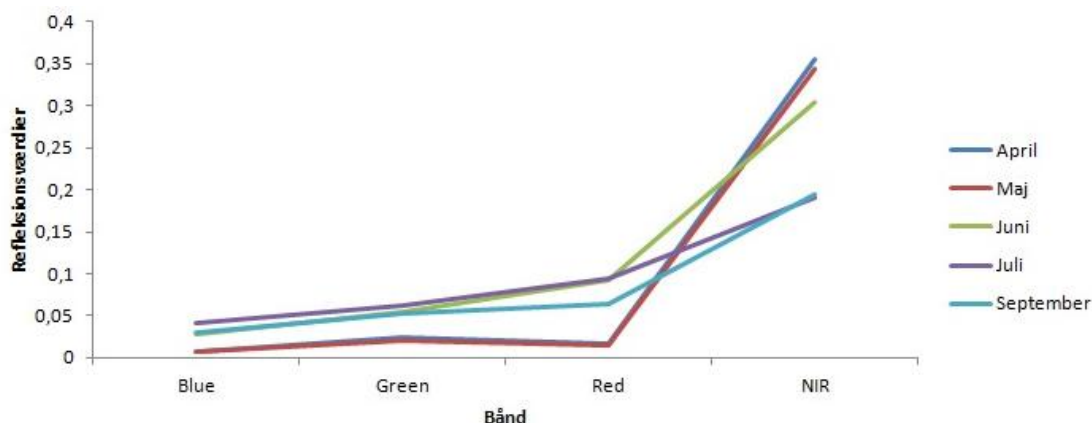
Figur 3.24 viser, som Figur 3.21 og Figur 3.23, en jordlinje defineret af plottene for juli og september. Til forskel fra mark 1 er der allerede vegetationsdække på marken i april og maj. Den store forskel er hvad der sker i juni, her ses det tydeligt, at der bliver en relativ stor refleksion i det røde bånd, noget som skyldes, at der ikke er noget klorofyl til at absorbere lyset i dette spektrum. I forbindelse med at vegetationen begynder at ældes forsvinder klorofylen og der vil således være en forøgelse af refleksionen i det grønne og røde spektrum, hvilket giver en gullig farve. Dette forklarer hvorfor plottet for juni måned har relative høje værdier i det røde bånd. Refleksionen i det røde bånd er omkring 0,02 - 0,03 for mark 1 mens den er 0,08 - 0,1 på mark 2.

Figur 3.25 viser hvordan refleksionen ændres i takt med at vegetationen ældes. Som det ses på grafen for det 'grønne blad' er der en høj absorption i det røde spektrum og lav i NIR. Der opstår hvad der kaldes "the red edge". I det bladet begynder at ældes, stiger refleksionen i det grønne og røde bånd, hvilket forårsager hvad der kaldes et "blue shift of the red edge", den røde forkant rykkes gradvist mod kortere bølgelængder, hvilket er et tydeligt tegn på at bladet ældes (Jensen, 2007).



Figur 3.25 Viser refleksionsværdier for bladet fra et Virginsk Ambratræ i fire faser (Jensen, 2007).

Refleksionsværdierne for mark 2 er plottet på Figur 3.26 så de kan sammenlignes med Figur 3.25, for at se om et blåt skifte af den røde forkant kan identificeres. Således ses kurverne for april og maj for, at præsentere værdierne for grønlig vegetation da der her ses den karakteristiske store forskel mellem værdierne i rød og NIR. Kurven for juni viser her en højere refleksion i det røde bånd. Dette tolkes som et skifte af den røde forkant mod blå, som det er vist i Figur 3.25.

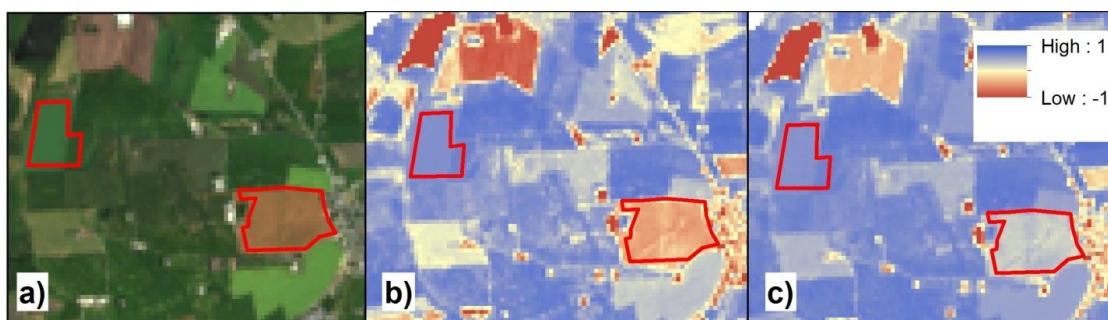


Figur 3.26 Viser gennemsnitlige refleksionsværdier for mark 2 i det blå, grønne, røde og nærinfrarøde bånd.

Konsekvensen af dette er, at NDVI ikke i sin nuværende form vil være egnet som indikator for C Faktoren. NDVI indekset udnytter forskellen mellem refleksionerne i det røde og nærinfrarøde bånd. Hvis der er sund grønlig vegetation vil der være stor forskel, hvilket giver et stort udslag og en høj NDVI-værdi. Problemet er at en kornmark lige før høst ikke udviser samme karakteristika, som vist ovenfor. Dette bevirker at kornmarken får en lav NDVI-værdi, hvilket kunne tolkes som manglende vegetation, hvis C Faktoren udregnes på baggrund af NDVI i sin oprindelige form. Hvis ikke der tages højde for det i brugen af NDVI som C Faktor vil konsekvensen være, at områder, som i virkeligheden er bevoget således burde få en lav C

Faktor i stedet får en høj C Faktor. Videre vil denne fejl blive regnet med ind i RUSLE og her vil området få et større erosionspotentiale end det burde.

Dette medfører at der i dette projekt laves et alternativt vegetationsindeks, NDVI-BV (blå variant), der virker på samme måde som NDVI men, hvor der i stedet for det røde bånd bruges det blå. Dette er valgt på baggrund af ovenstående analyse. Det ses på Figur 3.25, at skønt der er stor variation i det røde bånd, så er det blå bånd stort set uændret under hele ældningsprocessen. Det samme ses på Figur 3.27.



Figur 3.27 Landsat 8 billede af de to marker i juni måned. a) er vist i naturlige farver, b) Almindelig NDVI og c) NDVI-BV.

På Figur 3.27 ses forskellen mellem NDVI og NDVI-BV. Det er her tydeligt at kornmarken, mark 2, har negative NDVI-værdier, vist på kort b. Ved at anvende NDVI i klassisk forstand som et udtryk for C Faktoren bliver områder med vegetation betragtet som områder uden. Det ses også at disse værdier er positive på kort c, som således betragtes som vegetation.

3.5.3. Transformation fra NDVI-BV til C Faktor

NDVI er i tidligere studier blevet anvendt til en estimering af C Faktoren. C Faktoren i RUSLE er en ratio gående fra 0 - 1, hvor 0 svarer til et tæt vegetationsdække og 1 svarer til blotlagt jord. Da NDVI og NDVI-BV er en ratio gående fra -1 til 1, hvor 1 er tæt vegetation og -1 er ingen vegetation skal NDVI-BV standardiseres til at kunne anvendes i RUSLE. Et eksempel på en simpel standardiseringsmetode fra et lignende studie er:

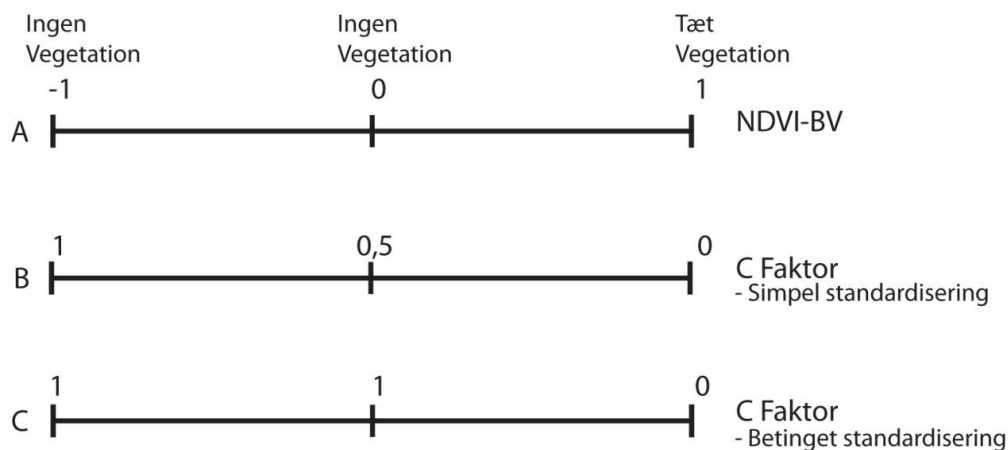
$$C\ Faktor = \frac{-NDVI + 1}{2} \quad (24)$$

(Durigon, et al., 2014)

På denne måde bliver NDVI-BV ratioen vendt om og tilpasset således, at et højt vegetationsdække får en C Faktorværdi tæt på eller lig med 0. De områder der har en NDVI-BV på 0 eller derunder har ingen vegetation og er som tidligere nævnt bar jord, skyer, vand eller sne, se Figur 3.21.

Problemet ved at foretage en simpel standardisering fra NDVI-BV til C Faktorværdier ud fra ligning 24 er, at en NDVI-BV på 0 resulterer i en C Faktor på 0,5, se Figur 3.28 A og B. Der vil således blive introduceret en fejl, da et område med en NDVI-BV på nul vil være bart uden vegetation, som vist på Figur 3.21 og Figur 3.28. Problemet er imidlertid at en C Faktor på 0,5 betragtes som værende beplantet og havende en relativ høj beskyttelsesevne i forhold til nedbøren og dermed også erosionen.

Ved at lave en betinget standardisering af NDVI-BV (Figur 3.28 C) betragtes alle NDVI-BV-værdier som er mindre eller lig 0 som værende områder uden vegetation og får derfor tildelt værdien 1, mens alle positive NDVI-BV-værdier ganges med -1, hvorefter der bliver lagt 1 til. Derved fås en C Faktor som en ratio mellem 0 og 1, hvor værdier forskelligt fra 1 er mere eller mindre beplantet.



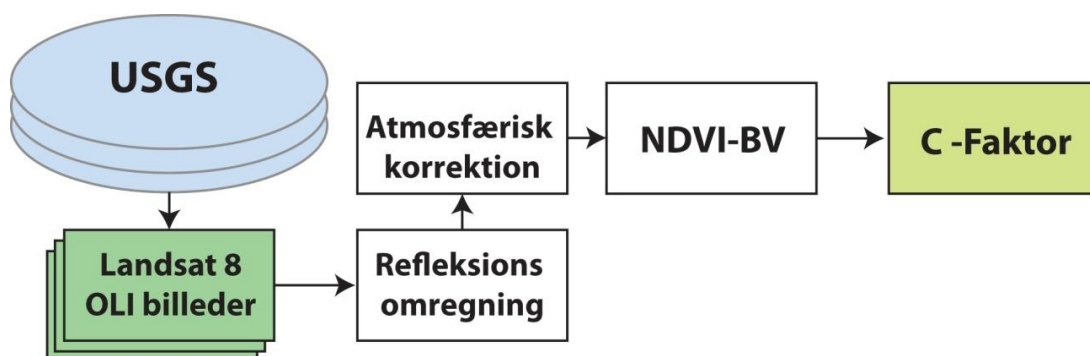
Figur 3.28 Viser transformationen fra NDVI-BV til C Faktordier ved hhv. en simpel standardisering og en betinget standardisering.

Udregning af NDVI-BV samt den betingede standardisering er lavet som en model i ArcMap, som udregner begge som én proces, se ligning 25 og Bilag IV. Den betingede standardisering i ArcMap er lavet som følgende:

$$\text{Con}(\text{NDVI-BV} \leq 0, 1, (\text{NDVI-BV} * (-1) + 1)) \quad (25)$$

På denne måde bliver områder som ikke betragtes som vegetation ($\text{NDVI-BV} \leq 0$) ikke tildelt en C Faktordier mindre end 1, mens områder som tydeligt indeholder vegetation ($\text{NDVI-BV} > 0$) bliver tildelt en C Faktordier mellem 0 - 1.

På Figur 3.29 nedenfor ses den konceptuelle fremgangsmåde for udregning af C Faktoren med en modifikation af NDVI.

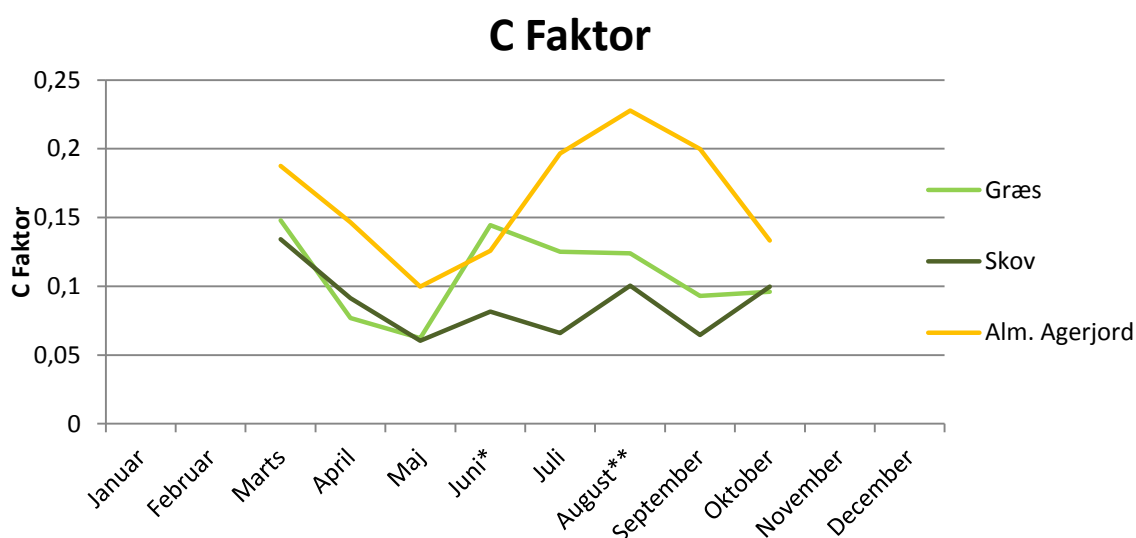


Figur 3.29 Viser den konceptuelle tilgang som er anvendt i beregningen af C Faktoren.

3.5.4. Kortlægning af C Faktoren

C Faktoren udregnes for de tilgængelige satellitbilleder ved hjælp af ligning 25 givet ovenfor. Dette giver et indtryk af C Faktorens variation over året. For at få et indtryk af C Faktorens variationen for forskellige landskabselementer er undersøgelsesområdet blevet inddelt i forskellige landskabsklasser. Disse klasser er alm. agerjord, permanente græsningsområder og skov. De to første er et udtræk af det nationale markblokkort mens skov er et udtræk af Kort10 - GeoDanmark-data (tidligere FOT) (NaturErhvervstyrelsen, 2015), (Geodatastyrelsen, 2015).

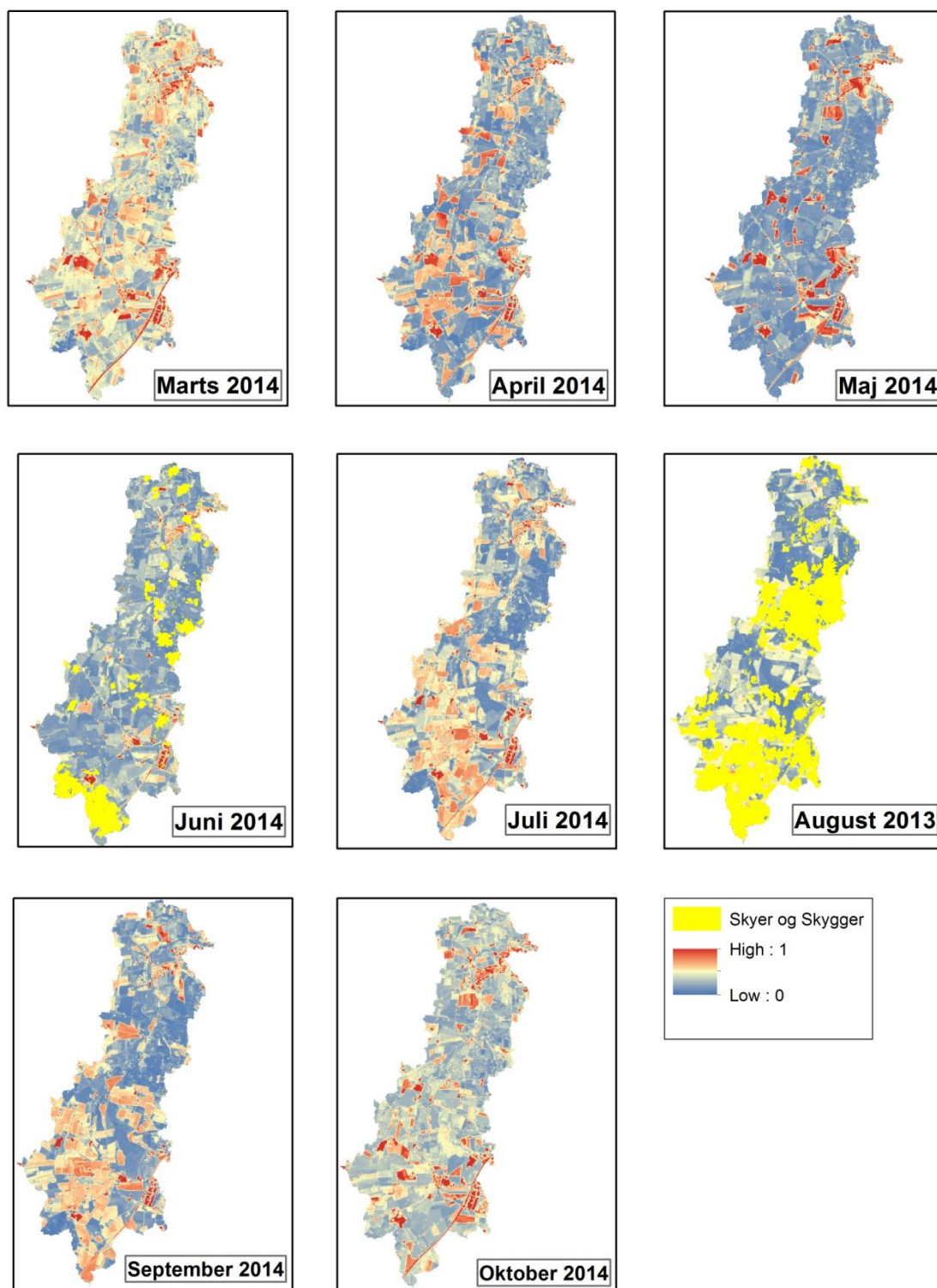
Den gennemsnitlige C Faktor er således udregnet for hver klasse for hver måned, Figur 3.30 nedenfor.



Figur 3.30 Viser variationen af C Faktoren over året for forskellige landskabselementer. Satellitbilledet for juni* måned er der områder med skyer, som er klippet ud, hvorfor det ikke er det samme antal rasterceller der ligger til grund for beregningen som de andre. Resultaterne fra august** måned er baseret på satellitbilleder fra 2013.

Som det ses får skov en generelt lavere C Faktor-værdi (tættere vegetation) i løbet af foråret og sommeren. De områder med permanent græsning oplever den laveste C Faktor i maj, hvorefter den stiger i juni for derefter at falde igen. Det kan hænge sammen med at grundlaget for C Faktoren ikke er det samme for juni som for de fleste andre måneder. En anden årsag er at juni 2014 var tørrere end en gennemsnits juni måned (35 mm ved Flyvestation Aalborg mod 54 mm for Nordjylland i perioden 1961 - 1990 (DMI, 2014a) (DMI, 2014b)). Græs påvirkes således mere af tørke end træer grundet et mindre og overfladisk rodnet.

For alm. agerjord ses den laveste C Faktor i maj og juni, hvorefter afgrøderne høstes i juli og august, hvorfor C Faktoren stiger. C Faktoren falder igen i september og oktober - sandsynligvis på grund af såning af efterafgrøder. Den tidlige og rumlige variation af C Faktoren ses på Figur 3.31 herunder. På kortene for juni og august var dele af undersøgelsesområdet dækket af skyer i optageøjeblikket, hvilket bevirker at der ikke er informationer om vegetationen i de områder som er dækket af skyerne eller deres skygger.



Figur 3.31 Viser variationen af C Faktoren i undersøgelsesområdet fra marts til oktober.

4 EROSIONS-RISIKOKORT

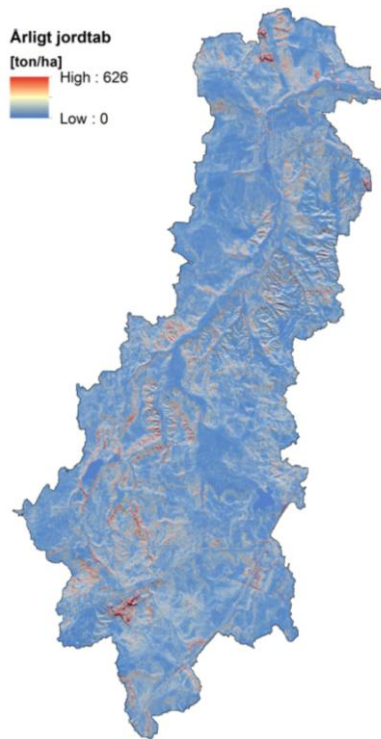
På baggrund af de fire faktorer, som er beskrevet i kapitel 3 (RUSLE-baseret Modeludvikling) laves et kort, som viser det årlige jordtab for hele undersøgelsesområdet. De enkelte værdier i kortet udregnes ved at anvende RUSLE-ligningen, se ligning 26.

Konkret opstilles 12 ligninger, se ligning 26, én for hver måned, som til sidst summeres for at vise det årlige jordtab. Denne metode er valgt fordi både R og C Faktoren varierer over året og disse variationer ønskes udtrykt i det samlede kort, se Figur 4.1. Ligning 26 er lavet som en model i Modelbuilder, som kan ses i Bilag V.

$$A = \sum_{i=1}^{12} R_i \times K \times LS \times C_i \times P \quad (26)$$

Hvor:

A	Er det årlige jordtab for området $[\text{ton ha}^{-1}]$
R_i og C_i	Er R $[\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}]$ og C Faktoren for måned i
K og LS	Er konstante for hele året og anvendes således for alle beregninger. K $[\text{ton ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}]$
P	P sættes til 1, hvilket der er redegjort for i kapitel 3 (RUSLE-baseret Modeludvikling)



Figur 4.1 Viser det årlige jordtab for hver celle i oplandet i ton/ha. De områder med skyer i juni måned på Figur 3.31 er i udregningen erstattet med de værdier for juli. Store dele af undersøgelsesområdet var dækket af skyer for det satellitbillede for august, hvorfor det i udregningen er erstattet af juli.

For at kunne multiplicere kortene, som viser de enkelte faktorer på en meningsfuld måde, skal deres celledimension tilrettes så de matcher hinanden, da der ellers kan opstå problemer i beregningen. De fire faktorer 'resamples' så de alle har en celledimension på 1,6 m. Dette er valgt ud fra den betragtning, at de kort som har en oprindelig celledimension større end 1,6 m, ikke mister nogen information ved at blive delt op i mindre celler, ligesom de heller ikke vinder noget ved det. Det står omvendt uklart hvad konsekvenserne af en 'resampling' af 1,6 m celler til større celler vil være, hvorfor den laveste celledimension er valgt.

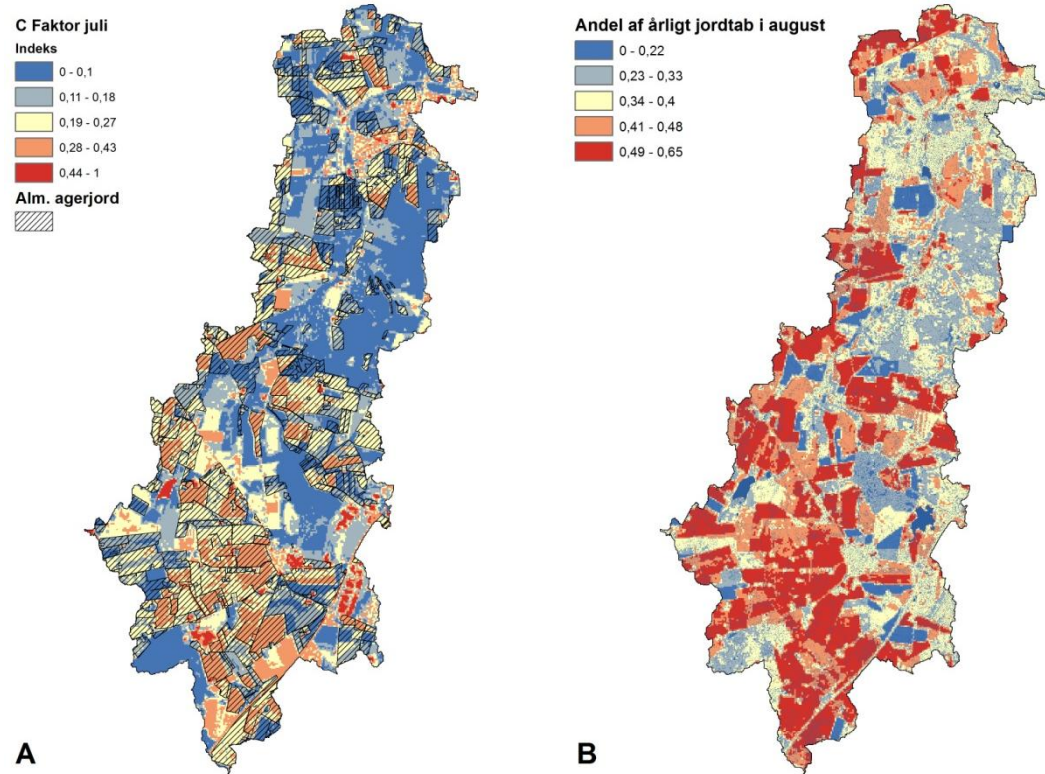
4.1. Undersøgelse af resultatets tidslige og rumlige variation

Figur 4.2 viser to kort. Kort A viser C Faktoren for juli, som også anvendes for august. Kort B viser andelen af det årlige jordtab, som sker i august måned, der er den måned hvor R Faktoren er størst og C Faktoren indikerer den laveste beskyttelse af agerjorde. Agerjorde står således for det største årlige jordtab. Dette er særligt vigtigt fordi det også vil være her der er den største fosforkoncentration i jorden. Det ses at august måned står for op til 65 procent af det samlede jordtab på udvalgte lokaliteter. De steder der står for de største andele falder i høj grad sammen med områder hvor der er agerjord, områder som på dette tidspunkt er høstet og således ligger bar.

Der er dog en svaghed i ovenstående slutning. Fordi C Faktoren er fremkommet ved hjælp af remote sensing medfølger de svagheder som knytter sig hertil. Den refleksion som bliver optaget af satellitten og vist i et enkelt pixel dækker over et signal, som består af en blandet refleksion af alt der er i det område det dækker. En tolkning af værdien som 'bar jord' eller 'skov' hviler på en betragtning af hvad der dominerer signalet. I tilfældet med tolkningen af billedet i denne situation viser signalet, at der er tale om en bar mark med lav plantebeskyttelse. Hvad satellitten dog ikke kan 'se' er de stubbe som står tilbage efter høst. Disse stubbe virker tilbageholdende på den jord, som eventuel måtte være udsat for erosion. Man bør således tage jordbearbejdning med i sine overvejelser. Hvis der på de marker, som undersøges for eksempel sås vintersæd vil dette ske i september og marken vil derfor være mere sårbar overfor erosion da der er en højere C Faktor end i august og der stadig er en relativ høj R Faktor.

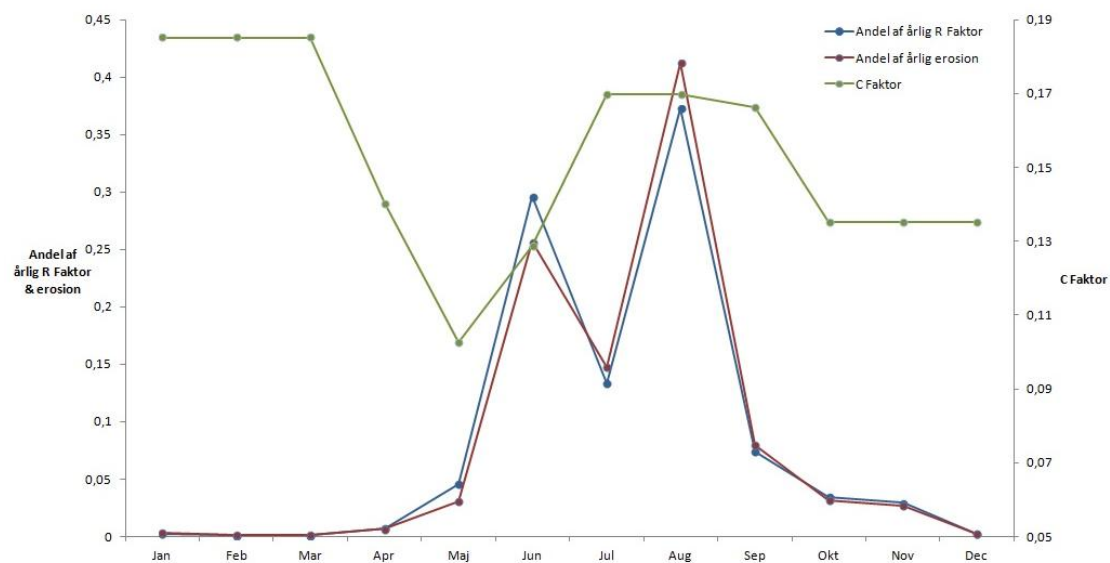
Det betyder, ud fra et vandmiljøperspektiv, at det tidspunkt på året hvor randzonerne er udsat for det største pres vil være i august-september måned. Hvis man anvender randzoner som virkemiddel bør det således være disse situationer man dimensionerer randzonerne efter, hvis man vil forhindre afløb til vandmiljøet.

Hvis man ikke vil anvende randzoner som virkemiddel kunne man på udvalgte lokaliteter så for eksempel majs, som først høstes i oktober-november da de vil bidrage med en højere C Faktor i august og september måned og på den måde beskytte særligt udsatte områder i den periode hvor der er størst risiko for erosion.



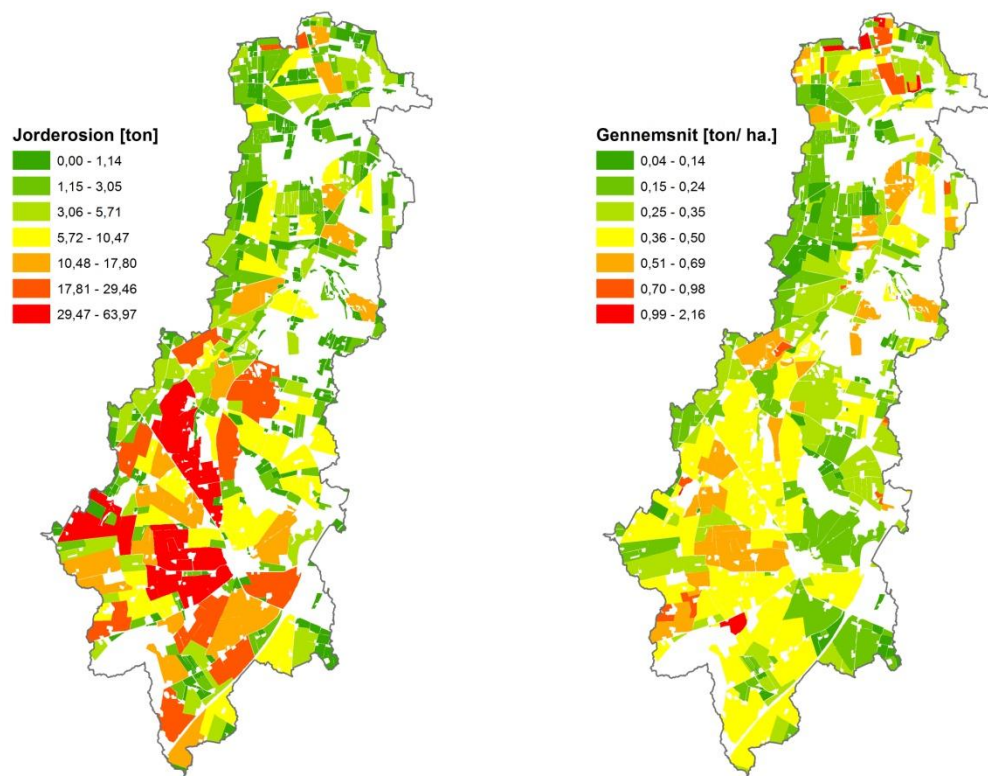
Figur 4.2 A viser C Faktoren for juli, som også er anvendt for august. B viser andelen af det årlige jordtab i august. De områder hvor andelen er størst er i høj grad sammenfaldende med de områder, hvor der er agerjord og som har en relativ høj C Faktor.

Erosionen varierer over året med de største mængder i sommermånedene. Jordtabet over året er bestemt af nedbøren og begrænset af C Faktoren. Således vil det største jordtab forekomme i de måneder der påvirkes mest af nedbør og i de områder med en høj C Faktor. På Figur 4.3 ses det at jordtabet for hver måned i høj grad er styret af den månedlige andel af R Faktoren og C Faktoren.



Figur 4.3 Viser variationen af C Faktoren, andelen af den årlige R Faktor og andelen af den samlede erosion over året for hele oplandet. På grund af skyer over nordjylland i august måned er C Faktoren for august identisk med juli. For november og februar eksisterede der ikke satellitbilleder, som kunne anvendes da alle billederne var dækkede af skyer. For december og januar kunne der ikke anskaffes billeder da USGS ikke havde gjort billederne tilgængelige. Derfor anvendes, i modellen, værdierne for oktober og marts som erstatning for hhv. november, december og januar, februar.

Kortene på Figur 4.4 viser det potentielle jordtab fra markerne i området. Det ikke har været muligt, inden for rammerne af projektet, at lave en egentlig validering af værdierne. Det som taler for at værdierne er realistiske er at værdierne for faktorerne hver for sig er realistiske hvorfor også den samlede værdi må siges at være realistisk. Det har ikke været mulig at finde tidligere studier for Danmark, hvor samtlige faktorer er brugt. Derfor kan en sammenligning med andre erosionskortlægninger ikke anvendes som validering af modellens resultater. Det som kommer tættest på er et studie foretaget i forbindelse med udarbejdelsen af vandmiljøplan III, men her er kun K, L og S medregnet og resultaterne står anført som enhedsløse.

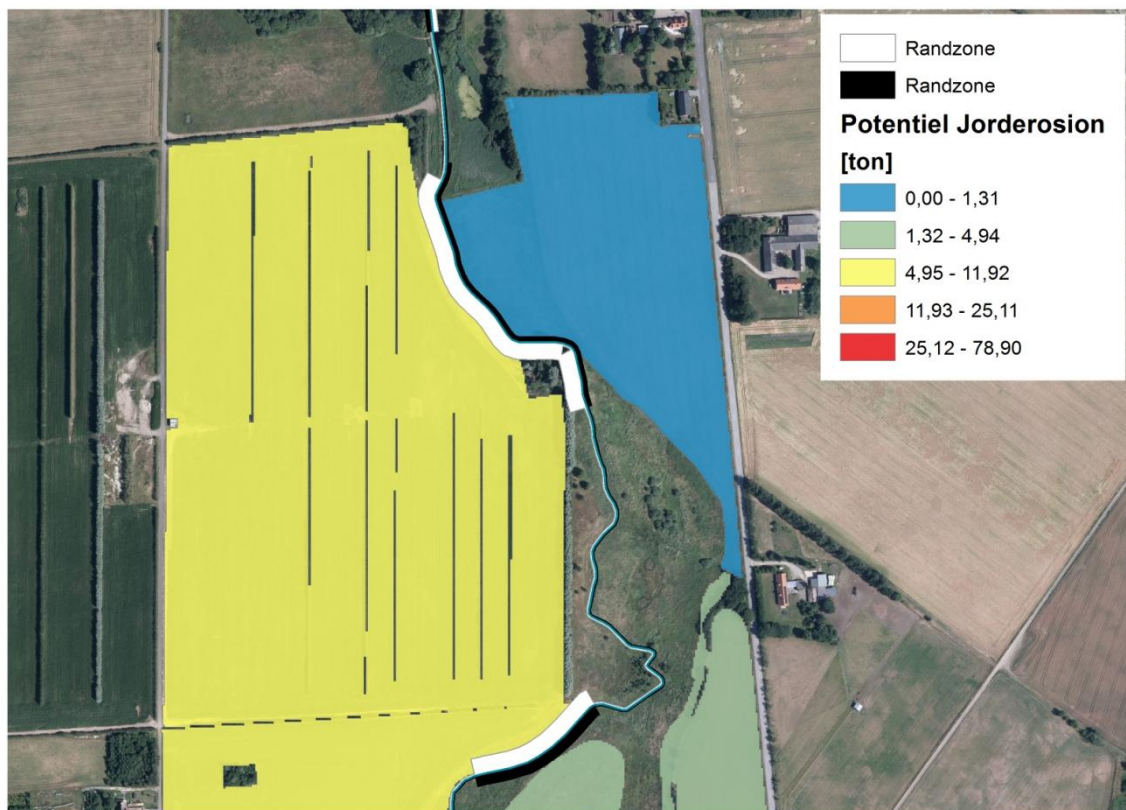


Figur 4.4 Viser jorderosionen summeret på markblok niveau

4.2. Mulig anvendelse af erosionsmodellen

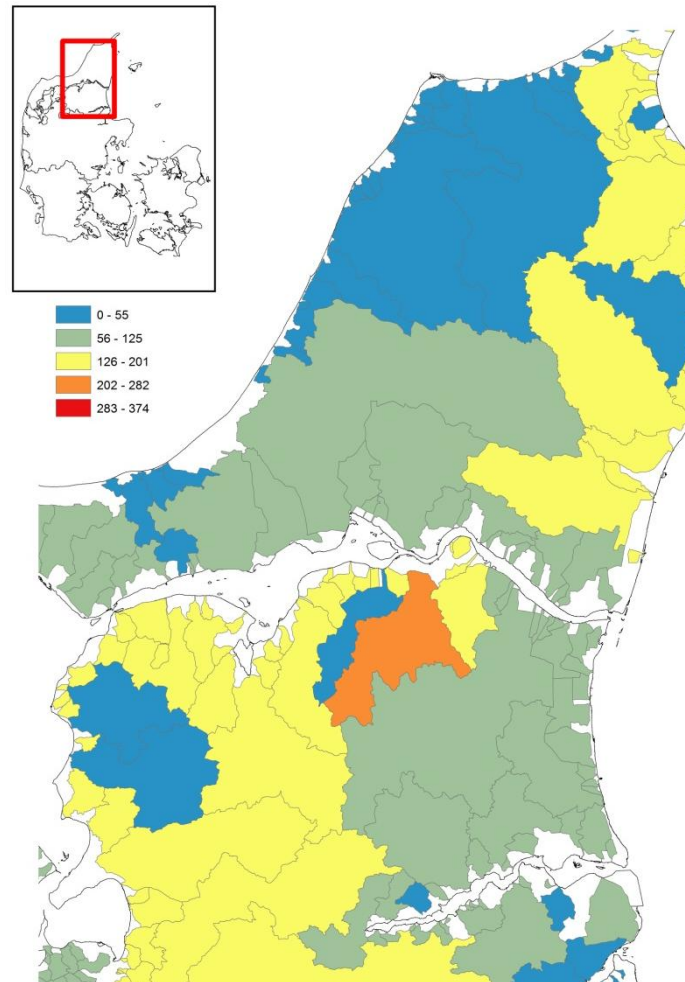
Kortet, Figur 4.4, kan selvfølgelig læses alene men den viden det dækker over er muligvis svær at aflæse af flere årsager. Kortet giver ingen information om hvor vandløb og søer er og hvilke marker som leder ned til vandmiljøet. Selvom kortet blev forsynet med vandløb og søer kan det, som beslutningsstøtte i forbindelse med placering af for eksempel randzoner, stadig være svært at tolke kortet på en fornuftig måde. Det er derfor vigtigt at få præsenteret den producerede viden på en måde, som giver brugerne de bedste muligheder for at træffe informerede beslutninger. Nedenfor præsenteres nogle andre måder at vise samme information på, kortene er rettet mod forskellige brugere.

Kortet på Figur 4.5, er lavet med et værktøj som klipper enge og moser bort så kun de marker som anvendes til agerbrug er tilbage. Herefter overføres markens jordtab til et vandløbstema i GIS. Med udgangspunkt i denne information laves en buffer, som varierer i forhold til markens samlede jordtab. På den måde tages der udgangspunkt i vandløbet og det tydeliggøres, hvor i vandløbets forløb der er nær kontakt til marker og hvor stort jordtabet er. På Figur 4.5 ses et eksempel på dette, hvor jordtabet er opdelt i fem klasser der hver giver anledning til en buffer, som kan være en randzone vis bredde varierer med jordtabet fra den tilstødende mark. Denne måde at formidle resultatet på henvender sig til miljøplanlæggere i eksempelvis en kommune.



Figur 4.5 Eksempel på visualisering af jordtabet på vandløbsstræknings-niveau og anvendelse af jordtabsklasser til at skabe dynamiske randzoner.

Kortet på Figur 4.6 henvender sig også til brug i en indsatsplanlægning af en forbedring af vandmiljøet. Her er fokus dog på at lave en prioritering af hvor ressourcerne bedst anvendes. Dette kan gøres ved at summere jordtabspotentialet for de marker, som påvirker vandløbet på et oplandsniveau. Således kan man sammenligne oplande og fokusere på de oplande, hvor behovet er størst.



Figur 4.6 Viser et eksempel på sammenligning af oplande i Nordjylland. I dette eksempel vil det give bedst mening at starte med Øster å, markeret med orange, da det har det største jordtabspotentiale af oplandene. (Dette er blot et eksempel og værdierne er ikke korrekte men tilfældigt valgte).

5

DISKUSSION AF MODELLEN

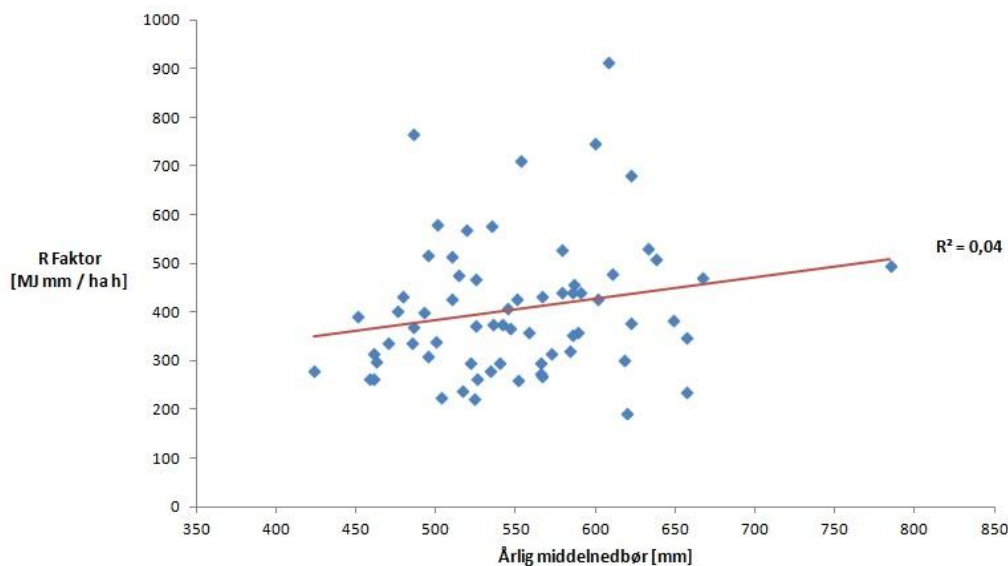
RUSLE som erosionsmodel er ikke i sin oprindelige form lavet til en implementering i et GIS. RUSLE er her, ligesom i andre studier blevet implementeret i et GIS, hvorved der gøres nogle antagelser og laves nogle generaliseringer i implementeringsprocessen. Der er i den forbindelse en række usikkerheder forbundet med hver faktor, som enten bidrager til en over- eller underestimering af modellen. Disse usikkerheder bliver i det følgende diskuteret i forsøget på at give en vurdering af, om modellen generelt over- eller underestimerer og i hvilket omfang.

5.1. R Faktor

R Faktoren er stort set udregnet som foreskrevet i vejledningen til RUSLE, Renard, et al., 1997. Der er altså ikke lavet en tillempet udgave af R Faktoren baseret på måneds- eller årsmiddelnedbør. R Faktoren har således den fordel, at den tidslige opløsning er så høj, at det er muligt at opfange varierende intensiteter i hver enkelt nedbørshændelse med ét minuts intervaller. Netop intensiteternes størrelse er afgørende for en korrekt udregning af R Faktoren. I udregningen af R Faktoren indgår intensiteten i hver enkelt minut samt den maksimale intensitet over 30 minutter. På den måde har nedbørsintensiteterne en relativ stor betydning for R Faktorens størrelse i forhold til nedbørsmængden, som kun medtages i beregningen én gang.

Ved en tillempet R Faktor baseret på årsmiddelnedbør er det ikke muligt at udregne variationen af R Faktoren løbende over året. Det kan i nogen grad lade sig gøre ved at anvende månedsmiddelnedbør. Forudsætningen for at kunne estimere en R Faktor på baggrund af måneds- eller årsmiddelnedbør er, at der er en sammenhæng mellem R Faktorens størrelse og måneds- eller årsmiddelnedbøren. Der har i forbindelse med udregningen af R Faktoren for hver enkelt station ikke kunnet ses en direkte sammenhæng mellem R Faktoren og den gennemsnitlige årlige nedbørsmængde, hvorfor det med udgangspunkt i disse resultater ikke er muligt at estimere en R Faktor ud fra årsmiddelnedbør, se Figur 5.1. Der er ikke lavet en sammenligning mellem EI_{30} og månedsmiddelnedbør af den årsag, at en stor del af nedbørshændelserne, særligt i vinterhalvåret, ikke er blevet godkendt af forskellige årsager så som sne eller stærk vind.

Denne manglende sammenhæng kan sandsynligvis skyldes, at nedbørsstationerne kun har leveret data fra såkaldte "godkendte hændelser", hvorfor en række hændelser kan være taget ud af datasættet på grund af sne og frost. På enkelte stationer har der været flere måneder eller år, hvor der ikke har været data. Disse år er derfor taget ud af datasættet så R Faktoren for det pågældende år ikke influerer på det samlede gennemsnit af R Faktoren. Det betyder at R Faktoren for visse stationer er udregnet for et færre antal år end de resterende stationer.



Figur 5.1 Viser den årlige middelnedbør plottet overfor R Faktoren for hver enkelt nedbørsmålere. Grundet at nogle af hændelserne er taget ud fra det oprindelige datasæt er den årlige middelnedbør mindre end den burde være. Sammenhængen mellem R Faktoren og årsmiddelnedbøren er stort set ikke eksisterende med en R^2 på 0,04.

I et endnu ikke offentliggjort studie af RUSLE som erosionsmodel for NaturErhvervsstyrelsen, som foretages af Aarhus Universitet Foulum har man kunnet se en sammenhæng mellem årsmiddelnedbør og R Faktoren. Udregningen af R Faktoren i dette studie er foretaget med nedbørsmålere, som måler nedbørsmængder med én times intervaller. Sammenhængen mellem årsmiddelnedbør og R Faktoren i dette studie har en R^2 på 0,49 (Heckrath, 2015).

Der kan være fordele og ulemper ved at anvende data som måler nedbør med forskellige intervaller. En ulempe ved at anvende 1 minuts intervaller er, at der ikke fås et samlet billede af de nedbørsmængder og intensiteter, hvis der for eksempel kommer tre regnhændelser kort efter hinanden. Disse nedbørshændelser bliver således behandlet som tre individuelle hændelser. Den første hændelse kan således løsrive partikler i overfladen mens nedbørsmængderne fra den anden hændelse kan mætte jordens porer, hvorefter den tredje hændelse kan transportere jordens partikler. Ved at anvende nedbørsmålere med en times intervaller vil det være muligt, at alle tre nedbørshændelser figurerer i det samme interval, hvorved de enkelte hændelser ikke behandles for sig. Derved fås et mere sammenhængende billede af de tre nedbørshændelsers påvirkning af jorden. Fordelene ved at anvende data der registrerer nedbør med mindre intervaller er, at det i forhold til en udregning af R Faktoren er muligt at bestemme den maksimale intensitet over 30 minutter I_{30} og den maksimale intensitet over 15 minutter som er et kriterie for, hvilke nedbørshændelser der skal tages med i beregningen. Det er således ikke muligt at beregne R Faktoren med registreringsintervaller på én time ud fra de forskrifter der er angivet i Renard, et al., 1997. Det kan derfor ikke afvises at der ville kunne ses en tydeligere sammenhæng mellem R Faktoren og årsmiddelnedbør, hvis der var anvendt stationer, som målte med en times intervaller. Med nedbørsstationer der måler med en times intervaller er det ikke i samme omfang er muligt at opfange intensiteter, hvorfor R Faktoren sandsynligvis i højere grad vil være et udtryk for nedbørsmængde end det er tilfældet når der anvendes 1 minuts intervaller.

En anden faktor der kan influere på resultatet er tidsseriens længde, som i de fleste tilfælde er 10 år, hvor de to målere som dækker undersøgelsesområdet er 15 og 17 år. Et enkelt år med en høj

eller lav EI_{30} kan have stor indflydelse på R Faktoren i en tidsserie over et beskedent antal år. Dette kan således være årsagen til, at der var så store variationer i R Faktoren imellem de enkelte nedbørsmålere. Det kan derfor ikke afvises, at det havde været muligt at se en mere entydig tendens i den rumlige variation af R Faktoren med et større datagrundlag, som kunne ligge til grund for en bedre interpolation af R Faktoren.

For at dette kunne lade sig gøre havde det været nødvendigt med en større spredning af nedbørsmålere, så de havde været jævnt fordelt over landet, i modsætning til Spildevandskomiteen som hovedsageligt er koncentreret i de større byer. Det havde også været muligt at finde nedbørsmålere, hvor spredningen og antallet havde været bedre, dog ikke uden at gå på kompromis med intervallet hvormed nedbørsmålernes registrerede nedbørsmængder og intensiteter.

Det forhold at nedbørsmålernes oftest står placeret inde i byerne kan måske have indflydelse på de beregnede værdier af R Faktoren. Hvis større byer kan skabe en urban varmeø, som måske kan kickstarte et skybrud kan nedbørsmålerens placering have indflydelse på intensiteten af skybrudshændelserne og dermed størrelsen på R Faktoren.

5.1.1. Opsummering

- Til udvælgelse af, hvilke nedbørshændelser der skulle tages med i udregningen af EI_{30} er der taget udgangspunkt i den maksimale intensitet over 20 minutter i stedet for 15 minutter grundet dataformatet. Det vil således oftere forekomme en intensitet på 25,4 mm h⁻¹ over 15 minutter end over 20 minutter, hvorved den valgte tilgang vil underestimere R Faktorens reelle størrelse.
- Grundet at R Faktoren kun er beregnet ud fra "godkendte hændelser", vil datagrundlaget også her være med til at underestimere R Faktorens reelle størrelse. De fleste nedbørshændelser, som er taget ud af nedbørsdataet forekommer i vinterhalvåret, hvor de fleste nedbørshændelser ikke påvirker EI_{30} .

Dette anses derfor at R Faktoren samlet set vil underestimere i et begrænset omfang i forhold til hvad den reelt burde være.

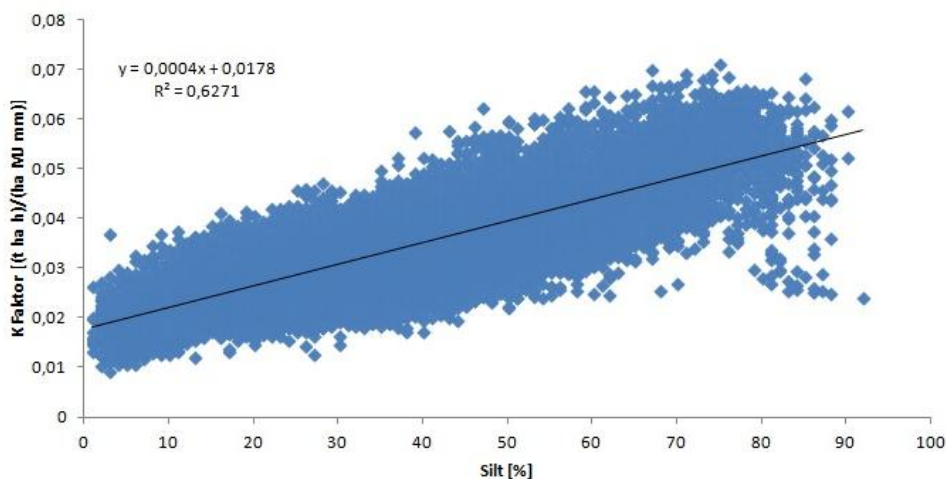
5.2. K Faktor

I dette projekt er K Faktoren ikke bestemt, ved brug af de ligninger som der lægges op til i RUSLE. I stedet er anvendt en sammenhæng mellem K Faktoren og siltindholdet. Det giver anledning til en diskussion af konsekvensen af metoden.

For at finde en ligning som kunne bruges til at beskrive K Faktoren ud fra siltindholdet i jorden, blev der lavet en analyse af denne sammenhæng for alle punkterne i LUCAS' jordklassificering og det K Faktorkort som er produceret på den baggrund. Problemet med denne tilgang er, at punkttemaet, som indeholder information om silt, ikke indeholder den K Faktorenværdi, som burde høre til lokaliteten, ligesom ikke alle informationerne til at udregne K Faktoren findes i punkttemaet. Derfor er der overført en værdi fra K faktorkortet til punkttemaet. Det betyder, at det ikke nødvendigvis er den præcise K faktor som bruges i sammenligningen. Metoden er dog stadig valgt ud fra den betragtning, at tendensen er den samme om der anvendes en interpoleret værdi eller den præcise værdi når der i alt er knap 20.000 punkter. Det giver dog en usikkerhed,

men om det giver større eller mindre værdier er svært at sige. Det afhænger alt sammen af, hvilken interpolationsmetode der anvendes. Det der gør sig gældende for alle interpolationsformer er, at estimatet for et givent sted er bestemt af de omkringliggende punkter, hvor de punkter der ligger tættest på har en større vægtning end de punkter længere væk. Ud fra denne argumentation vil de værdier der overføres fra det interpolerede kort til punktdatasættet kun afvige i begrænset omfang fra de målte værdier.

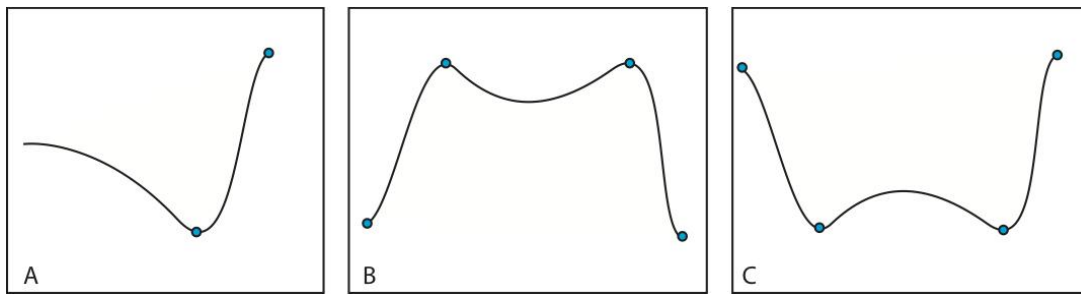
Den valgte tilgang påvirker også det mulige udfaldsrum for de udregnede K Faktorværdier. Hvis plottet i Figur 5.2 betragtes bliver problemet tydeligere.



Figur 5.2 Viser et plot af andelen af silt ift. K Faktorværdier ud fra 19.396 teksturpunkter i Europa.

For observationerne er der lavet en tendenslinje, som beskriver data bedst. Det betyder, at det mulige udfaldsrum for de værdier, som er anvendt i dette projekt begrænses til at ligge på denne tendenslinje og dermed i et udfaldsrum fra ca. 0,017 til 0,057 ton ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹. I det danske testurdatasæt er det højeste siltindhold 46%, hvilket begrænser udfaldsrummet yderligere til 0,017 - 0,036 ton ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹. Der forekommer således ikke den samme spredning af værdierne som det ses på Figur 5.2. Det betyder dog også, at de værdier som fremkommer af den valgte metode ikke kan ligge udenfor de værdier som er beregnet i LUCAS, hvilket gør at de ikke er urealistiske omend unøjagtige.

Udfaldsrummet begrænses yderligere af den valgte interpolationsmetode - IDW. Dette skyldes at der, hvor hver celle som der ønskes beregnet en værdi for, anvendes værdierne fra de 12 nærmeste punkter. Værdierne for de 12 punkter er vægtet i forhold til deres afstand til beregningscellen. Det betyder at beregningscellen, selvom den ligger opad punktet med den lavest mulige værdi, ikke kan antage denne værdi eller en lavere værdi da estimatet er et vægtet gennemsnit af de 12 nærmeste punkter. Således mindskes udfaldsrummet yderligere i både top og bund. Det giver stadig ikke anledning til urealistiske værdier, men spredningen anses for unaturlig. Herudover er spredningen større end hvis den alternative ligning 7 som foreslås i Renard, et al., 1997 blev anvendt.



Figur 5.3 Viser de problemer som kan opstå i forbindelse med IDW interpolation. A) Viser en situation hvor randen af et område får højere værdier som følge af fjerne punkter. B) Viser situationen hvor der opstår en lavning, hvor der burde være en top, som følge af påvirkningen af fjerne punkter. C) Viser en situation hvor der opstår en top, hvor der burde være en lavning.

Problemet er, at den celle man ønsker at estimere en værdi for, på en uhensigtsmæssig måde bliver påvirket af værdier i dets nærhed. Hvis man eksempelvis, som vist på Figur 5.3, skal interpolere højderne i et bakkelandskab og finder højden på den ene og den anden side af toppen, så vil der i interpolationen opstå en lavning hvor der burde være en top, fordi de ukendte værdier på toppen er et vægtet gennemsnit af blandt andet de målinger, som er foretaget længere nede ad bakken. Det samme gør sig gældende for lavninger. Her bliver metodens simplicitet en begrænsning for nøjagtigheden, da den ikke tager højde for en tendens i en given retning. Denne effekt påvirker også randområderne af det område hvor interpolationen foregår. Her bliver værdierne, som det ses på Figur 5.3, påvirket af værdier længere borte, men kun fra den ene side hvilket gør, at værdierne igen afviger fra det de burde være. Hvis det antages at de værdier som modellen baseres på er korrekte, så giver modellen nogle kvalificerede gæt på værdierne i de ukendte områder. Disse værdier er sandsynligvis ikke korrekte men gode bud. Områder hvor der er by eller skov er nøjagtigheden af interpolationen sandsynligvis meget lav, eftersom der for disse områder ikke er foretaget teksturundersøgelser. Problemet er så, at modellen har den ovenfor beskrevet svaghed, som helt sikkert giver forkerte værdier, det er bare ikke til at sige hvor disse steder er placeret. Det er ligeledes svært at sige om konsekvensen af dette er, at den samlede erosion bliver større eller mindre end hvad den i virkeligheden er.

For at opnå en bedre interpolation bør man anvende en anden interpolationsform såsom kriging. Her er fordelen at man får flere parametre at skruer på, hvilket gør modellen potentielt mere præcis. Ulempen er dog at dette tager meget lang tid og på ingen måde er en automatiseret proces, hvorfor metoden er fravalgt i dette projekt. En anden interessant måde at interpolere værdierne, er at anvende nogle andre målte parametre, som variabler i en multi-regressionsanalyse. Således vil man, hvis man finder nogle parametre, som til sammen beskriver K Faktoren opstille en ligning, som til hvert ukendt punkt vil kunne beskrive K Faktoren. Det er denne tilgang Panagos, et al., 2014 anvender i deres interpolation af K Faktoren for Europa.

I metoden tages der ikke hensyn til frost og tø situationer hvilket betyder at K Faktoren er mindre end den burde være i disse perioder og således vil modellen underestimere det samlede jordtab. Dette skyldes, at en kombination af frost og tø, kan ændre jordens struktur, hydrauliske ledningsevne og stabiliteten af jordens aggregater. Herudover har mængden af vand i jordmatricen når den fryses samt hastigheden, hvormed nedfrysning sker også en indflydelse på jordens egenskaber. Jo flere gange jorden fryses og tør jo lettere vil jordpartiklerne frigøres ved nedbør. Således er der målt en 50% lavere forskydningsspænding i overfladejorden efter et

tøbrud. Hvis dette kombineres med afstrømningen af smeltevand fra sne og is, kan det give anledning til en erosion som der ikke tages højde for (Renard, et al., 1997).

5.2.1. Opsummering

- Der tages, i modellen, udgangspunkt i eksisterende data, hvor der er en given spredning. Der udregnes her en ligning for sammenhængen mellem K Faktoren og siltindholdet i jorden, se ligning 9. Udfaldsrummet bliver således begrænset samtidig med, at det yderligere begrænses af interpolationsformen. Modellen af K Faktoren vil således hverken under- eller overestimere de reelle værdier.
- Derudover kan der opstå lokale over- og underestimeringer i form af lavninger og toppe som beskrevet i Figur 5.3.
- Der tages ikke højde for effekten af frost og tø. Det betyder at modellen vil underestimere, hvis der er disse situationer i den modellerede periode.

K Faktoren vil således ligge indenfor nogle værdier, som umiddelbart ser realistiske ud. Problemet er at K Faktoren ikke indeholder værdier med den reelle spredning. Hvis de over- og underestimeringer, som skabes gennem interpolationen udligner hinanden, vil modellen underestimere på grund af frost og tø effekten. Hvor meget er uklart.

5.3. LS Faktor

I forbindelse med modelleringen af LS introduceres nogle fejl og der sker en generalisering som bevirker at modellens resultater afviger fra de 'virkelige' værdier.

I modelleringen af LS tages der udgangspunkt i den mest præcise højdemodel som er offentlig tilgængelig og den rumlige opløsning er på 1,6 m. En så høj opløsning giver nogle fordele og er brugbar i mange sammenhænge. I denne forbindelse giver den et meget præcist billede af topografiens rumlige variation og selv små lavninger og grøfter kan identificeres. Dette betyder at afstrømningsmønstret og det topografiske vandskel kan identificeres med en større præcision end hvis opløsningen var lavere, for eksempel en 10m cellestørrelse. Det kan også medføre nogle problemer når afstrømningsberegningerne skal bruges til erosionsmodellering. Den tilgang der er anvendt medfører, at afstrømningen koncentrerer i én celle. Det vil sige at afstrømningen, uanset arealets størrelse, flyder over et tværsnit på præcis 1,6 m. Det betyder at modellen viser en koncentration af afstrømning som højest sandsynlig vil være spredt over et større areal, hvilket igen vil betyde at området, som eroderes vil være større end det modellen beskriver. Omvendt vil en så kraftig 'kanalisering' af afløbet give større erosion, hvorfor der vil blive eroderet større mængder her end ellers. Om jordtabet er størst, hvis erosionen skete over et større areal eller den er det i 'kanalsituationen' er uklart, men 'kanalerosionen' vil medføre en erosion af større partikler end fladeerosionen.

Det kan således være, at en grovere rumlig opløsning i nogle tilfælde vil være mere fordelagtig når afstrømningen beregnes på oplandsniveau. Herudover kan det give anledning til nogle beregningsproblemer da datamængden, med en høj rumlige opløsning er meget stor for et opland som det til Skjern Å eller Gudenåen.

Et andet problem med den anvendte beregningsmetode, er også påvirket af den rumlige opløsning. I modellen akkumuleres afstrømningen, og afstrømningslængden bliver stoppet af

enten et fladere område eller en defineret kanal. Problemet her er, at der ikke er nogen mulighed for, at vandet kan løbe uden om da modellen ikke tillader en spredning af afstrømningen, at én kanal bliver til to eller flere, men kun at flere kanaler løber sammen til én. Dette medfører at en afstrømningslængde kan stoppes af et fladt område, hvor den i virkeligheden ikke burde være stoppet fordi afstrømningen opstrøms er delt og en anden afstrømningsvej leder udenom det flade område. Dette bliver særligt problematisk når den rumlige opløsning er fin, da et forholdsvis lille område med en anden hældning kan stoppe afstrømningen fra et stort område. Konsekvenser af dette problem er, at de afstrømningslængder som modellen regner med højest sandsynlig er kortere end de vil være i virkeligheden, hvilket igen betyder at den LS Faktor, som fødes ind i RUSLE-ligningen er mindre end den burde være.

To løsninger ses på dette problem. Den første er helt at se bort fra cutoff-områderne. Dette vil give nogle meget større afstrømningslængder og således også større LS-værdier og dermed større erosion. Fordelen ved den løsning er at man får et erosionspotentiale, som er større end det i virkeligheden er, hvilket kan ses som et slags 'worst case scenario'. Svagheden ved løsningen er at den ikke kan bruges til at sige noget om mængderne af materiale, som eroderes da de vil være overdrevet. En anden løsning er at modellere afstrømningen på en måde så den tillader opsplitting. En mulighed, beskrevet af (Zhang, et al., 2013), vil være, at afstrømningen fra en celle i stedet for, som det er tilfældet nu, bliver lagt til den næste celle i rækken, bliver fordelt i mellem de tre celler som rører cellen i nedstrøms retning. Således kunne 50% af vandet overføres til den celle som er direkte nedstrøms og de resterende 50% kan fordeles mellem de to andre. Denne løsning giver mulighed for opsplitting af afstrømningen, hvorved at afstrømningslængden ikke nødvendigvis stoppes af et cutoff-område. Det vil også give større afstrømningslængder end den metode som er valgt og således også en større erosion. LS-værdierne ved denne metode vil højest sandsynlig ligge mellem de producerede ved at anvende cutoff-områder og den hvor de ikke er anvendt, det første alternativ. Den vil samtidig også sprede afstrømningen over et større område og ikke som ved den anvendte model koncentrere det i et ganske lille område.

Et tredje problem udspringer dels af den fine opløsning og dels af anvendelsen af cutoff-værdier. Som nævnt stoppes afstrømningen af en cutoff-celle. Der er således intet udløb fra dette relative lille område. Problemet er at der efter al sandsynlighed vil ske en vis overførsel af vand fra cutoff-området til et område nedstrøms. Dette vil være et problem der, hvor et cutoff-område er et resultat af en ændring i hældningen. Dette vil igen bevirke at de modellerede afstrømningslængder muligvis er kortere end de burde være og således er LS værdien mindre end den burde være.

Cellestørrelsen på 1,6 m giver på enkelte lokaliteter mulighed for nogle høje LS-værdier. Dette opstår der hvor der er en stor højdeforskel over en begrænset afstand. I dette projekt er værdierne koncentreret omkring grusgrave, hvor der kan opstå hældninger på mere end 60°. Det er således kun ganske få celler der får tildelt så store LS værdier. Hvis der i stedet var anvendt en højdemodel med en celledimension på 10 eller 30m, havde der måske kunne observeres lignende højdeforskelle men over større afstande. LS-værdierne vil i så fald ikke blive nær så høje. Disse høje værdier betyder, at det samlede jordtab i ton/ha på disse lokaliteter også får urealistiske høje værdier.

5.3.1. Opsummering

- Modelleren medfører en unaturlig kanalisering af afstrømningen på grund af cellestørrelsen. Det er uklart om modellen over- eller underestimerer som konsekvens heraf.
- Ingen spredning i afstrømningsforløbet gør, at afstrømningslængderne bliver mindre end de burde være. Dette får modellen til at lave mindre L-værdier og derfor vil modellen underestimere erosionen. Hvor meget er uklart.
- Intet overløb fra cutoff-celler gør at afstrømningslængderne bliver mindre end de burde være. Dette får modellen til at lave mindre L værdier og derfor vil modellen underestimere erosionen. Hvor meget er uklart.
- I forhold til de meget høje LS-værdier i grusgravene er det usikkert om værdierne er brugbare eftersom udgangspunktet for LS-beregningerne er en bar mark på 22 meter med en hældning på 5°. Spørgsmålet er om LS-beregningerne med udgangspunkt i forsøgsmarken kan give realistiske værdier i et terræn med 60° hældninger, eftersom modellen ikke er beregnet til disse ekstreme situationer.

Det vurderes ud fra ovenstående at LS Faktoren underestimeres og at dette bidrager til, at det samlede erosionspotentiale bliver mindre end det burde være.

5.4. C Faktor

Den valgte tilgang har nogle styrker og svagheder, som påvirker resultatet af analysen og det endelige resultat af RUSLE.

Fordelen ved at anvende satellitbilleder til beregning af C Faktoren er, at man herigennem får et værktøj, som hurtigt kan producere værdier til RUSLE over store områder som et vandløbsopland eller en region. Dette skal ses i forhold til, at skulle lave mange feltundersøgelser som i sig selv er meget tidskrævende i indhentning og efterbehandling ligesom de bør foretages ofte for at få et dækkende billede af den tidslige variation. Satellitbillederne giver på den måde et billede af hele området på samme tid, hvor feltundersøgelser måske vil tage flere dage, hvilket vil påvirke sammenligneligheden af data. Herudover vil de data som er hentet i felten være standardværdier for større områder, hvilket vil betyde at noget af den rumlige variation forsvinder. Dette ses for eksempel i de artikler, hvor man har anvendt standardværdier for områder defineret af CORINE kort. Dette vil medføre fejl som man kan vælge at acceptere, men som det vises i denne rapport, er der store udsving i både R og C Faktorerne. Disse faktorer kan spille sammen og give en større erosion på særlige lokaliteter end hvis der blev anvendt en standardværdi for et årsgennemsnittet af C Faktoren.

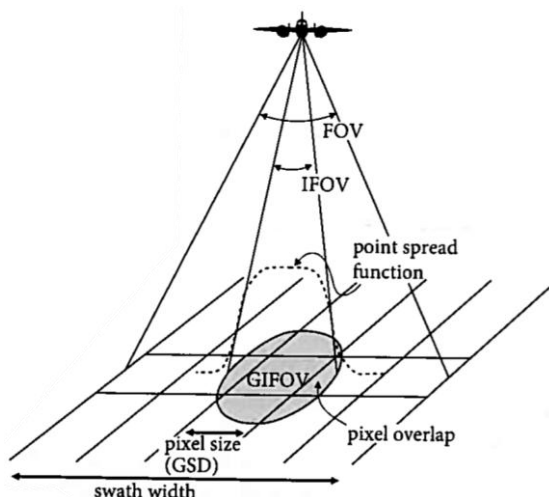
Anvendelsen af satellitdata har også nogle svagheder. Mest graverende er ustabiliteten af datakvaliteten. For eksempel kan undersøgelsesområdet være dækket af skyer, hvorfor satellitbilledet ikke kan anvendes. Dette er årsagen til at der ikke fås billeder for perioden november til og med februar i rapporten. Man kan således ikke regne med at kunne lave en fortløbende fornyelse af C Faktoren, hvilket gør at man måske alligevel kommer til at være afhængig af standardværdier i undersøgelsen. Problemet er affødt af den variation, som præger det danske klima og metoden vil muligvis være mere anvendelig i områder med et mere stabilt klima, hvor der kan være en større kontinuitet i data.

I rapporten er anvendt en metode hvor NDVI er udregnet på baggrund af det blå og Nærinfrarøde bånd. Dette afviger fra de artikler, som beskriver brugen af satellitdata som C faktor. Da det ikke har været muligt, inden for rammerne af opgaven, at validere metoden, giver det mulighed for, at der her introduceres fejl som det er svært at identificere samt at vurdere omfanget af. Det er således opfattelsen at denne modificerede NDVI udelukkende har sin berettigelse i den sammenhæng, hvor den er anvendt og ikke bør anvendes som en erstatning for den originale NDVI. Det er usikkert om brugen af den modificerede NDVI som pseudo- C Faktor fører til en over- eller underestimering. Ud fra den betragtning at organisk materiale i jorden har stor indflydelse på om der opstår erosion, vurderes det at modellen overestimerer erosionen på grund af C Faktoren.

I forbindelse med forberedelse af satellitbillederne blev de korrigeret for støj. Her blev den absolut simpleste metode anvendt. Dette betyder at der her kan være introduceret nogle unøjagtigheder, som efterfølgende vil kunne påvirke beregningen af NDVI og dermed C Faktoren. Som korrektion trækkes den laveste værdi fra alle celler i NIR og det blå bånd. Det kan muligvis lede til, at nogle celler bliver korrigeret som ikke skulle have været det. Hvis det blå bånd korrigeres unødigt kan det bevirke en underestimering af de erodere mængder. Hvis NIR korrigeres unødigt vil der ske en overestimering af jordtabet. Dette kan variere fra billede til billede. Konsekvensen vil i så fald være, at C Faktoren enten bliver højere eller lavere end den burde være. Om og hvor det sker er dog uklart.

Hvis denne metode skal anvendes i praksis i et planlægningsøjemed bør der anvendes en mere robust metode til støjkorrektion. Da der i rapporten alligevel er anvendt en støjkorrektion er det fordi det rent principielt vil være forkert at sammenligne satellitbilleder, taget på forskellige tidspunkter, uden at korrigere for støj.

En anden svaghed ved metoden er, at den misser en del af de faktorer som den originale C faktor tager højde for. Eksempelvis kan satellitbillederne af gode grunde ikke give nogen indikation af organisk indhold i jorden de steder hvor der er vegetation og kun i meget ringe grad på bar jord. Problemet kommer af den rumlige begrænsning som ligger i den celledørrelse satellitbillederne har og den måde hvorpå refleksionen lagres. Som det ses på Figur 5.4, er det område som der tages billede af, GIFOV Ground Instantaneous Field Of View, ovalt (i nadir) og ikke kvadratisk som cellerne i det kort som produceres. Derudover er GIFOV større end cellen.



Figur 5.4 Viser det område som reflekterer lys til et pixel (Jones & Vaughan, 2010).

Det betyder at den refleksion som udsender lys fra et område større end det cellen viser, også indeholder information om alt det som er i cellen. Den spektrale information som ligger i eksempelvis det røde bånd kommer dermed fra både jorden, vegetation, vand og menneskeskabte objekter som ligger inden for området. I dette projekt har det den konsekvens at en mark, som er høstet fremstår som bar, selvom der er stubbe fra afgrøder over hele marken. Årsagen er at det er den bare jord mellem stubbene, som dominerer refleksionen og at refleksionen fra stubbene forsvinder i signalet. Det betyder at den C Faktor, som udregnes på baggrund af satellitbillederne ikke repræsenterer de virkelige omstændigheder da den er højere end den burde være. Man bør derfor korrigere for dette ved for eksempel at supplere sin C Faktor for disse områder med information om jordbehandlingen og på den baggrund tildele marken en C faktor, som bedre beskriver de faktiske forhold. Alternativt kan man eventuel anvende andre satellitbilleder, såsom Quickbird eller Landsat EO-1 Hyperion, som er mere nøjagtige og måske bedre viser de relevante informationer.

5.4.1. Opsummering

- På grund af skyer på billeder og billeder som er utilgængelige for forskellige måneder, anvendes billeder for én måned for andre måneder. Dette medfører unøjagtigheder i modellen, men det er uklart om det leder til en over- eller underestimering.
- Brug af NDVI_BV som pseudo- C faktor medfører muligvis fejl i modellen. Om det medfører til en over- eller underestimering er uklart.
- Korrektion af støj kan både medføre en over- eller underestimering. Det er dog uklart om det sker og hvor og hvornår det i så fald sker.
- Metoden overser det organiske materiale i jorden og særligt på bare marker. Dette betyder at der vil være en overestimering af jordtabet.

Det vurderes at C Faktoren er unøjagtig, og at der i særlige tilfælde vil være en tendens til overestimering. Overordnet set er det uklart om der generelt over- eller underestimeres.

5.5. Opsamling af diskussionen

Som det fremgår af diskussionen er der, ved hver af de modellerede faktorer nogle fejl og unøjagtigheder, som får resultatet til at afvige fra hvad det burde være. Disse fejl og unøjagtigheder er opsummeret i Tabel 5.1.

Tabel 5.1 Opsummering af modellens fejl og unøjagtigheder.

R Faktoren	Fejl	Konsekvens	Samlet vurdering
	Brug af 20 min perioder for maksimal intensitet i stedet for 15 min ifm. udvælgelse af nedbørshændelser.	Underestimering.	Det vurderes at R Faktoren samlet set vil underestimere i et begrænset omfang i forhold til hvad den reelt burde.
	Begrænsning af datagrundlag på grund af manglende godkendelse af nedbørsobservationer.	Underestimering.	
K Faktoren	Der tages ikke højde for effekten af frost og tø.	Underestimerer.	K Faktorerne som fremkommer kan i sig selv være realistiske men intervallet er urealistisk, samtidig med at spredningen af værdierne forsvinder. Hvis de over- og underestimeringer som skabes gennem interpolationen udligner hinanden, vil modellen underestimere på grund af frost og tø effekten. Hvor meget er uklart.
	Udfaldsrummet bliver begrænset på grund af beregningsmetoden og interpolationsformen.	Uklart om det leder til en over- eller underestimering.	
	På grund af interpolationsformen kan der være lokale over- og underestimeringer.	Over og underestimering.	
LS Faktoren	Unaturlig kanalisering af afstrømningen på grund af celledørrelsen.	Uklart om det leder til en over- eller underestimering.	Det vurderes ud fra ovenstående at LS Faktoren underestimeres og at dette bidrager til, at det samlede erosionspotentiale bliver mindre end det burde være.
	Ingen spredning i afstrømningsforløbet.	Underestimering.	
	Intet overløb fra cutoff-celler.	Underestimering.	
C Faktoren	Brug af satellitbilleder for én måned for andre måneder.	Uklart om det leder til en over- eller underestimering.	Det vurderes at C Faktoren er unøjagtig, og at der i særlige tilfælde vil være en tendens til overestimering. Overordnet set er det uklart om der generelt over- eller underestimeres.
	Brug af NDVI_BV.	Uklart om det leder til en over- eller underestimering.	
	Støjkorrektur.	Uklart om det leder til en over- eller underestimering.	
	Organisk materiale i jorden ignoreres.	Overestimering.	

6

KONKLUSION

Til modellering af erosionsrisikoen er der udviklet en model, som tager udgangspunkt i data, som så vidt muligt er offentligt tilgængeligt. Modelleringen er ikke sket i et program som er særligt udviklet til dette formål, men i ArcMap. De operationer, som er foretaget vil kunne gentages i andre GIS-programmer som eksempelvis QGIS. Det betyder, at denne tilgang vil kunne anvendes af GIS-brugere ved blandt andet kommunerne, hvilket gør modellen mere anvendelig end for eksempel EUROSEM som kræver licens til DHIs MIKE-programmer.

Modellen tager sit udgangspunkt i den empiriske model RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) som den er beskrevet i Agriculture Handbook 703, Renard, et al., 1997. Her anvendes nedbøren og dennes intensitet (R Faktoren), jordens sårbarhed over for erosion (K Faktoren), områdets topografi (LS Faktoren) og beskyttende plantedække (C Faktoren) som variabler. Tilsammen resulterer RUSLE i et estimat af, hvor og hvor meget jord, der forsvinder fra et givent område som følge af fladeerosion.

Til modellering af R Faktoren blev anvendt nedbørsmålinger fra 67 af Spildevandskomiteens regnmålere for en periode på 10 år for hele Danmark og hhv. 15 og 17 år for undersøgelsesområdet. Dette giver mulighed for værdier, som viser den tidslige variation, som knytter sig til nedbørshændelser. Det vurderes at R Faktoren samlet set vil blive underestimeret i et begrænset omfang i forhold til hvad den reelt burde være.

Til udregning af K Faktoren blev der anvendt teksturpunkter fra Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultets database samt data fra en europæisk kortlægning af K Faktorer. Tilgangen afviger fra det der foreskrives i (Renard, et al., 1997). Det vurderes dog at K Faktoren ligger i et realistisk interval men, at spredningen af værdierne er urealistisk smalt hvilket er en konsekvens af beregningsmåden og den efterfølgende interpolation. Det vurderes at metoden kan give anledning til, at modellen underestimerer da der ikke tages hensyn til effekten af frost og tør. Hvor meget er uklart.

Til modellering af LS Faktoren er der anvendt data fra geodatastyrelsen og en metode som bruger de almindelige hydrologiske modelleringsværktøjer i ArcMap, samt et Python script designet til formålet. Det vurderes at denne metode underestimerer LS Faktorerne i området.

Til modellering af C Faktoren benyttes satellitbilleder, hvilket giver mulighed for, at medregne den rumlige og tidslige variation, som knytter sig til vegetationen i området. Modellen anvender en modificering af NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), som i højere grad end den klassiske NDVI indikerer om der er vegetation. Det vurderes at den C Faktor, som modelleres er unøjagtig og det er uklart om dette leder til en over- eller underestimering. Derudover vil modellen under særlige omstændigheder overestimere C Faktoren.

Erosionens omfang varierer over året da nogle af de førnævnte faktorer varierer over tid. Når erosionen varierer i løbet af året skyldes det i høj grad, at R Faktoren/ EI_{30} varierer over tid med de største påvirkninger i sommermånederne. C Faktoren har en tidslig og rumlig variation.

Erosionen vil således være størst når R Faktoren er relativ høj samtidig med at C Faktoren er relativ høj. Da R Faktoren er på sit højeste i august og mange marker er høstet og/eller pløjet vil der på dette tidspunkt af året potentielt kunne opstå det største jordtab pr. hektar. Jordtabet for august står derfor for op til 65% af det årlige jordtab på visse lokaliteter, hvor de fleste af disse er landbrugsområder.

Det samlede jordtab i ton/ha om året varierer meget fra sted til sted. Modellen har tilsyneladende en tendens til at underestimere på flere af faktorerne, hvorfor det samlede jordtab vurderes til at være i den lave ende af det reelle jordtab. Det har ikke været mulig at validere modellen da der ikke tidligere har været gennemført en erosionsmodellering i Danmark med det samme antal faktorer eller været udført målinger af jordtabet i undersøgelsesområdet. Det som bestyrker modellens rigtighed er at de enkelte faktorer giver værdier som virker realistiske sammenlignet med kildematerialet.

Konklusionen er at de værdier modellen giver er realistiske, men at sandsynligheden for at de er korrekte er lav. Det vurderes samtidig at modellen har en tendens til at underestimere værdierne, men der er dog knyttet en del usikkerheder til dette da mange af de fejl og unøjagtigheder i modellen kan lede til både en over- og underestimering. Det konkluderes at modellen relativt set giver et korrekt billede af, hvor der er høj og lav erosion i området og at resultatet kan anvendes i et fremtidigt planlægningsøjemed.

7

FREMTIDIGT ARBEJDE

Modellen som er resultatet af dette projekt fungerer i den forstand, at modellen kan klare en serie af brugerdefineret input og ud fra det give en indikation af, hvor der er potentiale for jordtab. Der er en række udfordringer ved modellen som man bør arbejde videre med før modellen kan bruges som den er tænkt.

For det første bør man validere modellens resultater for at sikre de resultater som den producerer. Det kan, som vi ser det, gøres på flere måder. Man kan teste det samlede resultat af modellen enten ved at bruge flere forsøgsmarker placeret i forskellige terræner, hvor jordtabet registreres og efterfølgende sammenlignes med modellens resultat. På den måde testes både modellens estimater af de absolutte jordtabsværdier samt om den virkelig påviser den relative fordeling af erosion i oplandet. Dette er en omstændig proces, som dels kræver et varieret udvalg af forsøgsmarker og installationer til opsamling af jordtabet samt tid og ressourcer til behandling af resultaterne. Et alternativ til dette kan være en tilgang hvor en række marker udvælges på baggrund af modellens resultater og herefter monitoreres og erosionen på markerne logges. Dette kan for eksempel gøres ved brug af droner, som nemt og hurtigt kan bruges til at fotografere markerne og billederne analyseres for tegn på erosion. Den alternative metode giver ingen indikationer af mængden udover et groft overslag i forbindelse med rilleerosion.

Den anden tilgang til valideringen er, hvor de enkelte faktorer i modellen valideres hver for sig. Herigennem kan de svagheder, som dels er nævnt i dette projekt og svagheder, som ikke er identificeret, styrkes. Dette har som vi ser det den svaghed, at det ikke giver en viden om, hvor meget modellen skyder ved siden af i sine estimater.

En naturlig forlængelse af den sidste tilgang, er indhentning af bedre data. Datagrundlaget er et dilemma i den forstand at data nok aldrig bliver så godt som vi kunne tænke os det. Men i dette projekt er der nogle svagheder i det data vi har brugt som man eventuelt kunne fokusere på hvis man vil udvikle modellen. Det data som ligger til grund for R Faktoren bør være bedre hvis man vil lave fornuftige modelleringer på oplandsniveau i Danmark. De regnmålere vi brugte var dem renseanlæg bruger (SVK) og de har en funktion som ikke er tænkt brugt i den sammenhæng vi brugte dem i. Dette ses for eksempel i deres placering omkring byerne. Dette tilfører modellen en unøjagtighed, som bliver større jo længere væk fra byerne man kommer. Ikke fordi de samme værdier ikke vil kunne opstå her, men fordi der ikke er noget grundlag for at sige noget som helst og så kan faktoren ligeså godt udelades. Man burde således undersøge om andre regnmålere med en bedre geografisk dækning er tilgængelig. Hvis disse producerer data af en anden opløsning en SVK målerne, findes måske en sammenhæng mellem de to målinger som kunne udnyttes.

K Faktoren er i høj grad noget der bør udvikles inden denne model anvendes som planlægningsredskab. Man bør således se på om der er en måde hvor de værdier, som ligger i DJF databasen kan relateres til den amerikanske opdeling af teksturklasser, da man så kan bruge de mere præcise formler. I en samtale med forskere fra Aarhus Universitets agro (AU) fandt vi

ud af at de har dette materiale liggende, men det var på tidspunktet for projekt ikke udgivet og det kunne således ikke anvendes i modellen. Da AUs plan er at udgive det, bør man, hvis man senere vil udvikle denne ide, søge at få dette materiale eller deres metode. Vi fik lov at se data og det problem vi havde med en meget lille spredning er ikke tilstede her. Hvor præcist det er, er svært at sige uden at kende metoden, men med en celledørrelse på 30 m bør man, om ikke andet, være kritisk over for interpolationen.

C Faktoren bør man også udvikle og indhente bedre data til. Man bør særligt se på tilgængeligheden af data for perioden fra og med november til og med februar og august da det ikke har været muligt at finde brugbare data for disse måneder. Hvis denne tilgang skal anvendes i fremtiden bør man oparbejde en database med satellitbilleder således, at man i fremtiden kan få nogle bedre generelle beskrivelser af de tidslige og rumlige variationer for vegetationen. Herudover bør man undersøge hvor godt denne pseudo C Faktor passer med den C Faktor som beskrives af Renard, et la., 1997.

Da dette vi i projekt har haft fokus på at udvikle en model, har selve automatiseringen af modellen haft en lav prioritet. Nogle af de scripts og modeller i ArcGIS kan uden videre sættes sammen til en større model. Men særligt R faktoren og LS faktoren kan ikke umiddelbart anvendes i en samlet automatisering. Vi vurderer at der ikke teknisk set er noget til hindre for at dette kan lade sig gøre, det kræver bare mere tid end vi havde til rådighed. Det er således oplagt at arbejde videre med dette punkt da det vil give et bedre produkt med en bredere appel.

Et alternativ vil være at lave den samme model, helst automatiseret, i et GIS miljø som er gratis. Det kan være QGIS eller White-box, da det vil give en meget bredere anvendelighed.

8

REFERENCER

- Ahrens, C. D., 2009. *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. 9. Udgave red. Belmont: Brooks/Cole.
- Ashman, M. R. & Puri, G., 2002. *Essential soil science: a clear and concis introduction to soil science*. Oxford: Blackwell Publishing.
- Balstrøm, T., Jacobi, O. & Bodum, L., 2010. *Bogen om GIS og geodata*. 1. udgave red. København: Forlaget GIS & geodata.
- Chanson, H., 2004. *The Hydraulics of Open Channel Flow: An Introduction*. Burlington: Elsevier.
- Chapman, P. J., 2012. Soil in the environment. I: *Physical Geography and the Environment*. Harlow: Pearson Education Limited, pp. 269-306.
- COWI, 2014. s.l.:COWI.
- Danmarks Meteorologiske Institut, u.d. *Klimanormaler*. [Online]
Available at: <http://www.dmi.dk/vejr/arkiver/normaler-og-ekstremer/klimanormaler-dk/>
[Senest hentet eller vist den 17 December 2014].
- Danmarks Miljøundersøgelser, 2009. *Corine Land Cover Danmark*. Aarhus: Aarhus Universitet.
- Desmet, P. J. & Govers, G., 1996. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. *Journal of soil and water conservation; Vol 50 Nr. 5*, pp. 427-433.
- Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet, u.d. *DJF Geodata*. [Online]
Available at: <http://www.djf-geodata.dk/datasaml/index.html>
[Senest hentet eller vist den 21 April 21].
- DJF, 2005. [Online]
Available at:
https://www.landbrugsinfo.dk/Miljoe/miljoetiltag/Filer/pl_miljoetiltag_fosfor_virkemiddelkatalog.pdf
[Senest hentet eller vist den 5 december 2014].
- DMI, 2014a. *Klimanormaler*. [Online]
Available at: <http://www.dmi.dk/vejr/arkiver/normaler-og-ekstremer/klimanormaler-dk/>
[Senest hentet eller vist den 17 april 2015].

DMI, 2014b. [Online]

Available at: http://www.dmi.dk/fileadmin/user_upload/CLIMAT/climat201406010000.pdf

[Senest hentet eller vist den 17 april 2015].

Durigon, V. L. et al., 2014. NDVI time series for monitoring RUSLE cover management factor in. *International Journal of Remote Sensing*, pp. Vol. 35, No. 2, 441–453.

Fog, K., 2001. *Økologi -En grundbog*. København: Gads forlag.

Geodatastyrelsen, 2015. *Kort10*. [Online]

Available at: <http://download.kortforsyningen.dk/content/kort10>

[Senest hentet eller vist den 17 april 2015].

Greve, M. H. et al., 2007; vol. 7; nr.2. Generating a Danish raster-based topsoil property map combining choropleth maps and point information. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, pp. 1 -12.

Hasholt, B., Madsen, H. B. & Kuhlman, H., 1990. *Erosion og transport af fosfor til vandløb og søer*. NPo-forskning fra Miljøstyrelsen Nr. C12 1990 red. København: Miljøministeriet.

Heckrath, G. et al., 2009. Et Web-baseret P-indeks som miljøplanlægningsredskab: del 1. *Vand & Jord; årgang 16, nr. 2, Juni*, pp. 44-48.

Heckrath, G. J., 2015. [Interview] (19 Maj 2015).

Heickey, R., Van Remortel, R. & Hamilton, M., 2001. Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data. *Cartography, Vol. 30, no.1*, pp. 27-35.

Hjulström, F., 1939. Transportation of detritus by moving water.

Jensen, H. E. & Jensen, S. E., 2001. *Jordfysik og jordbrugsmeteorologi*. København: DSR Forlag.

Jensen, J. R., 2007. *Remote Sensing of the Environment, An Earth Resource Perspective*. 2. udgave red. s.l.:Pearson Education, Inc..

Jones, H. G. & Vaughan, R. A., 2010. *Remote sensing of vegetation*. 1. udgave ed. Dundee: Oxford University Press.

Kinnell, P. I., 2014. Applying the RUSLE and the USLE-M on hillslopes where runoff production during an erosion event is spatially variable. *Journal of Hydrology, Volume 519, Part D*, 27 November, pp. 3328-3337.

Kronvang, B. et al., 2015. *A: forskningsformidling*. [Online]

Available at: <http://www.altinget.dk/forskningsformidling/artikel/lokal-regulering-af-natur-og-miljoe-giver-stoerst-effekt-for-pengene>

[Senest hentet eller vist den 13 Maj 2015].

Loll, P. & Møldrup, P., 2000. *Soil Characterization and Polluted Soil Assessment*. s.l.:Aalborg Universitet.

- Longley, P. A., Goodchild, M. F., Maguire, D. J. & Rhind, D. W., 2011. *Geographic Information Systems & Science*. 3. udgave red. s.l.:John Wiley & Sons, Inc.
- McCool, D. K., Foster, G. R., Mutchler, C. K. & Meyer, L. D., 1989. Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation. *Transactions of the ASAE*; Vol 32;(5), September - Oktober, pp. 1571-1576.
- Meusburger, K. a. S. A. a. P. P. a. M. L. a. A. C., 2012. Spatial and temporal variability of rainfall erosivity factor for Switzerland. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16 Januar, pp. 167-177.
- Meyer, L. D. & Wischmeier, W. H., 1969. Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Amer Soc Agr Eng Trans Asae*, pp. 754 - 762.
- Morgan, R. P. C., 1995. *Soil Erosion and Conservation*. 2. udgave red. Oxford: Blackwell Publishing.
- Morgan, R. P. C., 2005. *Soil Erosion and Conservation*. 3. Udgave red. Carlton: Blackwell Science Ltd..
- NaturErhvervstyrelsen, 2015. *Download af data*. [Online]
Available at: <http://naturerhverv.dk/landbrug/kort-og-markblokke/download-af-data/#c6648>
[Senest hentet eller vist den 17 april 2015].
- NaturErhvervstyrelsen, 2015. *Kort og godt om randzoner - hvad gør jeg?*. [Online]
Available at: <http://naturerhverv.dk/landbrug/natur-og-miljoe/randzoner/kort-og-godt-om-randzoner-hvad-goer-jeg/#c6995>
[Senest hentet eller vist den 13 Maj 2015].
- Naturstyrelsen , 2013. *Arbejdsprogram for vandområdeplanerne*, København: Miljøministeriet.
- Panagos, P. et al., 2015. Modelling the effect of support practices (P- factor) on the reduction of soil erosion by water at European scale. *Environmental Science & Policy nr*, 51, pp. 23 - 34.
- Panagos, P., Christos, K., Christiano, b. & Ioannis, G., 2014. Seasonal monitoring of soil erosion at regional scale: An application of the G2 model in Crete focusing on agricultural land uses. *International Journal of Applied Earth Observation and*, pp. 147-155.
- Panagos, P. et al., 2014. Soil erodibility in Europe: a high-resolution dataset based on LUCAS. *Science of the Total Environment*, 2 Februar, pp. 189 - 200.
- Petersen, L., 1994. *Grundtræk af Jordbundslæren*. København: Den Kgl. Veterinær- og Landbohøjskole Kemisk Institut.
- Rapport fra Fosforgruppen (P-U1), 2003. *Forberedelse af Vandmiljøplan III*, s.l.: Danmarks JordbrugsForskning.
- Renard, G. K., Foster, G. R., Weesies, G. A. & McCool, D., 1997. *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE)*. Washington: Agriculture Handbook (703).

- Renard, K. G. & Freimund, J. R., 1994. Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. *Journal of Hydrology*, pp. 287-306.
- Richards, J. A., 2012. *Remote Sensing Digital Image Analysis*. 5. udgave ed. Canberra: Springer.
- Rose, C. W., 1993. Erosion and sedimentation.. I: M. Bonell, M. M. Hufschmidt & J. S. Gladwell, red. *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics: Hydrological Research Issues and Strategies for Water Management*.. s.l.:Cambridge University Press, pp. 301-343.
- Sand-Jensen, K. (., 2006. *Naturen i Danmark: Geologien*. København: Gyldendal .
- Sand-Jensen, K. & Lindegaard, C., 2004. *Ferskvandsøkologi*. København K: Gyldendal.
- Scharling, M., 2000. *KLIMAGRID - DANMARK NORMALER 1961-90 MÅNEDS- OG ÅRSVÆRDIER*, København: Danmarks Meteorologiske Institut.
- Schlesinger, W. H. & Bernhardt, E. S., 2013. *Biogeochemistry: an analysis of global change*. Oxford: Academic Press.
- Søndergaard, M., Jeppesen, E. & Jensen, J. P., 1999. *Danske søer og deres restaurering*, Silkeborg Bogtryk: Danmarks Miljøundersøgelser.
- USGS, 2013. *Using the USGS Landsat 8 Product*. [Online]
Available at: http://landsat.usgs.gov/Landsat8_Using_Product.php
[Senest hentet eller vist den 14 april 2015].
- USGS, 2014. *Landsat 8 History*. [Online]
Available at: http://landsat.usgs.gov/about_ldcm.php
[Senest hentet eller vist den 16 april 2015].
- White, R. E., 2006. Soil Formation. I: *Principles and Practice of Soil Science*. s.l.:Blackwell Publishing, pp. 81-101.
- Wischmeier, W. H. & Smith, D. D., 1978. *Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning*. s.l.:USDA, Science and Education Administration.
- Zhang, H. et al., 2013. Extension of a GIS procedure for calculating the RUSLE equation LS factor. *Computers & Geosciences; Vol.52*, pp. 177-188.