

**Undersökningavsambandetmellanstrålningstemperatur  
ochNDVIiSahel**

**HelenaEriksson**



DepartmentofPhysicalGeography,  
LundUniversity  
Sölvegatan13,S-22100Lund,  
Sweden

**1999**



## ***Abstract***

*Several studies have analysed the relationship between Normalised Difference Vegetation Index (NDVI) and radiative surface temperature. A main goal for most studies has been to find the best method for carrying out land cover classifications and to study land cover changes, based on a combination between the two parameters. Since atmospheric components have a significant influence on both parameters, most applications were based on multi-temporal data. The quality of the individual values in such a combination is improved, but the biophysical justification is uncertain. This study presents a different method, based on only the combination of values that have been registered the same day and about the same time of the day. 125 daily images of NDVI and 250 images of radiometric temperature were used in order to analyse the relationship between (1) NDVI and radiative temperature and (2) NDVI and relative temperature difference between early morning and mid-day. Results between NDVI and radiative temperature show a significant negative correlation on areas where a distinct growing season develops, and a strong positive correlation where vegetation is absent throughout the season. When analysing NDVI and temperature difference, further processing was needed in order to compare the parameters due to cloud contamination.*

## ***Förord***

Detta är arbetet som möjliggjorts med hjälp av satellitdata från NASA-EOSDIS/NOAA, Goddard Space Flight Center, och dess *Pathfinderprogram*, samt från EUMETSAT (Europe's Meteorological Satellite Organisation) och deras satellitsystem METEOSAT. Markuppmätt data är hämtad från *HAPEX-Sahel* experimentet 1992 (LERTS/ORSTOM, 18 av. Ed. Belin, 31055 Toulouse, France)

Ett stort tack till min handledare Lennart Olsson, Naturgeografiska Institutionen vid Lunds Universitet, för stöd och hjälp under arbetets gång.

Jag vill också tacka Per-Olof Borgqvist för tips och idéer.

# Innehåll

<u>ABSTRACT</u>	1
<u>FÖRORD</u>	1
<u>INNEHÅLL</u>	2
<u>1INTRODUKTION</u>	4
<u>1.1I NLEDNING</u>	5
<u>1.2S YFTE</u>	5
<u>2BAKGRUND</u>	7
<u>2.1K LIMAT &amp;V EGETATION</u>	7
<u>2.1.1D ENGENERELLACIRKULATIONENOC</u> <u>ITCZ</u>	7
<u>2.1.2K LIMATETI SAHELREGIONEN</u>	7
<u>2.1.3K LIMATVARIATIONERI SAHELREGIONEN</u>	9
<u>2.2M ETODOLOGI</u>	11
<u>2.2.1V EGETATIONSINDEX</u>	11
<u>NDVI</u>	12
<u>KOMPLIKATIONER</u>	13
<u>3TEORI</u>	16
<u>3.1F OTOSYNTESENOCHDESSKOPPLINGTILLFJÄRRANALYTISKA</u> <u>VEGETATIONSINDEX</u>	16
<u>3.2V EGETATIONSINDEXOCHTEMPERATUR</u>	18
<u>3.2.1E VAPOTRANSPIRATION</u>	19
<u>3.2.2V ÄRMEKAPACITET</u>	20
<u>3.2.3T ERMALTRÖGHET</u>	20
<u>3.2.4L ANDSKAPETSSTRUKTUR</u>	21
<u>3.2.5D ENBARAMARKYTANSALBEDO</u>	21
<u>3.2.6V ARIATIONERISAMBANDMEDSATELLITENSVINKEL</u>	21
<u>3.2.7R EGISTRERINGMEDHJÄLPAV FJÄRRANALYTISKAMETODER</u>	21
<u>3.3V EGETATIONSINDEXOCHTEMPERATURSKILLNADÖVERDYGNET</u>	22
<u>4TIDIGARESTUDIERA VNDVIOCHTEMPERATUR</u>	23
<u>4.1K ARTERINGIMARKANVÄNDNINGSKLASSER</u>	23
<u>4.2F YSIKALISKA PROCESSER</u>	24
<u>5METODER</u>	26
<u>5.1S ATELLITSENSORER</u>	26
<u>5.2G EOMETRISK KORREKTION</u>	27
<u>5.3P OLYGONER</u>	28
<u>5.4M EDELVÄRDESBERÄKNING &amp; TRÖSKELVÄRDEN</u>	29
<u>5.5K ONVERTERINGAVSTRÅLNINGSVÄRDENTILLTEMPERATUR</u>	31
<u>5.6A NALYS</u>	31
<u>5.6.1NDVI OCHTEMPERATURVÄRDEN</u>	31
<u>5.6.2J ÄMFÖRELSEMED HAPEX-PROJEKTET</u>	31
<u>5.6.3NDVI OCHTEMPERATURDIFFERENS</u>	32
<u>5.7M JUKVARA</u>	32

<b><u>6RESULTAT</u></b>	<b>33</b>
<b><u>6.1NDVI- VÄRDEN</u></b>	<b>34</b>
<b><u>6.2T EMPERATURVÄRDEN</u></b>	<b>34</b>
<b><u>6.3K VALITETSHÖJANDEMETODER</u></b>	<b>35</b>
<u>6.3.1NDVI- VÄRDEN</u>	36
<u>6.3.2T EMPERATURVÄRDEN</u>	37
<u>6.3.3B EARBETADEVÄRDEN</u>	37
<b><u>6.4J ÄMFÖRELSEMED HAPEX-PROJEKTET</u></b>	<b>38</b>
<b><u>6.5T EMPERATUROCH NDVI</u></b>	<b>40</b>
<u>6.5.1A LLMÄN &amp; BEARBETADKORRELATIONSANALYS</u>	40
<u>6.5.2O MRÅDENMED NDVI-VÄRDENÖVER 0.1</u>	42
<u>6.5.3O BEROENDESAMMANSATTAVÄRDEN</u>	42
<b><u>6.6T EMPERATURDIFFERENS OCH NDVI</u></b>	<b>43</b>
<u>6.6.1A LLMÄNKORRELATIONSANALYS</u>	43
<u>6.6.2A NPASSADTEMPERATURKURVA</u>	43
<u>6.6.3T OTALANPASSADEVÄRDEN</u>	45
<b><u>7DISKUSSION</u></b>	<b>47</b>
<b><u>7.1NDVI- VÄRDEN</u></b>	<b>48</b>
<b><u>7.2T EMPERATURVÄRDEN</u></b>	<b>48</b>
<b><u>7.3T EMPERATUR &amp;NDVI</u></b>	<b>48</b>
<u>DETNEGATIVAFÖRHÅLLET</u>	49
<u>DETPOSITIVAFÖRHÅLLET</u>	49
<b><u>7.4T EMPERATURDIFFERENS &amp;NDVI</u></b>	<b>50</b>
<b><u>8SAMMANFATTNING</u></b>	<b>52</b>
<b><u>APPENDIX</u></b>	<b>53</b>
<b><u>REFERENSER</u></b>	<b>64</b>

# 1 Introduktion

---

## 1.1 Inledning

Jordens klimat står under ständig variation och förändringar. Så har det alltid varit. Endel förändringar är små och gradvisa, och geringa större effekter på omgivningen. Andra, som exempelvis långvariga torka eller uteblivna monsunregn, kan på kort tid ställa till problem för miljontals människor. Människan är en viktig faktor i förändringarna som härrör på jorden, både i den lokala och globala skalan. Endel av de förändringarna som skett härrör från lokal processer som fått globala följder, som exempelvis avskogningen av tropisk regnskog, medan andra kan relateras till stora skaliga processer som fått lokala följder, där underskottet av stratosfäriskt ozon är ett exempel (Ehrlich *etal* 1994).

Det är inte alltid man kan säga på vilken orsak och verkan iden mängd processer som inverkar på klimatet. För att kunna reda ut ursprunget till de förändringarna som sker, måste de processer som styr klimatet vara välkända. På så sätt är det möjligt att genom matematiska modeller även bestämma de individuella processerna skänslighet och verkningsgrad.

En förutsättning för att dessa modeller ska kunna tillämpas, är kunskapen om hur klimatet ser ut i den större skalan, samt möjligheten att kunna överblicka hur landskapet förändras, eftersom landskapets utseende samverkar med klimatets aktuella tillstånd. Osäkerheten för hur pass väl de konventionella kartorna överrens stämmer med verkligheten är idag otillfredsställande. Flera metoder har under de senaste åren utvecklats för att via satelliter kunna uppskatta fysiska och biologiska skillnader på markytan. Av särskilt stor betydelse är dessa studier där stora markområden snabbt förändras. Många studier har därför koncentrerats på områden där problemen med torka och markförstörelse är som störst (Malingreau *etal* 1989). Ett sådant område är Sahelregionen strax söder om Saharaöknen, vilket har drabbats av betydande förändringar under de senaste åren av 1900-talet vad gäller nederbörd, vegetation och erosion.

NDVI (*Normalised Difference Vegetation Index*) är ett vegetationsindex som baseras på en kvot mellan vegetationens reflektans vid synligt och nära infraröda. Värdet på NDVI bestäms av den grad som klorofyll i växternas blad absorberar respektive reflekterar de olika våglängderna. NDVI-värdet kan relateras till flera fenomen rörande vegetationen, som fraktionen biomassa, bladtycke, vatteninnehåll och den allmänna hälsan hos vegetationen. NDVI-värdet har även visat sig vara linjärt relaterat till nederbördsmängden (Malo & Nicholson 1990).

Vegetationens mängd och hälsa beror främst av tillgången till vatten och energi. Flera försök har gjorts att klassificera marktäckningen med hjälp av både NDVI-värdet och temperatur (Townsend *etal* 1987), jämfört med temperaturen (Lambin & Ehrlich 1995), samt jämfört med nederbörden (Eklundh 1996; Malo & Nicholson 1990).

## 1.2 Syfte

Ett stort problem vad gäller registreringen av både NDVI och temperatur, är de atmosfäriska effekterna. Främst är det moln som hindrar både den reflekterade kortvågiga och den emitterade långvågiga-strålningen att nå satellitens sensorerna. Många av de studier som undersöks i sambandet mellan NDVI och temperatur, har jämfört världens sammansatta från flera dagar. Tekniken med multitemporal data ger möjlighet till

enhögrekvalitetpådeindividuellavärdena,delspågrundavattvärdenaimindre utsträckningärpåverkadeavatmosfäriskastörningar,menocskågenomattriskenförattsk off-nadirpixlar(pixlarsomliggerlångtifrånsensornochsomsdärförkanvaramerpåverkade avatmosfärensinverkan),tasmedianalysenminskar.Dessastudierkannaturligtvisgeen bildavdetrådandeklimatet,mendesägermindreomdetdirektasambandetmellan strålningstemperaturochNDVI,eftersomdetkansiljafleradagar,ivissastudierupptillen månad,mellanregistreringarnaavintilliggandepixlar.

IfleraanalyserharmankommitframtiltattNDVI-ochstrålningstemperatur-värden förhållersigpåsåsättgentomotvarandra,attdetmedhjälpaiddettaförhållandebådegåratt delainlandområdenistörreklimatzonerochupptäckaradikalamarcktäckningsförändringar. EntydlignegativkorrelationmellanNDVIochmarktemperaturharuppmärksammatspåflera håll(Nemani&Running1989,Carlsonetal1990,Price1990,Friedl&Davis1994).

DenhärstudiesyftartillattiställetförtjämföraoberoendesammansattaNDVI-och temperatur-värden,försökahittaetsambandmellanNDVIochtemperatur,därdevärden somjämförsharregistreratsundersammadygnochvidungefärsammatidpunkt.

Atmosfärenochdessförvrängningavvärdenablirettännustörreproblemhäränhos jämförelsenmellansammansattavärden,eftersomvärdenmedhögkvalitetnumåstehittas inomenbetydligtkortaretidperiod.Desambandsomeventuelltuppdagas,bordedockpåett merriktigtsättkunnarelaterastilldeutbytesprocessersomstyrklimatet.Ettsambandmellan multitemporalaNDVI-ochtemperatur-värdenindikerardengenerellatrendenhosklimatet, menkanintebindastilldeprocessersomverkarparametrarnaemellan.Sambandetmellan vegetationochtemperaturpåendygnsligani vånkommeriställetattkunnarelaterastill processersomevapotranspiration,termaltröghetochvärmekapacitet.

Analysenutförsmedhjälpaiddatafråntvåolikasatellitssystem:informationomNDVIhämtas från *NationalOceanicandAtmosphericAdministration* (NOAA)meddess *VeryHigh ResolutionRadiometer* (AVHRR-sensor)ochstrålningstemperaturvärdenerhållsfrån Meteosat-satelliten.FördelenmedMeteosatsatellitenärattdatakanerhållasdygnetruntmed 30minutersmellanrum,vilketgermöjlighetenattjämföraNDVI-värdenamedskillnadeni temperaturmellantidigmorgonochmittpådagen.Syftetkanformulerasiföljandetvå punkter:

- FinnsdetetsambandmellanstrålningstemperaturochNDVIådessajämförspå dygnsbasis?
- FinnsdetsambandmellantemperaturdifferensochNDVIådessajämförspå dygnsbasis?

StudienavgränsarsigtillSahelområdet,vilketärdefinierastilldetområdesomligger mellanlatituden20 °Noch10 °Nsamtlongitudenmellan20 °Woch40 °E.Analysenutförs medhjälpaiddatasomärtänktattungefärkorresponderamedtidenförenväxtsång, ochsträckersigfränden1/5tillden2/9.Mätdataärhämtadfrån1992.

## 2.1 Klimat & Vegetation

Kapitlet inleds med en genomgång av de krafter som driver den generella atmosfäriska cirkulationen på låg breddgrader och gårdärefter vidare till att beskriva de specifika klimatet över Sahelregionen. Avslutningsvis diskuteras de klimatavvikelsers som uppmärksammas i samband med Sahelregionen.

### 2.1.1 Den generella cirkulationen och ITCZ

Den tropiska regionen runt ekvatorn är det område som får ta emot mest värmeenergi på jorden. Över den stora oceanerna samt över regnskogsområdena, stiger den varma fuktiga luften, för att på högre höjder kondensera till tjocka cumulusmoln. Dessager upphov till den höga nederbörden som finns i området. Efterhand när luften nått tropopausen börjar den röra sig horisontellt mot polerna, men Corioliseffekten verkar så att luften istället rörsig åt höger (vänster på den södra hemisfären). Vindarna på höghöjden blir därför västliga (över båda hemisfärerna). Detta rörelsemönster av luftmassor mellan ekvatorn och ca 30° N/latitud beskrevs av George Hadley (1735) och kallas därför för Hadley-cellen.

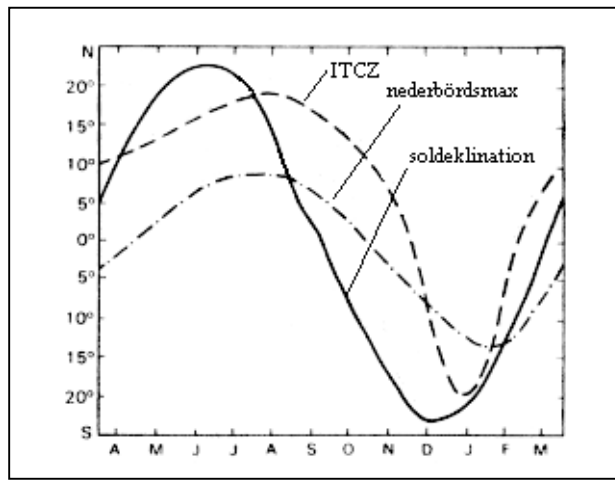
Under det att luftmassorna rörsig mot polerna, sänks temperaturen och när luften når latitud runt 30° N/latitud, hardens valnats så mycket att den börjar sjunka. Ansamlingen av luft ger upphov till de semi-permanent höghöjdsområden som finns på 30° N och 30° S latitud, de så kallade subtropiska höghöjden.

I samband med att den torra avsnadeluftens sjunker, pressas den ihop och värms upp igen. Detta är istortorsaken till den höga temperaturen och samtidigt låga fuktighetsområden vid dessa breddgrader. Enda lågtrycksområdet är den rörsig till bakom ekvatorn, men Corioliskraften påverkar luften och får den att röra sig mer västerut. Vinden kommer därför att blåsa tillbaka från nordost på den norra hemisfären och från sydväst på den södra hemisfären. Dess vind går under namnet passadvind och den specifika vinden som förekommer i norra Afrika kallas *Harmattan*. På vintern är vinden kall, men på sommaren är den mycket het. Den zond är de båda vindsystemen möts kallas ITCZ (intertropical convergence zone). Dess läge är årstidsbetingat och har stor påverkan på klimatet i Sahelzonen.

### 2.1.2 Klimatet i Sahelregionen

Sahelregionens läge mellan ekvatorn med sin ständigt höga fuktighet, och den het och torra Saharaöknen, bidrar till att Sahelregionen periodvis får uppleva både dessa extrema klimat typer. I samband med att solens zenitposition vandrar mellan norra och södra vändkretsen under året, vandrar de subtropiska höghöjdsområdena och så även ITCZ, se figur 2.1. Detta är den främsta orsaken till de årstidsväxlingarna som återfinns i Sahel (Martyn 1992).

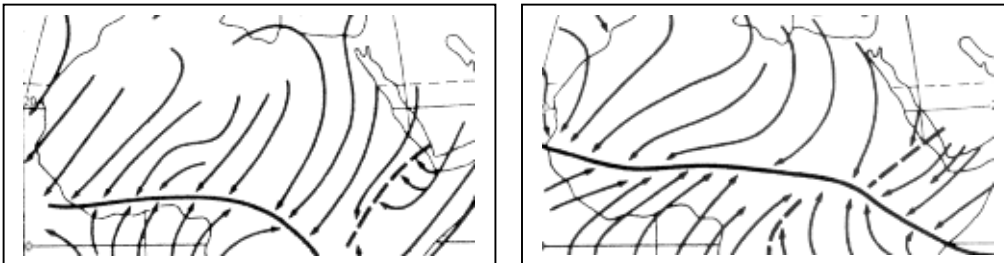




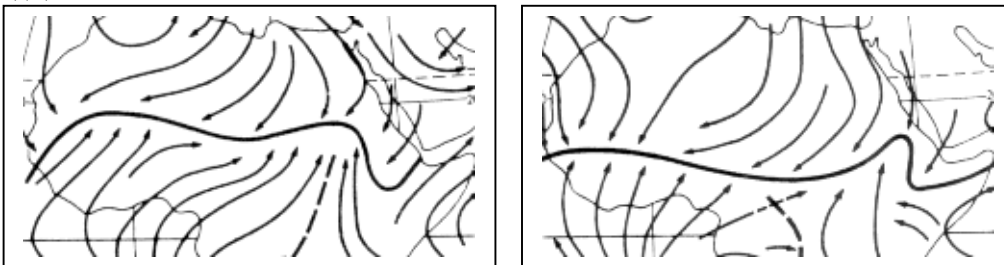
Figur 2.1. Förhållande mellan soldeklination, nederbörd och ITCZ vid  $lon 32^{\circ}E$ , modifierad efter Martyn 1992.

Årstiderna delas över den större delen av regionen upp i torrårstid från november till april och en fuktig årstid från maj till september/oktober, där längden på den fuktiga perioden till stor del beror av latituden. Under torrperioden är det den torra nordostliga *harmattanvinden* som dominerar över hela Sahelområdet. ITCZ ligger då på ca  $5^{\circ}N$  latituden i västradeln av området, för att längre öster ut på grund av topografiska böjningar söderut, se figur 2.2 a-b. I takt med att ITCZ under våren rör sig norrut, bytts *harmattanvinden* ut mot den maritima sydvästmonsunen från Guineabukten. Under sommaren når ITCZ sin längsta norrut och då ersätter den fuktiga sydvästvinden den torra *harmattanvinden* i nästan hela regionen, se figur 2.2 c-d. Under hösten vandrar ITCZ söderut igen (Martyn 1992).

(a)(b)



(c)(d)

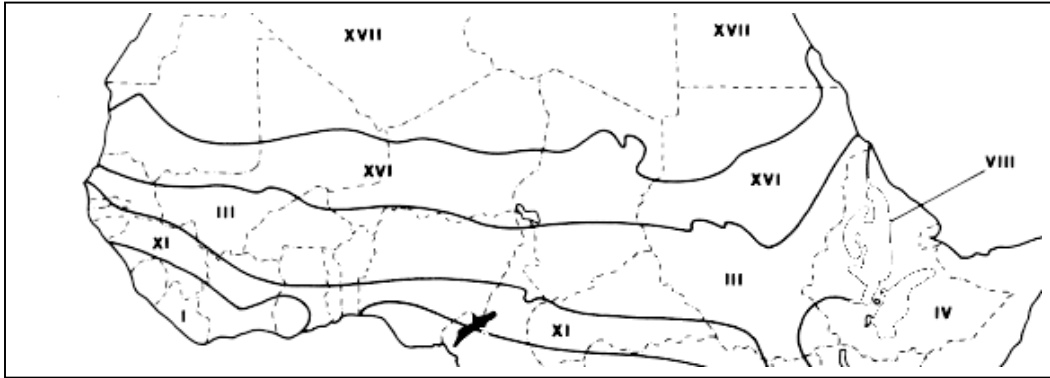


Figur 2.2 Vindarna och ITCZ i a, januari b, april, c, juni d, oktober, modifierad efter Martyn 1992.

I gränsområdet mellan den fuktiga och kalla monsunluften från Guineabukten och *harmattanvinden*, uppstår störningar, vilka orsakar upp till 80% av den totala årliga nederbörden. I denna gränzon finns också en jetström, *African Easterly Jet* (AEJ), vilken endast förekommer under den fuktiga årstiden. Andra nederbördsskuror som förekommer i

denvästradelnavsahel, uppstår i samband med medvägformad störning av gaven instabilitet rörande ITCZ och en annan jetström, *Tropical Easterly Jet* (AEJ) (Björning 1992).

Enligt klimatklassificering från UNESCO (White 1983) delas det områdesom i denna här studien definierats som Sahelområdet i fyra större klimatzoner, se figur 2.3.



Figur 2.3 . Klimatzonerna enligt UNESCO (White 1983).

### ***XI The Guinea–Congolia/Sudania regional transition zone***

Innefattar ett område från Senegal till västra Uganda. Altituden är nästan överallt under 750 m, förutom i Kamerunshögland där den stiger till 2000 m. Större delen av området är täckt med *secondary grassland* och *secondary wooded grassland*. Tidigare fanns stora skogar här, men de har förstörts genom brand och jordbruk.

### ***III. Sudanian regional zone of savanna***

Zonen sträcker sig från kusten i Senegal, till foten av det Etiopiska höglandet. Stora delar av markerna är täckta av avlagringar från pleistocen. I den norra delen är vindburen sand vanligt förekommande, i andra områden finns även lerjordar. Av den naturliga vegetationen är olika typer av skog "woodland" vanligast. Det finns, med några få undantag, ingen riktig skog i området, men enligt (Chevalier 1951 in White) menar att skog täcker stora delar av regionen började bli bebodd. De flesta områden ligger under 1000 m. ö. h., men områden som Jos- och Mandara-plåtaerna ligger på betydligt högre höjder.

### ***XVI. Sahel regional transition zone***

Zonen är som ett smalt band ca 400 km brett tvärs över hela den afrikanska kontinenten från Atlanten i väst till röd havet i öst. Det största delen av området är ett platt landskap under 600 m ö. h. Nära Sudan finns två vulkaniska berg, *Jebel Gurgel* och *Jebel Marra* vilka når upp till 2400 m resp 3057 m. I den södra delen förekommer *wooded grassland* och i den norra delen *semi-desert grassland*.

### ***XVII. The Sahara regional transition zone***

Saharaöknen, världens största öken med sandlager som mestadels består av avlagringar från Krita och Tertiär. Karakteriseras av hög temperatur, frånvaro av frost och mycket torr atmosfär, bortsett från de kustnära områdena.

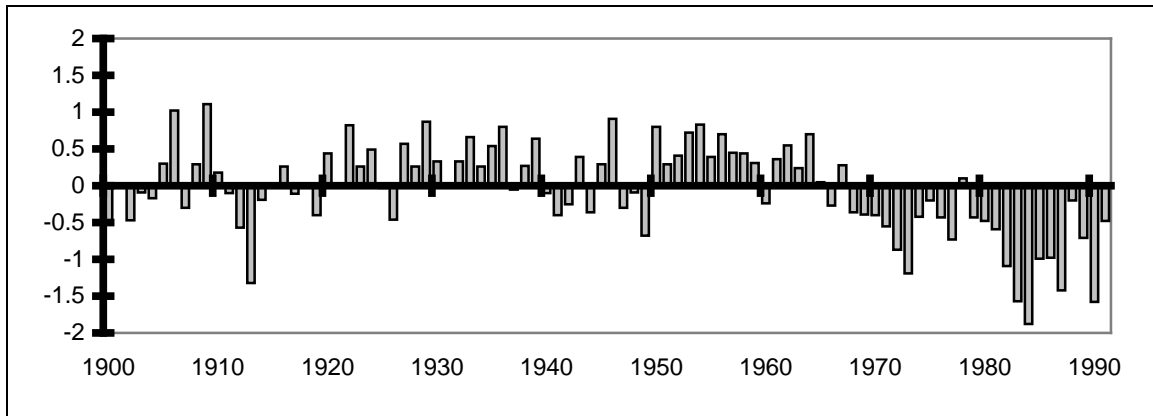
## **2.1.3 Klimatvariationer i Sahelregionen**

Ända sedan 1950-talet har det forskats kring de problemen som uppstått i samband med marktäkningsförändringar vid jordens ökenområden, då UNESCO (*United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization*) startade ett projekt i ämnet (Dregne 1986).

Sahelområdet stor period från 1968–1973, med katastrofala konsekvenser för både människor och natur, satte ett stort fokus på problemet och många forskningsstudier kom att koncentreras över just Sahelområdet. Kunskaperna om de generella processerna som styr klimatet

harökätbetydligt sedandess, men ännu har inte orsakerna till klimatavvikelsen helt blivit klarlagda (Bärring 1992).

Figur 2.4 visar på avvikelser från medelnederbörden i Sahelområdet, baserat på ett antal olika nederbördsstationer. Här har nederbördsmängdens junkitradikal tunder de senaste årtiondena.



Figur 2.4. Avvikelsen från medelnederbörden, efter data från Humle 1994.

Klimatet och dess utveckling kan angripas på flera sätt, beroende av omdefinieringar som uppdagat ska anses som *variation* i klimatet eller som en *förändring*. Betydelsen av variation är i dess sammanhang helt definierad, men relaterar till naturliga klimatvariationer (Glantz & Orlovsky 1983).

Defaktorer som driver klimatet kan delas in i fyra huvudkategorier, med skiftande betydelse och verkningsgrad.

- Geomorfologiska och ekologiska processer som erosion och förändring i vegetation.
- Förändringar i landskap och vegetationsområden som ett resultat av människans påverkan.
- Klimatvariationer från år till år som både kan leda till längre perioder av torka och förändrad vegetations samt förändring i primärproduktion och förändring i den hydrologiska cykeln.
- Klimatförändringar som människan åstadkommit i samband med den förhöjda växthuseffekten.

Historiska fakta förtäljer om allvarliga och utbredda torkperioder som inträffat för flera hundratals år sedan med centrum runt Medelhavet, i Mesopotamien och på loessjordsplatån i Kina (Dregne 1986). Inte heller i Sahelområdet är det torkare perioder något nytt. Nederbördsdata visar att torkare perioder med en varaktighet på cirka fem år inträffat under hela 1900-talet. År 1911–1914, i början av 20-talet och i början av 40-talet. Det finns även bevis för att det förekommit långa perioder av skiftningar i nederbördsmängd i den längre tidsskalan under helapleistocen (White 1983).

Även om klimatvariationer och klimatförändringar inte är någonsin företeelse, måste de förändringar som skett i den senaste tiden delvis tillskrivas människan. Det är dock osäkert på vilken nivåansvaret ligger. Antingen har vi endast påverkat ett förlopp knutet till naturliga klimatförändringar, eller också är det visomärorsaken till den. Det finns naturligtvis belägg för båda dessa resonemang.

Åren innan torkan 1968–73, var förhållanden i Sahelregionen goda, med en nederbörd över genomsnittet. Befolkningen och dess välfärd ökade som ett resultat av minskade stridigheter, utborring av brunnar och att folken i mindre omsträckning flyttade med årets

årstidsvariationer(White1983).Enteoriärattdetärmänniskansöverexploateringsom faktisktinitieratklimatförändringengenomatthastressatenmiljösomredanfrånborjanvar mycketkänslig.Brukningenavjorden,överbetningavboskap,vedsamlingoch röjningsbrändermåsteallasessomåtminstonebidragandeorsakertilldeförändringarsom skett(Glantz&Orlovsky1983).

Charney(1975)kommedenmycketuppmärksamdhypotesomattmänniskans överexploateringmedenreduceringavvegetationsomresultat,ledertillavkylningav markytan,vilketisinturledertillnedsattapotranspiration,minskadmolnighetoch mindrenederbörd.IefterhandharmandockkommitframtillCharneysslutsatsdelvisär felaktig,sevidarekapitel3.2.5

Enannanföreteelsesomharsattssammanmednederbördsklimatetisahelzonen,är avskogningenavderegnskogsområdetsomfinnssöderomSahelområdet.Iregionensvästra delhärördennederbördsomfallerfrämstfrånvdunstningenfrånAtlanten,menlänge österutbliravdunstningochtranspirationfrånkontinentenviktigare(Olsson1993).Enteori presenteradesavFlohn(1987)omattentomfattandeavskogningavregnskogarnasöderom Sahelområdetskullekunnaledatillattsydvästmonsunenblirtorrare,eftersom nederbördsvattnetinteilikastorutsträckningskulleåtergåtillatmosfärenutanregnskogens inverkan(Bärring1992).

Detäravytterstaviktattmansåfortsommöjligtredertorsakernatillde marktäckningsförändringarsomskerochharskett,såatträttinsatserkansättasiniförebyggandesyfte.Omorsakernaharetnaturligtursprung,ärdetsannoliktattnederbörden kommerattöka,förhållandenablittreochingenstörreförändringavmarkanvändningen krävs.Menomdetdäremotärmänniskansöverexploateringsomorsakatklimatavvikelseerna, måstekraftigaåtgärdervidasförattökavegetationstäckningenigen.Storaområdetsomidag äruppodlademåstedåövergesförelångtidframöver.Detvärstascenariotärömdetär frågaomenglobalklimatförändring,knutettilldenuppvärmningsomskerpåjordeni sambandmeddenförhöjdavväxthuseffekten.DåkommerstoraarealeriSahelatblibrukbara ochSaharaöknenkommerattexpandera(Olsson1993).

## 2.2 Metodologi

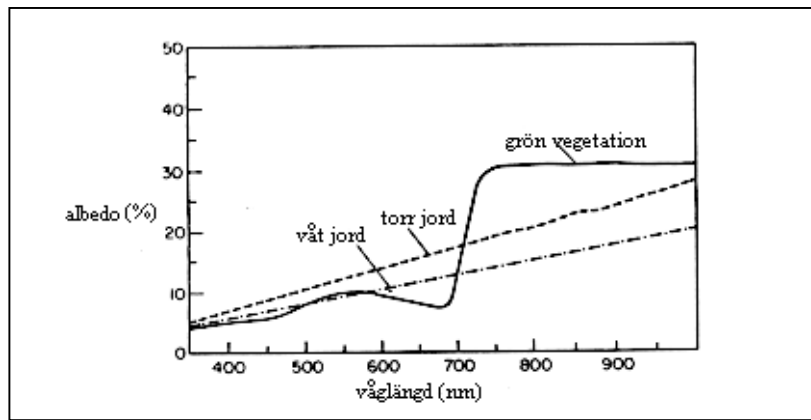
Vetskapenomdeförhållandensområderidagsamt kunskapen omdeklimatförändringarsom hållerpåattske,kommerendagattkunnaentydligarebildavhurdekomponentersom bestämmerklimatetsamverkar.Informationenfrånsatellitbildergerenunikmöjlighetatt överblickastoralandområdenpåkorttidochkandärmedgeenallmänbildavdeförhållanden sområderpåmarkytan.Dettakapitelämnarattbeskrivahurmanmedhjälpaav fjärranalysmetoderkanuppskattaförhållandenpåmarkytansamtdeprocessersomkanknytas tilldessaförhållanden.

### 2.2.1 Vegetationsindex

Degrönväxternaabsorberarochreflekterarsolensenergipåettalldelesspecifiktsättjämfört medhurolikakomponenterhosdenbaramarkenhanterardennaenergi.Dettaharmandragit nyttaaviförsöketattviasatelliternagöraenregistreringavdevegetationsförhållanden sområderpåmarken.

Denenergisomdegrönväxternaabsorberarhärörfrämstfrändetrödvågglängdsområdet (0.61–0.70  $\mu\text{m}$ ),menävenfrändetsynligablåljuset(0.4–0.51  $\mu\text{m}$ ).Denbaramarkytan absorberardäremotinteenerginfrändensynligadelenavspektratinomnågon speciell

utsträckning. De variationer som förekommer mellan olika jordmånstyper är i stället beroende av markens sammansättning, textur och färg, se figur 2.5.



Figur 2.5. Vegetationens och jordens reflektion inom olika våglängder, (Campbell 1996).

Inom det nära infraröda ljuset (0.7–3.0  $\mu\text{m}$ ) hämtar vegetationen energi, i stället reflekteras en del tillbaka till atmosfären medan resten transmitteras ner genom bladet, antingen ned till den underliggande barmarken eller till underliggande blad, om vegetationstäckethar flera lager. Ett tjockt vegetationstäckekommer därmed att få en större reflektion av det nära infraröda ljuset än engles vegetationen, med endast ett bladlager. Den nära-infraröda reflektansen är därför relaterad till bladens struktur och tjocklek samt de individuella bladens spridning av ljus (Tucker et al 1991).

En rad olika vegetationsindex har konstruerats med intentionen att öka registreringen av den gröna vegetationens egenskaper och samtidigt minska de variationer som kan härledas ur andra faktorer. Dess index har visats sig korrelera mycket bra med vegetationsparametrar som bladtyckeindex (LAI), den procentuella andelen grön vegetation samt vegetationens tillstånd i form av stress, vatten- och klorofyll-innehåll etc., (Asrar 1989), men också med ekologiska variabler, som nederbördsförhållanden, aktuellt och potentiellt vapotranspiration, fotosyntesens hastighet och primärproduktionen (Lambin & Strahler 1994).

Den enklaste formen av vegetationsindex är en enkel kvot mellan reflektionen inom det nära infraröda ljuset (NIR) och det synliga röda ljuset (R). Denna kvot ger ett mycket karakteristiskt utslag över vegetationstäckta ytor, eftersom NIR och R uppvisar ett omvänt förhållande till samband i biofysikaliska fenomen. En hög reflektion inom NIR och en låg inom R, leder till att mycket hög indexvärden erhålls där vegetationen är fotosyntetiskt aktiv, medan mycket låga värden uppvisas över områden med barmark (Campbell 1996).

Vegetationsindex kan delas in i kvotbaserade index (NDVI och RVI) och orthogonalbaserade (PVI och GVI), varav kvotbaserade hör till dem mest använda (Asrar 1989). Ett särskilt vegetationsindex, SAVI, kan ses som en blandning av ovanstående.

### NDVI

Det index som är vanligast förekommande idag är NDVI (*normalised difference vegetation index*), vilket är en kvot mellan differensen och additionen mellan de olika våglängdsområdena:

$$NDVI = \frac{(NIR - R)}{(NIR + R)}$$

Den informationsomges av NDVI och den enkla voten NIR/Rärdensamma, med den skillnaden att NDVI till den del kompenseras för de variationer som uppstår i samband med varierande solvinkel och atmosfäriska effekter.

En registrering över vattenytor, snö eller vissamoln, där reflektansen är högre i de synliga ljuset än i det nära infraröda, ger negativa NDVI-värden. Bergarter och jordreflekterar där mot ungefär lika mycket strålning i de båda våglängdsområdena, vilket leder till indexvärden runt noll. Överområden med vegetation varierar värdena mellan 0.1 och 0.6 beroende av vegetationens hälsa och kvantitet (Campbell 1996).

Det finns flera satellitsystem med kanaler som mäter i de synliga röda och det nära infraröda våglängdsområdet och som används för att registrera NDVI. För registrering över stora arealer med låg upplösning är NOAA-serien med dess AVHRR-sensorn mest använda.

### **Komplikationer**

Även om studier har visat att vegetationsindex är en bra indikator av enytas vegetationstillstånd, är det viktigt att inte glömma bort att det finns andra egenskaper hos vegetationen som påverkar värdena.

Det största problemet är atmosfärens inverkan, vilken hindrar den reflekterade strålningen från markytan att nå satellitsensorn. Om pixlarna är täckta av moln är registrering inte möjlig över huvudetaget. Andra komponenter som förvränger värdena är genom att sprida den kortvågstrålningen mer i den infraröda, är rayleighspridning orsakad av damm och aerosoler. För NDVI-värdet innebär detta att lägre värde används om man skulle erhållits.

Flera studier har undersökt aerosolhalten i atmosfären med målsättningen att kunna korrigera för dess effekter i fjärranalys sammanhang. Då Holben *etal* (1991) undersökte aerosolhalten i västra Sahel, fann man en gradient med lägre värden i den södra delen och högre värden längre norrut, vilket förklarades med att den ökande nederbörden längre söderut bidrar till flera aerosoler binda till marken. Aerosolernas inverkan på NDVI-värdena uppskattades till mellan 0.01 och 0.02 i Sahel-området.

Då ett område befinner sig i kuggasänksvärdet av reflektionen i de olika våglängdsband. Detta kan bli särskilt märkbart över jordbruksområden där vegetationen står i raderna som kuggar avandra. I dessa sammanhang får faktorer som grödornas riktning och radavstånd betydelse för det uppmätta NDVI-värdet (Eklundh 1996).

Den baramarkens olika komponenter ger upphov till variationer hos NDVI, vilket kan ställa till problem i områden där markytan är mycket heterogen och vegetationen knapp. I arida och semiarida områden anses de olika jordmånstyperna vara så komplexa och vegetationen så sparsam, att ett vegetationsindex inte kan anses som riktigt tillförlitligt om vegetationstäckningen utgör mindre än 30% av ytan (Huete *etal* 1984 in Asrar 1989).

Andra faktorer som kan påverka NDVI-värdet är både jordmåns partikelstorlek och fuktighet, innehåll av organiskt material och järnhalt (Eklundh 1996).

### **2.2.2 Termalavväglängder**

Varje föremåls ändring av strålningens energi i ett våglängdsband och intensitet delvis beror av föremålets temperatur. En högre temperatur medför att föremålet emitterar mer energi i kortare våglängder, men sambandet mellan temperatur och våglängd beror även av materialspecifika egenskaper. Ett föremål som absorberar och återänder all den energi som det tar emot, kallas

försvarokropp. Sådana föremål finns inte i verkligheten. Istället absorberar varje föremål energi av olika våglängder beroende av en rad faktorer.

Emissionsfaktor utgör förhållandet mellan den effekt som en icke svart kropp och en svart kropp utsänder vid samma temperatur och våglängd. Den hjälper på så vis till att jämföra temperatur och strålning hos olika material. Nedanstående tabell visar emissionsfaktorn,  $E_f$ , för några olika material.

Tabell 2.3 Emissionsfaktor för olika material.

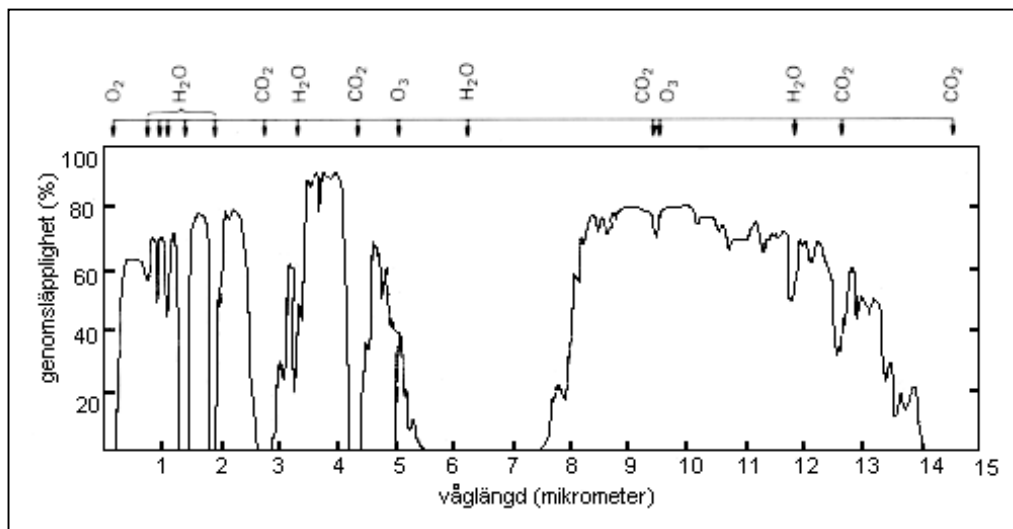
Material	$E_f$	Material	$E_f$
Granit	0.31-0.90	Öken	0.84-0.91
Fältspat	0.82-0.87	skog	0.97-0.99
Sandsten	0.91-0.94	ljusorrjord	0.90
Vatten	0.99	mörkfuktig jord	0.98-
snö	0.82-0.99	gräs	0.90-0.95

Modifierade efter Campbell 1996 och Oke 1987.

För en korrekt kartläggning av markytans kinetiska temperatur, måste emissionsfaktorn för markytans olika material tas hänsyn till. Endast studier har arbetat i områden som studerat så detaljerat denna information är känd, men det tagit ett givet vis endast i områden som begränsade områden. Istället får man bortse från de olika materialens emission och betrakta alla objekt som svart kroppar, eller göra en grov generalisering (Campbell 1996).

Det finns även andra faktorer som gör att temperatur uppskattad med fjärranalysmetoder, så kallad strålningstemperatur, inte helt kan sägas motsvara den temperatur som mäts på marken med hjälp av termometer. Sensorn skannar den underliggande marken från den ena sidan till den andra, vinkelrätt förhållande till färdriktningen, vilket gör att ytan av den underliggande marken kommer att variera. Direkt under sensorn är ytan kvadratisk, men längre ut bilden blir den utdragen utmed skannern. Detta ger upphov till geometriska fel i bilden skanningsriktningen. Jordens egenstrålning är dessutom så vag att sensorn måste ha en stort vinkel, så att bruseffekter inte får förstöra inverkan i jämförelse med den sökta informationen (Campbell 1996).

Det största problemet här är dock från atmosfärens komponenter. Atmosfärens gaser och vattenångor absorberar energi inom det termala området och därför mäts strålningstemperaturen inom de våglängdsband där den atmosfäriska påverkan är som minst. Dessa är mellan 3-5  $\mu\text{m}$  och 8-14  $\mu\text{m}$ , se figur 2.6.

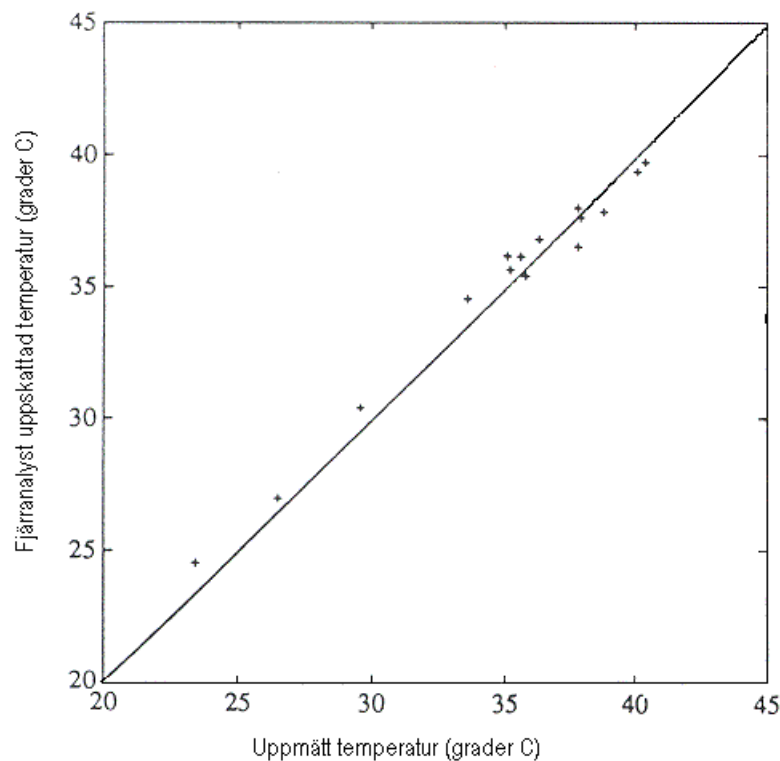


Figur 2.6. Atmosfärens genomsläpplighet inom olika våglängder, modifierade efter Lillesand & Kiefer, 1979.

Skillnaden mellan dess atmosfäriska fönster är att strålningen mellan 3-5  $\mu\text{m}$  både består av jordens egen utsända strålning samt den reflekterade strålningen från solen, medan strålningen mellan 8-14  $\mu\text{m}$  endast motsvarar jordens egen utstrålning (Asrar 1989).

Det har gjorts flera försök att förbättra uppskattningen av temperatur med hjälp av termala våglängder och att minimera atmosfäriska effekterna. Många studier använder sig av NOAA VHRR sensorer och en metod som utarbetats av Price (1984), vilken har gett mycket goda resultat då man jämfört med markuppmätt temperatur.

Fördelen med NOAA-satelliten är att den har två kanaler i det långa vågiga atmosfäriska fönstret, kanal 4 (10.3-11.3  $\mu\text{m}$ ), och kanal 5 (11.5-12.5  $\mu\text{m}$ ). Hos kanal 5 är atmosfärens inverkan något större än hos kanal 4. Med hjälp av denna information har man utarbetat en algoritm med intentionen att approximera atmosfärens tillstånd. Då denna applicerats har felmarginalen mellan strålningstemperatur och kinetisk temperatur bestämt till ca 2K. I figur 2.7 har strålningstemperatur från NOAA VHRR och som framräknats efter metoden enligt Price (1984), jämförts med markuppmätt temperatur.

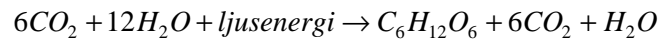


Figur 2.7. Strålningstemperatur jämfört med markuppmätt temperatur, modifierade efter Kerr et al 1992).



## 3.1 Fotosyntesen och dess koppling till fjärranalytiska vegetationsindex

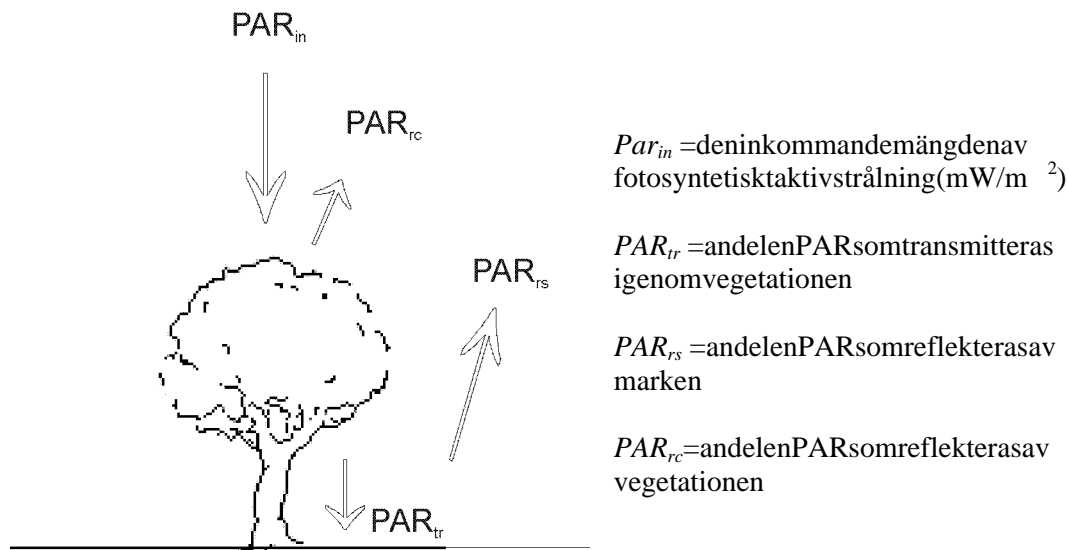
Växternas tillväxt beror av deras förmåga att omvandla atmosfäriskt koldioxid till organiska föreningar. Detta förlopp kallas uppbyggande processer. Det första steget är att ljusenergi absorberas av särskilda pigment i en fotokemisk reaktion. Inästasteg används energin för att producera kolhydrat. Koldioxid hämtas från atmosfären. Tillsammans utgör dessa delar processer för fotosyntesen, där:



Av helheten av magnetiska spektrala våglängders omsolens ändring, är det bara inom ett visst våglängdsområde som de gröna växterna absorberar energi för fotosyntes. Våglängdsområdet sträcker sig mellan 400 och 700 nm och denna energi kallas för fotosyntetiskt aktivt (förkortas PAR efter eng. *photosynthetic active radiation*). Våglängderna i PAR sammanfaller med den energi vid vilken solen har sin maximala intensitet och innefattar även det ljus som är synligt för människans ögon. PAR representerar den mängd strålning som växterna har möjlighet att absorbera förutsatt att alla andra faktorer som medverkar i fotosyntesprocessen är obegränsade:

$$PAR = \int_{0.4}^{0.7} I(\lambda) d\lambda$$

I ekvationen står för den inkommande strålningen från solen med våglängden  $\lambda$ , varför PAR fårenheten  $W/m^2$ . Den strålning som verkligen absorberas av växterna under de omständighetsområden (eng. *absorbed photosynthetic active radiation*), kallas APAR, se figur 3.1:



Figur 3.1. Fördelning av inkommande fotosyntetiskt aktiv strålning, modifierad efter Olsson & Pilesjö 1999.

Dendelavenergin som absorberas för fotosyntesprocessen kallas *APAR*. Andelen *APAR* beror både av intensiteten hos den inkommande strålningen och vegetationen tillgång till framförallt vatten, koldioxid och näringsämnen.

Koldioxiden hämtas från det laminära luftlagrets omgerbladet. Hastigheten av koldioxidupptaget kan sägas bero av tjockleken på detta luftlager (vilket i sin tur bestäms av vindhastigheten), antalet stomataöppningar på bladet och till vilken grad som stomataöppningarna är öppna (Crawley 1986).

Fotosyntesens hastighet ökar med en stigande temperatur som en följd av en större reaktivitet hos växternas enzymer, vilket leder till en högre förmåga att binda koldioxid. Men om temperaturen blir alltför hög begränsas upptaget av koldioxid och fotosyntesen klingar av. Vid extremt hög temperatur bryts det fotosyntetiserande systemet ned. Hur mycket av strukturen som förstörs beror av membranens lipider, vilka varierar mellan olika arter (Crawley 1986).

Tillgången till vatten påverkar fotosyntesen på flera sätt. Från atmosfären och in genom bladens klyvöppningar passerar koldioxid, som efter att ha lösts i vattenångan kan tränga in i bladets fotosyntetiserande celler. Dessamåstedär för alltid varatäckta av vatten. Såfort klyvöppningarna är öppna avdunstar vatten från cellernas yta och försvinner ut i atmosfären. Växternas transpiration är viktig av flera anledningar. Vattenförlusten i klyvöppningarna innebär en transport av nytt vatten genom växt till klyvöppningarna och därmed också en transport av näringsämnen som vatten förmedlar. Transpirationen medför också en avkylning av växten som hindrar den från att bli överhettad (Rosenberg 1983).

Näringsämnen av kväve och fosfor är båda involverade i den fotosyntetiska processen. Ett exempel på det är att en stor del av kvävet hittas i ett kolfixerande enzym. Där förfinns det en stark positiv korrelation mellan bladets fotosyntetiska kapacitet och dess innehåll av kväve.

Den andelen energi som vegetationen absorberar jämfört med den totala mängden inkommande solenergi inom *PAR*, brukar kallas *fAPAR* ( $f = \text{fraction}$ ).

$$fAPAR = \frac{APAR}{PAR_{in}}$$

Flera studier har funnit ett linjärt samband mellan *fAPAR* och vegetationsindex, (Olsson & Pilesjö 1999):

$$fAPAR = a * NDVI + b$$

Sambandet är känsligt för vegetationens tjocklek, och då vegetationens bladtyckeindex (*LAI*) överstiger 2.0 kan sambandet inte längre sägas vara linjärt, (Olsson & Pilesjö 1999). I tätare vegetation är, desto större möjligheter har den inkommande strålningen att absorberas av underliggande blad. Därmed är det möjligt att hitta en koppling mellan bladtyckeindex eller *LAI* (*leaf area index*) och den transmitterade strålningen. Detta kan beskrivas med hjälp av Beer's lag, vilken beskriver strålningsflödet på ett visst djup i ett homogent medium (Oke 1987):

$$K \downarrow z = K \downarrow_0 e^{-\alpha z}$$

där  $K \downarrow z$  står för strålningsflödet vid djupet  $z$  i mediet,  $K \downarrow_0$  för flödet av den kortvägiga strålningen precis över vegetationen,  $\alpha$  är basen av naturliga logaritmer och  $a$  är en uttunningskoefficient. Laget gäller egentligen endast transmissionen vid en viss våglängd och i ett homogent medium, men har även med framgång kunnat appliceras för bredare

våglängdsbandmeteorologisk sammanhang. Uttunningskoefficienten beror av det transmitterade mediet och strålningens våglängd. Juhögre värde på  $a$ , desto mindre transmittans. I vegetationstäckets är det växternas bladsombestämmande värde på uttunningskoefficienten och djupet för ärsättas med parametern  $A_1(z)$ , vilken representerar arean av ackumulerad bladyta från toppen av vegetationstäckets till djupet  $z$  (Oke 1987):

$$K \downarrow z = K \downarrow_0 e^{-aA_1(z)}$$

Att djupet numodifierat stillbladytans areamöjliggör en applikation även över biomer där vegetationstäckets arkitektur varierar. Ekvationen kan skrivas om till att gälla den transmitterade strålningen,  $PAR_{tr}$ , (Olsson & Pilesjö 1999):

$$PAR_{tr} = e^{-\frac{G \times LAI}{\sin b}}$$

där  $b$  = solhöjden och  $G$  = medelriktningen mellan solen och vinkeln och bladets normalriktning.

Bladyteindex eller LAI inverkar på de processer som styr hur vegetationen förhåller sig till vatten, från upptaget av rötterna till evapotranspirationen av vattenångan till atmosfären (Olsson & Pilesjö 1999). LAI är en viktig faktor när det gäller att bestämma mängden vatten som finns bunden i vegetationstäckets.

Fleraförsök har gjorts att även uppskatta kvantiteten av vegetationen stillväxt med hjälp av vegetationsindex. En vanlig sådan metod är som relaterar APAR till nettoprimär produktionen (NPP) överenssång eller över ett år:

$$NPP = \sum_{i=1}^{365} \epsilon_i \times APAR$$

Om man byter ut APAR mot det linjära sambandet mellan NDVI och APAR får man istället:

$$NPP = \sum_{i=1}^{365} \epsilon_i * (a * NDVI + b) * PAR_{in}$$

där  $\epsilon_i$  är en faktor som korrigerar för den fotosyntetiska effektiviteten. Eftersom fotosyntesens hastighet främst beror av tillgången till vatten och energi, och evapotranspirationen kan sägas vara ett indirekt värde på detta, är det inte omöjligt att man genom att studera sambandet mellan temperaturdifferens och NDVI på dygnsnivå, kan komma åt faktorn  $\epsilon$ .

### 3.2 Vegetationsindex och temperatur

Växter är helt beroende av energin från solen och tillgången till vatten för sin överlevnad. Det är i de områden där solintensiteten är hög och tillgången till vatten god, som vegetationen är som mest utbredd. Därför har fler studier inriktats på att jämföra vegetationsindex med både mängden nederbörd (Eklundh 1996) och variationen av temperatur (Lambin & Ehrlich 1996).

ISahelområdet, där det är tillgång till vattensom är den begränsande faktorn, har olika samband observerats mellan temperatur och NDVI beroende av vegetationens utbredning. I vissa områden är sambandet negativt och i andra positivt. Det är inte alltid man hittar ett allmänt accepterat förklaring till desambandsomvisats i gällna. Faktorer som påverkar värdena kan ibland vara så stora att de inverkar eller kanske rentav utgör sambandet. Detta kapitel lämnar ett beskrivande faktorer som främst inverkar på sambandet mellan temperatur- och NDVI-värden som uppskattats via fjärranalysmetoder.

### 3.2.1 Evapotranspiration

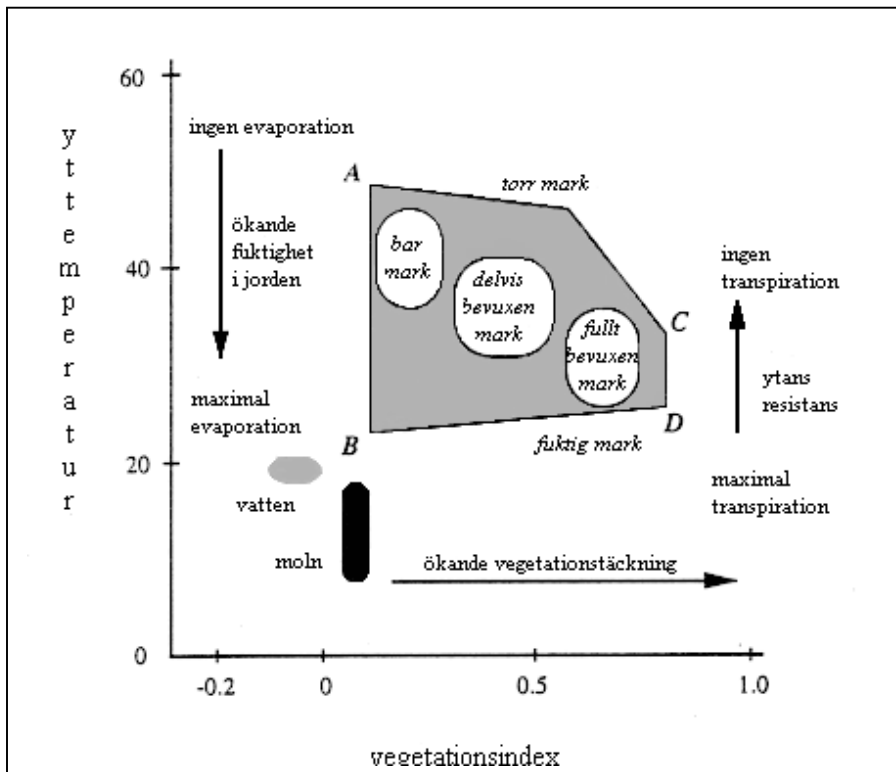
Atmosfären tillförs vatten ånga både från vattenytan, fukt i marken och vegetationen. Evapotranspiration är ett samlat namn för alla de processer som bidrar med fukt till atmosfären. Eftersom omvandlingen av vatten till vattenånga är en energikrävande process, verkare evapotranspirationen för en reduktion av densensibla energi till latentliggande i vattenånga.

Vegetationen binder det vattensom när marken via nederbörden, och skickar till baks det som vattenånga till atmosfären genom fotosyntesprocessen. Även från barmark avdunstar det vatten. Om den barmarken är fuktig och inte tillräckligt kugga, är utbytet av vattenånga mellan atmosfären och barmark likastort som om marken hade varit en vattenyta (Rosenberg 1983).

Problemet är att vattennätet måste ligga i detalj överst i jordlagret om det ska kunna avdunsta och den mängd som gördet är naturligtvis begränsad. Om fuktigheten i den luften som finns i jordens porer är högre än atmosfärens luftfuktighet, uppstår en gradient i marklagren som för uppfukten i jorden till ytan. Men detta är ett relativt långsamt förlopp jämfört med den kapacitet som växternas rötter genom sin rötter hämta upp det vattensom ligger djupt i jordlagren (Oke 1987, Rosenberg 1983).

Evapotranspirationens hastighet beror främst av tillgång till energi (markens och atmosfärens temperaturer) och hur mycket vattenånga som redan finns bundet i luften ovanför marken. Detta är i sin tur beroende av det vertikala energitrycket i atmosfären och med vilken hastighet den fuktiga luften kan ersättas av torr luft.

Figur 3.2 visar en förenklad bild av hur förhållandet mellan temperatur och NDVI ser ut hos olika tegenskaper med avseende på fuktighetshalt. Överbarmark beror strålningstemperaturen till stor del av markens vatteninnehåll, där en hög fuktighet innebär ett högre energi flöde från sensibelt till latent värme, och en lägre temperatur än vad som annars hade varit att vänta. Punkt A och B i figuren representerar således barrespektive fuktig mark. I takt med att vegetationstäcket ökar, sjunker ytttemperaturen, förutom under mycket fuktiga förhållanden, (Lambin & Ehrlich 1996).



Figur 3.2. Olika ytegenskaper teoretiska förhållanden till temperatur och NDVI, modifierade efter Lambin & Ehrlich 1996.

Vid punkt C är området bevuxet, men tillgången till vatten är låg, varför temperaturen fortfarande är relativt hög. Punkt D har samma vegetationsutbredning som C, men när tillgången till vatten är högre, evapotranspirationsprocessen är högre och temperaturen är lägre. Den böjda linjen som går mellan A och C representerar gränsen för evapotranspiration under torra förhållanden, medan linjen mellan B och D står för den potentiella evapotranspirationen under fuktiga förhållanden (Lambin & Ehrlich). Den lodräta linjen mellan C och D indikerar att vegetationsindex inte kan säga spegla vegetationstäckningens variationer om vegetationen är förtätad. Vegetationsindex har nämligen ett måttvärde runt 0,6.

### 3.2.2 Värme kapacitet

Vegetationens värme kapacitet är lägre än markens, varför växterna under dagen är kallare än den underliggande jorden (Gates i Lambin & Ehrlich 1996). Eftersom skillnaden i temperatur mellan växter och barmark skiljer sig olika mycket under dagen, blir även tidpunkten för registreringer i inverkan av faktorn på strålningstemperaturen.

### 3.2.3 Termaltröghet

Den termaltrögheten är ett mått på hur snabbt ett föremål reagerar på en temperaturändring. Vegetation har en lägre termaltröghet än barmark eftersom både mineral och organisk materialet i jorden har betydligt högre värme kapacitet än vegetation (Hillel 1982 i Lambin & Ehrlich 1995). Om jorden dessutom är fuktig, blir den termaltrögheten ännu högre jämfört med vegetationens.

### 3.2.4 Landskapetsstruktur

Enhögregradavskrovlighetilandskapet,betyderettstörreturbulentflödeideöverliggande luftlagren.Dettahöjerdetvertikalautbytetavtexvattenångaochtemperaturmellanluftmssor påolikahöjd.Underenväxtsångochisambandmedenväxandevegetation,förändras landskapettillattblimerojämnt.Härspelaräventypenavvegetationin,eftersomjämnheter somenstakaträdellerbuskarökardetturbulentaflödetbetydligtmerändetgradvisa uppväxandetavtillexempelvisenodladgröda.

### 3.2.5 Den barmarkytans albedo

Charney(1975)visadeattettminskatvegetationstäckeisemiariaområdengerupphovtill ett ökat albedo, vilket leder till en avsvälning av ytan. Lite senare kom Ripley(1976) med ett motargument på detta resonemang där han poängterade evapotranspirationens roll i sammanhanget. Han menade att den lägre halten av evapotranspiration som ett vegetationsfattigt område ger upphov till, med verk till att temperaturen i dessa områden blir högre istället för lägre än omgivningens temperatur.

### 3.2.6 Variationer i samband med satellitens vinkel

Den registrerade strålningstemperaturen varierar beroende av andelen barmark respektive vegetationsområde synligt för sensorn. Denna andel beror inte endast av vegetationens spridning och tjocklek, utan även av vinkeln mellan sensorn och markytan. Vinkeln mellan solen och markytan inverkar också på värdena. Just för resolut vinkel när (mätt från normal till markytan), desto längre blir skuggorna i terrängen och desto mindre blir strålningsvärdet. Skuggorna är också beroende av landskapets arkitektur, där höga träd eller buskage naturligtvis ger upphov till flera skuggor.

### 3.2.7 Registrering med hjälp av fjärranalytiska metoder

Imångastudier där man jämfört strålningstemperatur och NDVI, har man använt NOAA-satellitens områdsinformationer både när det gäller strålningstemperatur och NDVI. Viden sådan jämförelse undviks den missvisande information som beror på att det atmosfäriska tillståndet kan variera mellan olika registreringar, se tabell 3.1.

Tabell 3.1. Atmosfäriska komponenter teoretisk påverkan på de individuella värdena av NDVI och strålningstemperatur från samma sensor.

Väderförhållande vid registrering	Påverkan-NDVI	Påverkan-temperatur
moln	↓	↓
sol	*	*

**Teckenförklaring:** \*= Om registrerade värden motsvarar verkliga, ↓ = om registrerade värden är lägre än verkliga och ↑ = om registrerade värden är högre än verkliga.

Viden jämförelse mellan strålningstemperatur och NDVI på samma sätt som ovan, men med olika satellitsensorer, kan en aldrig så liten tidskillnad i registrering resultera i samband som delvis uppkommit som en följd av att det atmosfärens tillstånd ändrats mellan registreringarna, se tabell 3.2.

Tabell3.2. Atmosfäriskakomponentersteoretiskapåverkan påindividuellavärdenaavNDVIoch strålningstemperaturfrånolikasensorer, seteckenförklaring tabell3.1.

Väderförhållandevidregistrering		Påverkan	
Temperatur	NDVI	Temperatur	NDVI
moln	moln	↓	↓
moln	sol	↓	*
sol	moln	*	↓
sol	sol	*	*

### 3.3 Vegetationsindexochtemperaturskillnadöverdygnet

Defaktorsomstyrettområdestemperaturhöjningunderdagenäråtskilliga.Solens uppvärmingavmarkenstyrdenpotentiellamöjlighetentilltemperaturökning,eftersomdet ärmarkensomisinturkommerattvärmauppatmosfären.Menmarktäckningstypoch atmosfärenstillståndvadgällerexempelvisångrtrycksunderskottochvindhastighet,är betydelsefullaförhurstordenverklighöhjningenblir.

AttjämföratemperaturdifferensenmedNDVI,gerenannorlundainformationändådet endastärtemperaturochNDVI somjämförs,eftersomtemperaturdifferensenärettdirekt värdepåtemperaturhöjningenunderdagen.Effektorsomförvrängertemperaturvärdenavid bådatidpunkternakommernuattreducerasbortidifferensenmellandtvå.Detkanrörasig omsensorspecifikaeffekterelleratmosfäriskaeffektorsomärbeståendeunderdagen.

Införandetavennyinformationskällainnebärsamtidigtattdetärflerfaktorersominverkar påvärdena.Enlågtemperaturdifferenskanberopåmoln-ellerdis-påverkadepixlarvidbåda registreringarnaellervidendastdensenarregistreringen,menkanocksåvararelateradtillnågonavdeverkligasambandsomfinnsmellantemperaturochNDVI,exempelvis evapotranspiration.Dådetärtemperaturdifferensenmellantvåregistreringarunderdygnet somskajämförs,ökarnaturligtvisfelkällornaytterligare,sefigur3.3.

Tabell3.3. Atmosfäriskakomponentersteoretiskapåverkanpåde individuellavärdenaavNDVIochdifferenseni strålningstemperaturfrånolikasensorer, seteckenförklaring tabell3.1.

Väderförhållandevidregistrering			Påverkan	
temperatur -morgon	temperatur -middag	NDVI	temperatur-differens	NDVI
moln	moln	moln	↓	↓
moln	moln	sol	↓	*
moln	sol	moln	↑	↓
moln	sol	sol	↑	*
sol	moln	moln	↓	↓
sol	moln	sol	↓	*
sol	sol	moln	*	↓
sol	sol	sol	*	*

TabellernavisarattjämförelsenmellantemperaturdifferensochNDVIgerupphovtill dubbeltsåmångasambandsomjämförelsenmellanendastemperaturochNDVIvid registreringavolikasatellitensorer,ochfyragångersåmångasambandändåNDVI ochtemperaturjämförsfrånmasensor.

## 4 Tidigare studier av NDVI och temperatur

---

De studier där man undersökt sambanden mellan temperatur och NDVI kallas i sinit vå huvuddelar, (1) där sambandet har använts för en storskalig kartering av landytans marktäckning och dess förändring, samt (2) där man försökt koppla sambandet till biofysikaliska processer, som evapotranspiration och markens fuktighet.

Eftersom ursprungsdata på grund av atmosfärens inverkan ofta är av varierande kvalitet, har många studier lagt stor vikt vid att beskriva metoder att på olika sätt kompensera för detta. Samtliga studier har behandlat värdena, men man har angripit problemet på olika sätt beroende av vilka skalor man arbetat samt vad man velat använda sina resultat till.

Ett vanligt sätt att angripa molnproblemet är att jämföra motsvarande pixlar från flera dagar och sedan välja ut de högsta värdena till en temporalt sammansatt bild. I vissa studier har denna metod använts över värden från en hel månadstid, (Townshend *etal* 1987, Lambin & Ehrlich 1996).

Resultatet av att kombinera sammansatta NDVI-värden med sammansatta strålningstemperaturvärden innebär att en pixel med ett temperaturvärde från den första dagen av de dagars omskakning kombineras, mycket välkomna att jämföras med ett NDVI-värde från den sistadagen av dessa dagar. I såhelt området i början av en växtsäsong är det dessutom mycket troligt att detta är just vad som sker, eftersom temperaturen ofta är högre innan växtsäsongen kommer till gångordentligt. Detta påverkar förstås riktigheten i jämförelsen mellan NDVI och temperatur.

Det här kapitlet beskriver hur några studier har använt sig av sambandet mellan NDVI och temperatur, vad man hade som målsättning och vilka resultat man kom fram till, samt på vilka sätt man behandlat molnproblematiken.

### 4.1 Kartering i markanvändningsklasser

Lambin & Ehrlich (1996), har studerat sambanden mellan multitemporalt sammansatt värden från månadsvis värden och analyserat hur dessa värden varierar mellan olika biomer på hela den Afrikanska kontinenten. I analysen har man studerat hur värdena varierar mellan olika årstiders samt hur sambandet mellan NDVI och strålningstemperatur skulle kunna användas för en kartering av markytans olika markanvändningsklasser.

Det satellitsystem som använts är NOAA AVHRR och dess kanal 1 och 2 för beräkning av NDVI samt kanal 4 och 5 för beräkning av strålningstemperaturvärden, där man även använt det tillämpade algoritmen enligt Price (1984), se kapitel 2.3. Mätperioden sträcker sig ända från 1982 till 1991.

Månatliga värden plockades ut från varje större biomer på den afrikanska kontinenten, (identifierade efter UNESCO's vegetationskarta enligt White (1983)), varefter NDVI och strålningstemperatur jämfördes med varandra och analyserades.

Förhållandet mellan NDVI och strålningstemperatur skiljde sig som väntat markant mellan de olika biomen. I Sahara var variationen av NDVI-värdena minimala men temperaturvariationerna stora, medan regnskogsområdet kännetecknades av ständigt höga NDVI-värden följt av små variationer i temperatur. Regnskogsbiomen utmärktes också genom att uppvisa ett positivt samband mellan NDVI och strålningstemperatur. Mellan dessa



båda extremer hittades de övriga biomen, där sambandet mellan strålningstemperatur och NDVI var klart negativt.

En nytt index skapades byggd på voten av strålningstemperatur och NDVI. Det resultat man kom fram till visade på att multitemporalt sammansatt index generellt beskriver variationer i marktäckningen på ett bättre sätt än vid jämförelse mellan temperatur och NDVI-värden var för sig. Ett separabilitetstest, (Jeffries-Matusita), visade att biomen också var statistiskt åtskiljbara. Mandrog slutsatsen att det sammansatta NDVI-temperatur-index borde vara särskilt lämpligt vid marktäckningsindelning av stora skaliga format, innehållande biomavskilda slag, eftersom det är NDVI-värdena som är de viktigaste diskriminerande faktorerna i vissa biomen, medan andra områden bättre skiljs åt med temperaturvärden.

## 4.2 Fysikaliska processer

Andra studier har undersökt möjligheten att med hjälp av sambandet mellan NDVI och temperatur försöka uppskatta fysikaliska processer.

**Troffleau & Sögaard** (1997), har arbetat med sambandet mellan strålningstemperatur och NDVI i västra Sahel, där man bland annat strävat efter en metod för att kunna uppskatta evapotranspirationen. Även här hämtades ursprungsdata från NOAA AVHRR och NDVI beräknades från kanal 1 och 2 och strålningstemperatur från kanal 4 och 5, inklusive beräkningsmetoden enligt Price (1984).

Förhållanden mellan strålningstemperatur och NDVI beräknades genom att värden från flera närliggande pixlar jämfördes med varandra och att man från dess värden extraherade värden med högst NDVI och strålningstemperatur-värde, samt de lägsta NDVI och strålningstemperatur-värde. Utifrån dessa värden konstruerades sedan ett nytt index, *NDVI-Ts-Slope Index (NTSI)* :

$$NTSI = \frac{Temp_{max} - Temp_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}}$$

Man försökte att i så stor utsträckning som möjligt undvika att hantera problemen med hjälp av multitemporalt sammansatt värden, men värdena ansågs vara alltför påverkade av atmosfären för att kunna analyseras och bilderna från 10 dagarkombinerade still multitemporalt sammansatt bilder.

NTSI jämfördes med NDVI i tio olika stationer. Korrelationen mellan NDVI och NTSI visade sig stark vid höga NDVI-värden, men variationen var stor mellan NTSI och NDVI när NDVI-värdena var låga. Därför föreslår man att detta index främst borde bli användbart vid låga NDVI-värden, då det är markens egenskaper som bestämmer NTSI-värdet.

Information om nederbördsmängden hämtades från klimatstationer i området och dessa jämfördes med både NDVI och NTSI under ett år. En betydligt bättre korrelation mellan NTSI och nederbörd erhöles ( $R^2 = 0.98$ ) än mellan NDVI och nederbörd ( $R^2 = 0.89$ ).

**Rosema** (1993) studerade möjligheterna att uppskatta evapotranspirationen samt biomassans utveckling i västra Sahel. I de flesta studier där man analyserat förhållandet mellan vegetationsindex och temperatur, har man använt sig av NOAA-satelliten och dess AVHRR-sensor, men här har man istället hållit sig till värden från Meteorosat och kanalen för synligt ljus mellan 0.5-0.9  $\mu\text{m}$  (VIS) och kanalen för termalstrålning från 10.5-12.5  $\mu\text{m}$  (IR).

Medhjälpavregistreringarfrånådemidnattochmittpådagenberäknadesflödetavenergi tillochfrånjordytanochochifrånådettauppskattadesedanaktuellaeapotranspirationen samtbiomassansutveckling.

ResultatenjämfördesedanblandannatmedNDVI-värdenfrånNOAAsomregistrerats undersammatidochisammaområde.BiomassansutvecklingochNDVIvisadesigstämman braöverrensårdenfotosyntetiskaaktivitetenvarhög,meniområdenmedpermanent vegetationstäckedärproduktioneninteökadenämnavärtochdärnederbördenvarknapp, visadeNDVIfortfarandepåhögavärden,medanMeteosatvärdenblevlägre.Detta visaratt NDVI-värdenaalltsåkanvarahöga,ävenomvattentillgångenärlåg.Detta bordeindikeraatt detinteärtillrädligtattanvändaNDVI somengrundpelareförattuppskattaden aktuellaevapotranspirationen,ellerförattberäkna biomassanstillväxt,menarman.

DenberäknadeevapotranspirationenfrånMeteosatjämfördesmedmarkbundendatai fromav nederbördsstationerimätområdet,medresultatetattdeberäknadevärdena frånMeteosatgavenbrabildaveapotranspirationeniområdet.Härharman förutsattattsågottsomallnederbördevapotranspireras,dvsnederbördenhar jämförtsmedevapotranspirationen.

# 5 Metoder

## 5.1 Satellitsensorer

Temperaturdata erhålls från det geostationära satellitsystemet Meteosat, vars stor fördel är möjligheten att ständigt registrera jordens reflektion och emission. Detta tar 25 minuter för sensorn att scanna en bild och 5 minuter för den att ställa om sig till en ny registrering. Den temporala upplösningen är därför så hög som var 30:e minut dygnet runt. Data finns tillgängligt i vår 5 km upplösning beroende av kanal. IWV-kanalen och IR-kanalen är upplösningen ca 5x5 km, men i VIS-bandet är upplösningen 2.5x2.5 km. Sensorn registrerar våglängder från tre kanaler, se tabell 5.1.

Tabell 5.1. *Meteosat och dess våglängdsband.*

Kanal	våglängdsband ( $\mu\text{m}$ )	delavspektrat
VIS	0.5-0.9	synligt ljus
Wv	5.7-7.10	vattenabsorption
IR	10.5-12.5	termalt infrarött

Satelliten är stationerad i drakt över nollmeridianen, ca 35000 km över jordytan och haren bana som följer ekvatorn, vilket gör att bilderna täcker hel den Afrikanska kontinenten. Till analysen användes dagliga registreringar från IR-kanalen kl 06.00 och kl 12.00 (UTC), vilka konverterades till temperaturvärden, se kapitel 5.5.

NDVI-värden hämtades från satellitsystemet NOAA och dess AVHRR sensor. Satelliterna befinner sig på en höjd av 833-870 km och rör sig i polära banor runt jorden från pol till pol. Databestår av fem kanaler, se tabell 5.2.

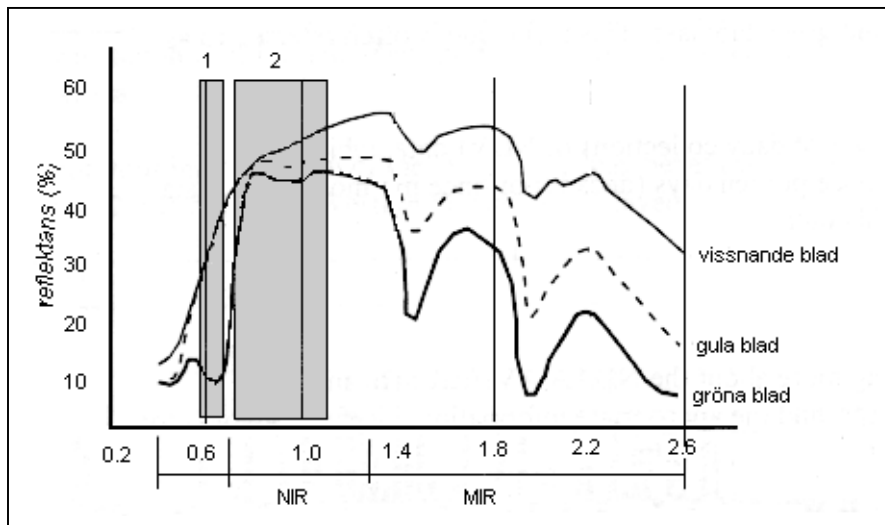
Tabell 5.2. *NOAA AVHRR och dess våglängdsband.*

Kanal	våglängdsband ( $\mu\text{m}$ )	delavspektrat
1	0.58-0.68	rött
2	0.72-1.10	nära-infrarött
3	3.55-3.93	mellan-infrarött
4	10.3-11.3	termalt-infrarött
5	11.5-12.5	termalt-infrarött

Bilderna är sensor kalibrerade och har delvis korrigerats för atmosfärisk störning som Rayleighspridning och ozon, men för atmosfärens innehåll av aerosoler och vattenånga. Kombinationen mellan de två våglängdsbanden minimerar dock vattenångans inverkan (Troufleau & Sögar 1997).

Satellitens stor fördel är den höga temporala upplösningen som är minst en gång per dygn över hela jorden, samt den stora landarealen som kan överblickas eftersom sensorn har så stor tittvinkel ( $\pm 54^\circ$ ). Menden stor tittvinkel när inte bara positiv, den ger upphov till kraftiga förvrängningar för de pixlarna som befinner sig långt från sensorn.

En annan nackdel är att AVHRR-sensornskanaler inte från början är konstruerade för NDVI-mätning. Kanal 1 är därför bredare än vad som hade varit optimalt och registrerar inte enbart den fotosyntetiska aktivstrålningen utan även andra våglängder. Intervallet mellan de två kanalerna är dessutom för litet, se figur 5.1.



Figur 5.1 .NOAA-satellitens kanal 1 och 2 i relation till vegetationens reflektion till olika våglängder, modifierade efter Olsson/anonym).

Data finns tillgängliga för flera olika typer, vilka alla har en väntad förståelse för mått av vegetationsuppmätning:

- *Local Area Coverage (LAC)*. Tiominutersdata från satelliten försänds i en gnet till någon av stationerna på jorden. Pixlarna är vid närliggande 2.1 km<sup>2</sup> stora.
- *Global Area Coverage (GAC)*. Ursprungsdata är egentligen densamma som LAC-datan (Local Area Coverage) med 2.1 km<sup>2</sup> stora pixlar. Framställningen går till på så sätt att medelvärde av fyra pixlar används för att representera en areal på 5x3 pixlar som slås ihop till en pixel. (Tucker *et al* 1985).
- *Global Vegetation Index (GVI)*. Består av sammansatta NDVI-värden från registrering under en vecka sen månads tid, där pixlarna med de högsta NDVI-värdena har valts ut.
- *Pathfinder AVHRR land (PAL)*. Den temporala upplösningen finns i två versioner, dels med dagliga värden, men också som sammansatt till dagarsvärden. Även den rumsliga upplösningen finns i flera versioner, antingen med pixelstorleken 8x8 km<sup>2</sup>, 0.5°x0.5° eller 1°x1°.

Den NDVI-datasom används här kommer från PAL-formatet med dagliga, 8x8 km stora pixlar. Som studieområde valdes det område som ligger mellan 20°N och 10°N lat, vilket ungefär motsvarar koordinaterna för Sahelområdet. Den period som analyserats sträcker sig från 1/5 till 2/9 året 1992, förutom ett avbrott mellan den 12/7 och 17/7, då meteosatbilderna blivit deformationade.

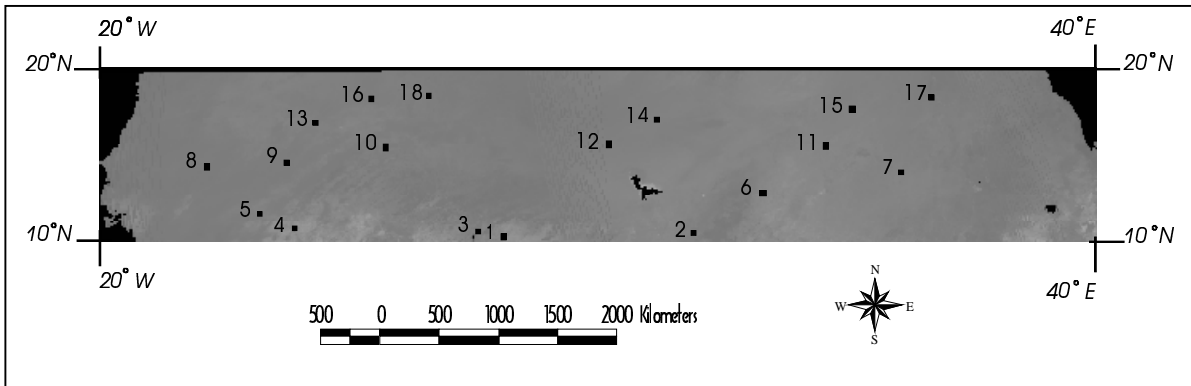
## 5.2 Geometrisk korrektion

Eftersom information om temperatur och NDVI hämtades från olika satellitsystem, var en geometrisk korrigering mellan bilderna nödvändig innan värdena kunde jämföras och analyseras. Detta gjordes med hjälp av igenkännliga kontrollpunkter som extra hämtades från respektive dataset. Meteosatbilderna innehöll en heldelmoln, varför det oftast var svårt att urskilja detaljer på marken. Innan kontrollpunkterna togs ut, skapades därför en molnfri bild genom att de högsta värdena från dagarsdata samlades till den bild som varifrån kontrollpunkterna kunde tas ut. Som korrigeringsmetod användes "närmastegranne" (från eng. *nearest neighbour*).

Ivanligafallanpassasdebildersomhardenhögstaupplösningen,tilldebilderdär upplösningenärlägre,meneftersomMeteosatbildernaredanvarkorrigeradeilat/lon, korrigeradesNDVI-datantilldessa.

### 5.3 Polygoner

Sahelområdetärförstortattkunnastuderassomhelhet,därfördigitaliseradespolygoneri olikadelaravområdetsomsedanjämfördesmedvarandra.Eftersomklimatethärtillstordel beroravlatituden,numreradespolygonernaeftersomlatitud,därdenförstapolygonenfick representeradenmestsydligapolygoenenochdensistapolygonendenmestnordliga,sefigur 5.2.



Figur 5.2. Sahelområdet från en NOAA-bild, samt polygonerna.

Polygonerna har valts ut med målsättningen att erhållas så jämt utspridda som möjligt, för att täcka olika klimatförhållanden i området och samtidigt undvika att få med pixlar som påverkas av scanningsvinkeln. Ju längre bort från sensorerna pixlarna är, desto längre är vägen genom atmosfären och desto större är risken att erhålla värden som kraftigt påverkas av de komponenterna som finns i atmosfären. NDVI-värdena är sammansatta från flera passager av NOAA-satelliten, där passagera överlappar varandra. De pixlarna som ligger på gränsen mellan två passager och som därmed tas upp av båda passagera, erhåller värdet från den passagen som registrerat det högsta värdet. Detta innebär att gränserna mellan pixlarna i nord/sydlig riktning i de begränsade områdena ofta innehåller värden från olika passager. Dessa områden går därför att urskilja i NDVI-bilderna och kännetecknas av ett mosaikartat utseende och polygoner därifrån har undvikits.

Storleken på polygonerna bestäms till  $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ , vilket resulterade i mellan 7x7 och 7x8 pixlar, motsvarande en yta på ca  $1225 \text{ km}^2$ . Tabell 5.3 visar polygonernas klimat tillhörighet efter White's klassifikationssystem från 1983.

Tabell 5.3. Vegetationsklasser (White 1983) samt polygonerastillhörighet.

klimateområde	delområden	polygoner
<i>XI.</i> The Guinea– Congolian/Sudaniazone	woodlandwithabundant Isoberlinia	1,3,4,5
<i>III.</i> Sudanianregional zoneofendimism	undifferentiated woodland	2,6
<i>XVI.</i> Sahelregional transitionzone	semidesertgrasslandand shrubbland sahelacaciawooded grasslandanddeciduous bushlandandthicket	7,11,12,16,18 8,9,10,13
<i>XVII.</i> Sahararegional transitionzone	absolutedesert regs,hamadaswadis	14 15,17

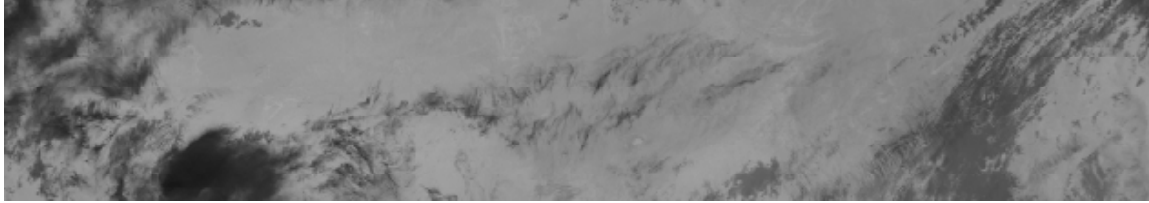
## 5.4 Medelvärdesberäkning & tröskelvärden

Temperatur- och NDVI-värden bestäms genom att medelvärden beräknas utifrån de pixlarsom ingick i respektive polygon. En nackdel med denna metod är att hela polygonens värdepåverkas även om endast en liten del av polygonen varit täckt av moln under registreringen. Det optimala är naturligtvis att undvika de moln påverkade pixlarna och endast använda sig av de pixlarsom inte berörs av moln vid medelvärdesberäkningen.

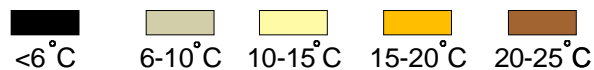
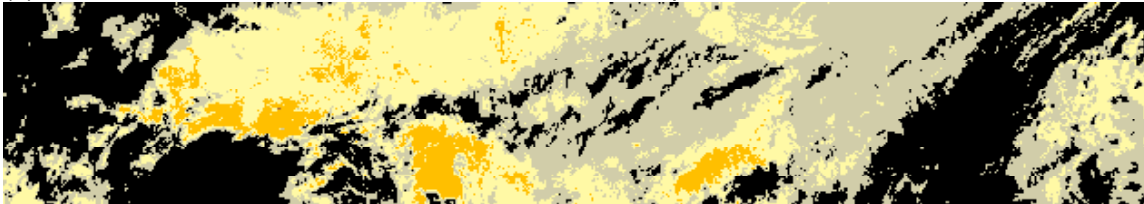
Ett NDVI-värde som registrerar övermoln behöver inte skiljas ifrån ett värde som härrör från barmark. Detta gördetsvårt att avgöra vilka pixlarsom blivit moln påverkade. I brist på någon lämplig metod till detta, beräknades därför medelvärdet av NDVI-värdena utifrån samtliga pixlar i polygonen.

I de ursprungliga METEOSAT-bilderna urskiljes i genomsnitt tydligt bilderna efter som moln oftager upphov till betydligt lägre strålnings temperaturvärden än jordytan. I hopp om att få en stor utsträckning som möjligt undvika de moln påverkade pixlarna, fick de pixlarsom hade alltför låga värden därför inte ingå i medelvärdesberäkningen. Tröskelvärden bestämdes subjektivt genom att jämföra strålningsvärden i METEOSAT-bilder med samma bildersom klassats i olika temperaturintervall, se figur 5.2 och 5.3.

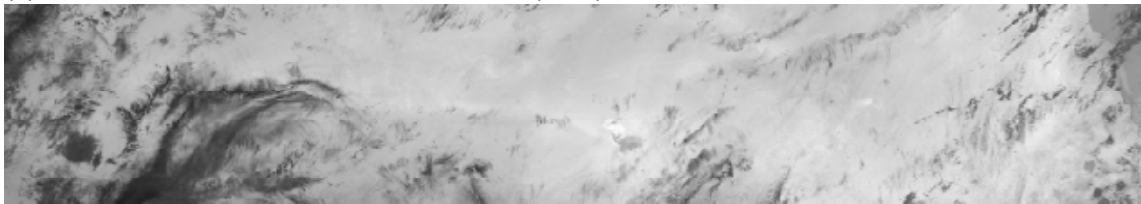
(a) Meteosatbild över sahelområdet kl 06.00 (UTC).



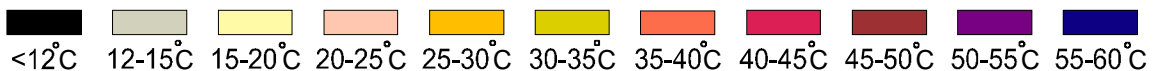
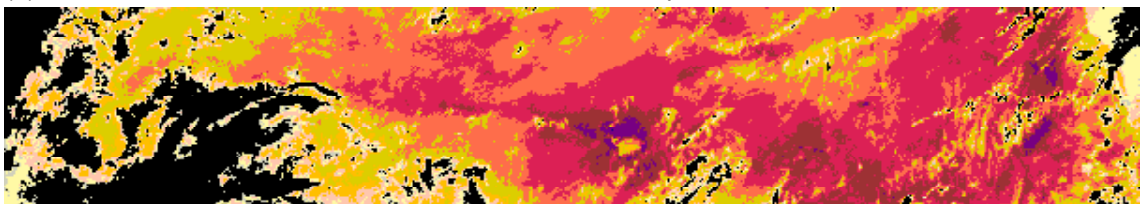
(b) Samma bild som ovanstående, omklassad i olika temperaturintervall.



(a) Meteosatbild över sahelområdet kl 12.00 (UTC).



(b) Samma bild som ovanstående, omklassad i olika temperaturintervall.



Figur 5.3 Strålningstemperaturfråden 1/51992. a, oklassad bild kl 12.00 (UTC). b, klassad bild kl 12.00 (UTC)

Tröskelvärdet bestämdes vid den tidigare registreringen, kl 06.00 (UTC) till endast 6 °C och vid densenare till 12 °C. Detta kan tyckas som låg värden med tanke på områdets klimat, men det är viktigt att vara medveten om att tiden för registreringen skiljer sig lokalt inom det stora området. Jordens uppvärmningskorsen är längre västerut, vilket också är ett område som ofta präglas av moln. Skillnaden mellan moln på verkade pixlar och i de pixlar som påverkar de pixlar behövs därför inte vara så stor, vilket försvårar valet av tröskelvärdet.

Vissadagarkanhelapolygoner varatäckta av moln, ellerså få pixlar var av medi medelvärdesberäkningen att denna inte kan anses spegla helapolygonen. De dagar då mindre än 30% av pixlarna kunde användas till medelvärdesberäkningen togs därför bort. Detta innebar att mellan två och tio dagar togs bort hos varje polygon.

## 5.5 Konvertering av strålningsvärden till temperatur

Temperaturvärdena erhölls genom att först omvandlade digitala värdena till strålningsvärden, motsvarande intensiteten av strålningen i det termala våglängdsbandet. För detta måste satellitsensorn kalibreras radiometriskt. Kalibreringskoefficienter bestäms delvis genom att låta satellitsensorn registrera strålningen från rymden och förhåvstemperatur i då det atmosfäriska bruset är lågt:

$$R = \alpha(C_m - C_0)$$

-där  $R$  står för strålningsvärden,  $C_m$  för det inkommande digitala värdets samt  $\alpha$  och  $C_0$  för de kalibreringsvärden som bestäms efter att sensorn har registrerat värden från havsytan och rymden.

Nästa steg är att omvandla strålningsvärdena till temperaturvärden, vilket görs med hjälp av Plancks lag om ett objekts temperatur i förhållande till dess utsändning av strålning:

$$R(T) = \exp(A + B/T)$$

-där  $A$  och  $B$  är två koefficienter och  $T$  är värdena av 6.73 resp -1272.2, (Eumetsat).

## 5.6 Analys

### 5.6.1 NDVI och temperaturvärden

Temperatur- och NDVI-värdena studerades och jämfördes mellan de olika polygonerna. För att jämföra de eventuella sambanden utfördes ett flertal korrelationsanalyser, både av de ursprungliga värdena och efter det att värdena på olika sätt hade bearbetats.

### 5.6.2 JÄMFÖRELSE MED HAPEX-PROJEKTET

HapeX-projektet är ett internationellt samarbete, vars mål är att förbättra förståelsen av den generella cirkulationen och hur den påverkar till den långa varigatorrperiod som Sahel har drabbats av de senaste 25 åren. Studieområdet var beläget på lon: 2-3 °E, och lat: 13-14 °N.

I en av studierna (Monteny & Amadou 1992) har man gjort uppmätningar av bl.a. temperaturen 0.02 m under ytan och lufttemperaturen på 2 m höjd. Mätningarna togs från en klimatstation i områdets östrad, med en temporal upplösning på var 20:e minut över hela dygnet under de dagar som Meteoratbilderna sträcker sig. Dess värden jämfördes med meteoratstemperaturvärdena.

Ett område på fyra pixlar definierades i Meteoratbilderna. De dagar då temperaturen hos samtliga pixlar översteg 6 °C för temperaturen kl 06.00 och 12 °C för temperaturen kl 12.00, användes vid jämförelse med demark-uppmätt värdena.



### **5.6.3 NDVI och temperaturdifferens**

NDVI och temperaturdifferens studerades och jämfördes mellan de olika polygonerna. För att jämföra eventuella sambanden utfördes ett flertal korrelationsanalyser, både av de ursprungliga värdena och efter det att värdena på olika sätt hade bearbetats.

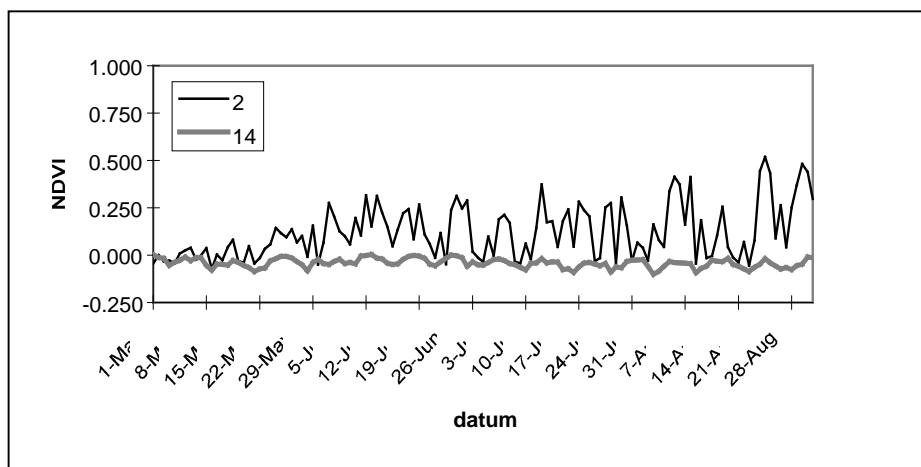
### **5.7 Mjukvara**

Under arbetets gång har olika programvaror använts. Den geometriska korrektionen av bilderna utfördes i PCI (PCI 1984), medan IDRISI (Eastman 1993) passade bäst vid digitaliseringen av polygoner och sammansättningen av fler bilder till en. Vid medelvärdesberäkningen användes programmet Signex, vilket utarbetats av Lennart Olsson vid Naturgeografiska Institutionen i Lund. För kartframställning och presentation av bilddata användes Arc View (ESRI 1996). Analyser har utförts i programmen Excel och Minitab.



## 6.1NDVI-värden

Vegetationens fotosyntetiska aktivitet beror på en rad faktorer, som solintensitet, temperatur och tillgång till vatten. Med detta följer att NDVI-värdena kan variera en del från dag till en annan. Men registreringarna från behandlad NOAA-data i den här studien visar oftast på variationer av en högre grad än vad som kan anses vara naturligt för ett vegetationsställe. Figur 6.1 visar hur de NOAA-registrerade NDVI-värdena varierar över säsongen för polygon 2 och 14, vilka båda befinner sig på en  $15^\circ\text{E}$ , men på olika breddgrader,  $10.55^\circ\text{N}$  resp  $17.05^\circ\text{N}$ .



Figur 6.1. NDVI-värden över hela säsongen för polygon två och fjorton.

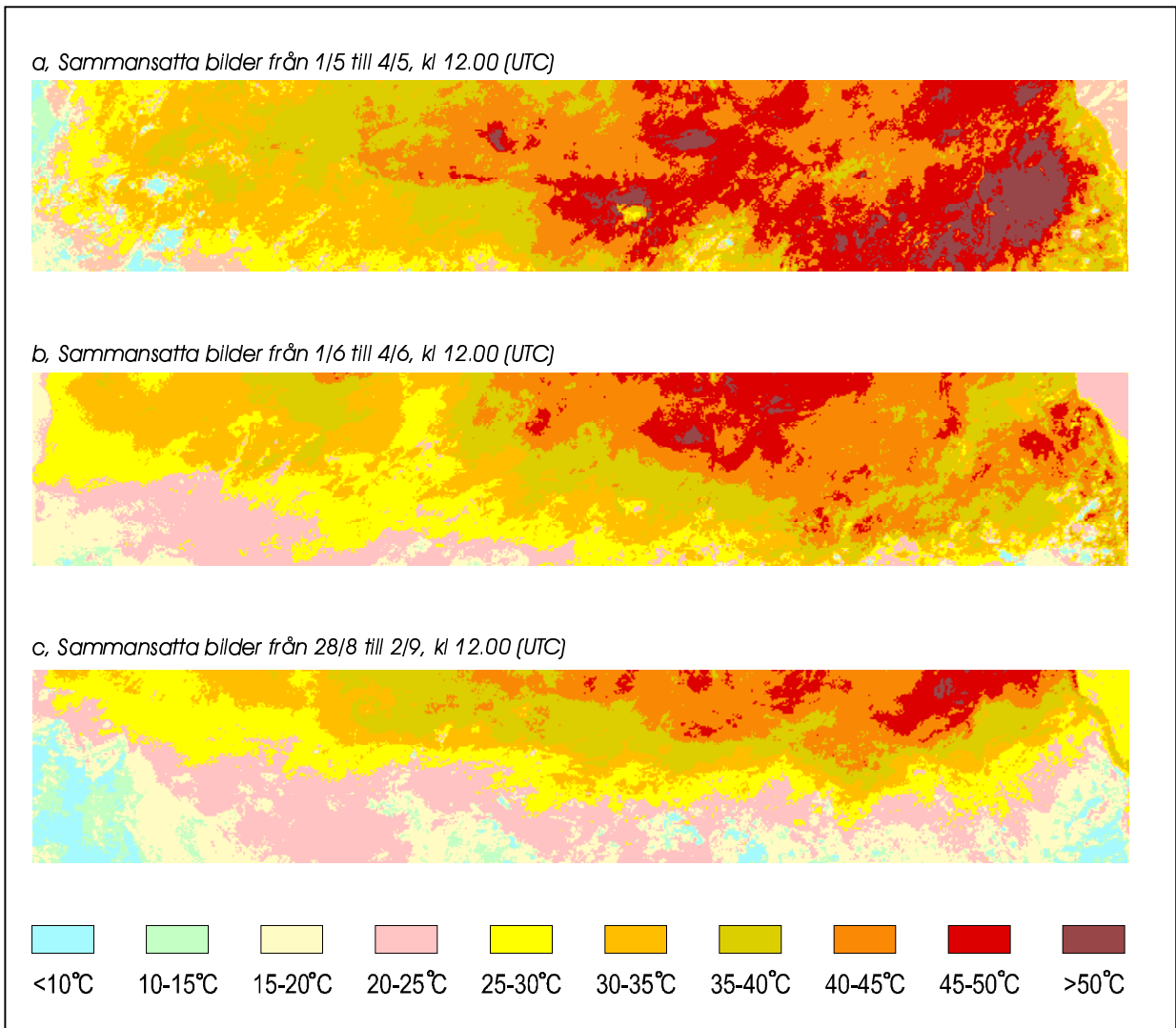
Destor afuktationer som förekommer i polygon 2 mellan låga och höga värden, förutsätts bero av atmosfärisk störning och då främst i form av moln. Polygonen ligger i områdets södra del (lat  $10.55^\circ\text{N}$ ), där moln närliggande förekommer under sommarhalvåret. Polygon 14 befinner sig däremot i studieområdets norra del (lat  $17.05^\circ\text{N}$ ). Här är förhållandena betydligt torrare, vilket gör sig märkbart hos de låga NDVI-värdena.

## 6.2Temperaturvärden

Den högsta temperaturen registrerades till  $55.4^\circ\text{C}$  den 10/6 i polygon sjutton. Även om satellituppmätta strålningsvärden inte kan sägas registrera den aktuella temperaturen på jorden med exakt noggrannhet, är det värt att påpeka att detta är ett värde som inte ligger långt ifrån den högsta temperaturen som någonsin har registrerats på jorden,  $58^\circ\text{C}$  i El Azizai i Libyen på latituden  $32^\circ\text{N}$ , år 1922 (Ahrens 1991). Polygonen ligger i områdets nordvästra del, alldeles på gränsen till den riktiga Saharaöknen.

För att lättare kunna överblicka hur temperaturen varierar i regionen, konstruerades särskilda temperaturkartor utifrån Meteosat bilderna kl 12.00 (UTC) mitt på dagen, där strålningsvärdena delades in i klasser enligt temperaturintervall om  $5^\circ\text{C}$ . Moln innehåller i bilderna nästan alltid stora områden som jämförelse av pixelvärden mellan fyra bilder från angränsande dagar och vidare extrahering av det högsta värdet för varje pixel. Tre

kartbilderskapades på detta sätt för att representera temperaturen i början, mitten respektive slutet av mätperioden, se figur 6.2.



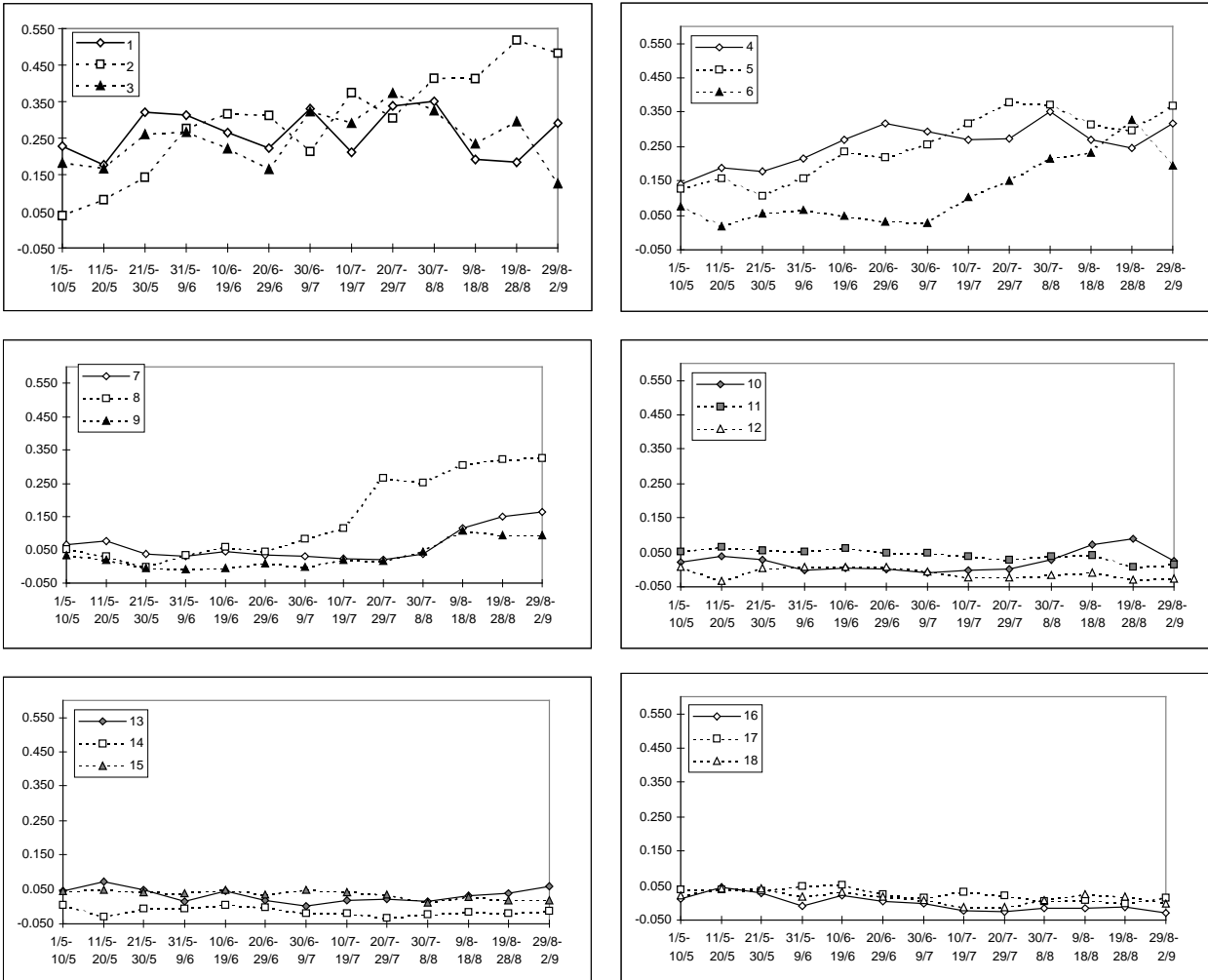
Figur 6.2. Temperaturkartors omsyftarattvisad en ungefärlig temperatur kl 12.00 (UTC), (a) i början av maj, (b) i början av juli och, (c) i början av september.

Samtliga kartor visar på stora temperaturskillnader i regionen, med högre temperaturer mot nordväst och lägre mot sydost. I kartorna syns nordvästrakant av täckningskustlinjen, eftersom temperaturen är betydligt högre på land än i hav mitt på dagen. De högsta temperaturerna hittas i kartan från början av mätperioden, där temperaturen uppgår till 30 °C eller mer i minst halvregionen.

## 6.3 Kvalitetshöjandemetoder

### 6.3.1 NDVI-värden

Även om moln påverkar höghos NDVI-värdena, är det oftast möjligt att se en trend mot högre värden under säsongens gång. En vanlig metod att upptäcka trender i geografiska dataset är att skapa medelvärden av närliggande värden, så kallade löpande medelvärden. Men eftersom det i detta fall förutsätts att det är de högre värdena som beskriver den verkliga förhållanden på jordytan, illustreras den eventuella trenden bättre om man utelämnar de låga värdena. Därför hölls de högsta registrerade NDVI-värdena under tio-dagarsperioder för att representera vegetations dagliga fotosyntetiska aktivitet under de tio dagarna, se figur 6.3.



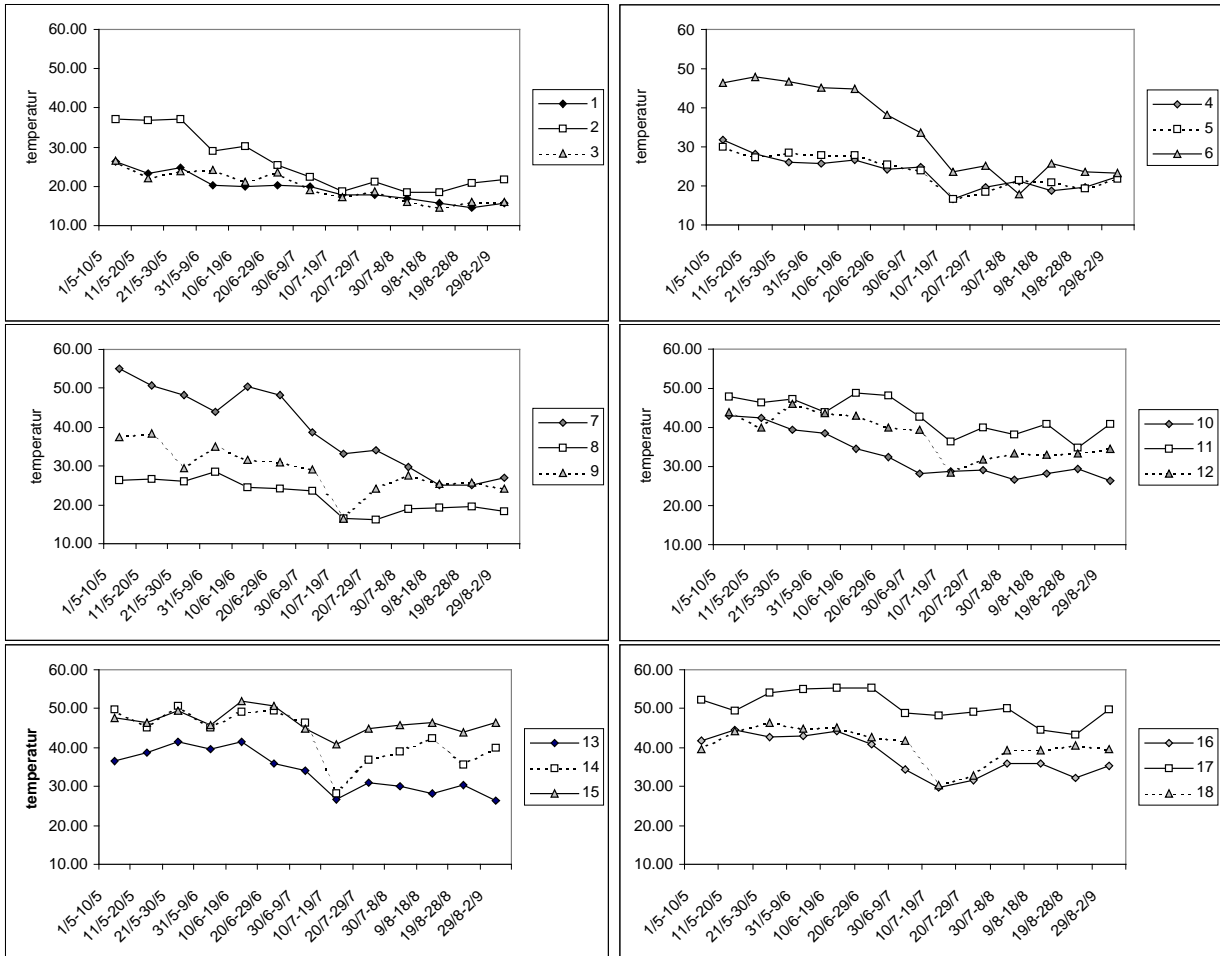
Figur 6.3. NDVI-värden över mätperioden, endast tiodagarsmaximum.

Figurerna visar på tydliga skillnader i NDVI-värden beroende av polygonernas latitud. Polygon 1-6 och 8, uppvisar alla värden som en bit under säsongens närvärden över 0.1. Därför är det endast dessa polygoner som kan sägas utveckla en registrerbar växtperiod under mätperioden. I dessa områden går värdena i de flesta fall också mot högre värden under säsongens gång. Undantaget är polygon 1, där NDVI-värdena redan från början är relativt höga, men sedan håller sig mer eller mindre konstanta under hela mätperioden. Eftersom detta är den polygon som har det mest tydliga läget av alla polygoner, där fuktigheten är hög och den växande säsongen längre, är det tainteså förvånande. Hos de områden som inte uppvisar någon växtperiod, polygon 1-18+7, är variationen mellan höga och låga värden mycket

liten. Värdenahållersigruntnollunderhelasäsongenochdetgärinteattutläsanågotrendi figurerna.

### 6.3.2 Temperaturvärden

Ävdenhögstregistreradetemperaturvärdenaundertio-dagarsperioderextraheradesföratt lättarekunnsadeeventuellatemperaturförändringarnaideolikaområdena,sefigur6.4.



Figur6.4. Temperaturvariationerundermätperioden,endasttiodagarsmaximum.

Hosdeflestaavpolygonernasjunkertemperaturenundersäsongensgång.Desydligare,(1,3, 4,5och8),hartemperaturersomredanfrån börjanärganskälåga,runt30 °C,ochsomed tidensjunkertillca20 °C.Deallranordligarepolygonerna(13-18)hartemperaturerrunt40 °C ellerhögreunderhelamätperioden.Någrapolygoner(6och7)genomgårenstor temperaturförändringfrånhögtatilllågavärdenmedenskillnadsomöverstiger20 °C.

### 6.3.3 Bearbetade värden

MolnenärettsåstortproblemförbådeNDVI-ochtemperatur-värden,attdessamåste genomgåånågonformavbearbetninginnan dekananalyseras.Kapitel5beskriverhur molnproblematikenhanteratsitidigarestudier.Här presenteras en annan metod.I hoppom att få bort dedagardåmångapixlarblivit på verkade av moln, valdes endast dedagar ut som ansågs vara minst påverkade av atmosfären för vidare analys.I urvalet jämfördes varje medelvärde med medelvärdet från den närmast omgivande dagarna.Om det aktuella värdet

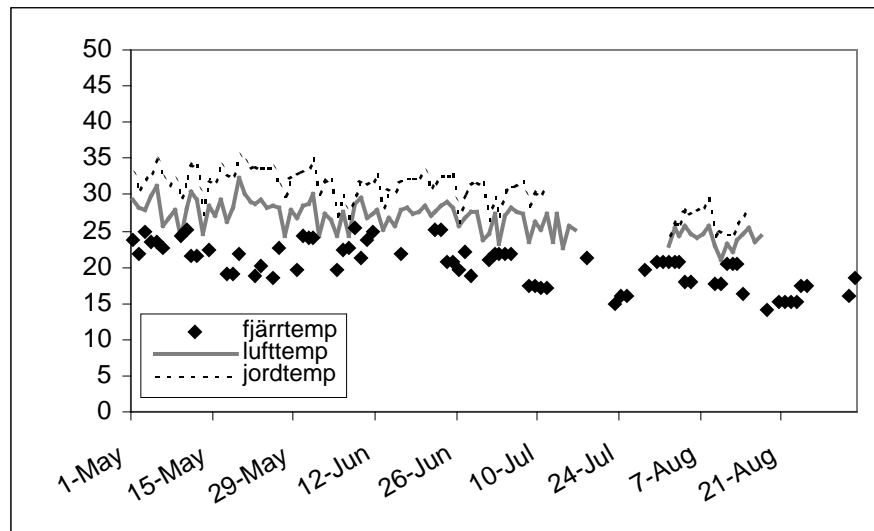
avvekmerän25% fråndethögstavärdetavde10närmastomgivandevärdena, valdesdetta värdebort.

Kvaliteten hos värdena ökar med det högre tröskelvärdet, men det skapar på bekostnad av antalet värden. Målet här var att använda ett så högt tröskelvärde som möjligt, utan att samtidigt reducera bort allt för många värden. Värdet av det relativa tröskelvärdet bestämdes efter prövning av både högre och lägre tröskelvärdet.

## 6.4 Jämförelse med Hapex-projektet

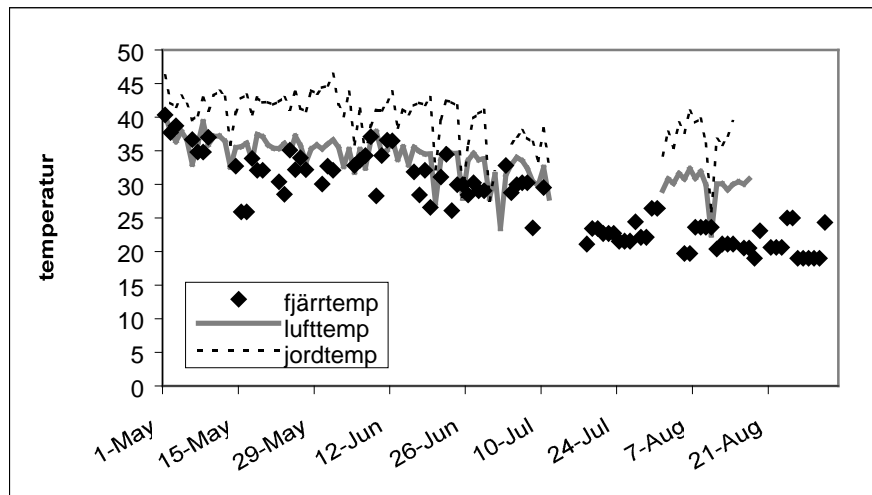
Hapex-experimentet tilldrogs i ett område beläget i den södra delen av Sahel-området, mellan 2-3 °E och 13-14 °N lat. I en av delstudierna (Monteny & Amadou, 1992) gjordes mätningar på en rad klimatologiska företeelser från en mätstation placerad i områdets södra del. De temperaturmätningar som utfördes inkluderade både lufttemperaturen på 2 m höjd och marktemperaturen 2 cm ned i marken, vilka har jämförts med Meteosat som räknade temperaturvärden, se figur 6.5a och b.

Det stora skillnaden mellan strålningstemperaturen från Meteosat-registreringen och den verkliga uppmätningen av temperatur från marken, beror till stor del på atmosfärens inverkan hos fjärrtemperaturen. Vid den tidiga morgonregistreringen (kl 06.00 UTC), när strålningstemperaturen aldrig riktigt upptill de markuppmätta temperaturvärdena, men korrelationen mellan markuppmätt lufttemperatur på 2 m höjd och strålningstemperaturen är dock signifikant (0,44), se figur 6.5a.



Figur 6.5a. Markuppmätt temperaturvärden och behandlade strålningstemperaturvärden kl 06.00.

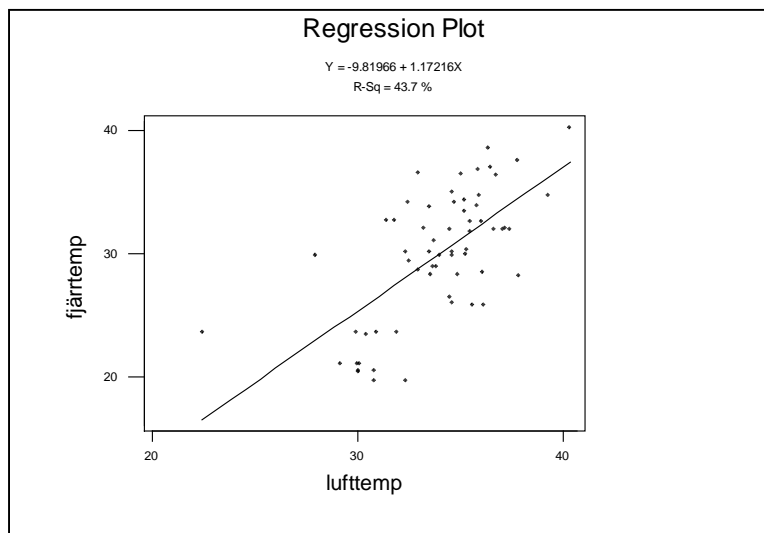
Viddensensareregistreringen kl 12.00 (UTC) stämmer temperaturvärdena bäst i markens djup, korrelationen är 0.66, se figur 6.5b.



Figur 6.5b. Markuppmätt temperaturvärden och behandlade strålningstemperaturvärden kl 12.00.

Marktemperaturen är betydligt högre än lufttemperaturen, vilket bekräftar att fuktigheten i jorden är knapp. Annars skulle det övriga lagret på ytan varit kallare som ett resultat av den energisom går åt vid fuktens avdunstning i atmosfären.

En regressionsanalys utfördes för att undersöka det linjära sambandet mellan markuppmätt temperaturuppmätningen och uppskattningen från Meteosat, se figur 6.6.



Figur 6.6. Regression mellan markuppmätta lufttemperaturvärden ( $h=2m$ ) och beräknade strålningsvärden kl 12.00.

Regressionsanalysen visar på ett linjärt samband mellan strålningstemperatur och lufttemperatur. Värdena är också jämt utspridda runt regressionslinjen, vilket visar att det linjära sambandet inte grundas på enbart några få värden. Om värdena hade uppvisat en gradvis variation från låga till höga temperaturer, hade det varit säkert att tolka som en variation av temperatur beroende av att temperaturen varierar under säsongens gång (idest här fallet mot låga värden). Men eftersom värdena i figuren kändes som i ett kluster, ett då strålningstemperaturen är runt (18–22) °C och lufttemperaturen mellan (25–35) °C, är det kanske mer troligt



attdelägre värdena är registrerade vid molniga tillfällen och de högre värdena är varit klar.

Även om det är molnens ombidrar till att sänka både den temperatursområden på jorden och densom kan uppskattas via satelliter, är det olika faktorer som ger upphov till temperatursänkningen. Vid den uppmätta temperaturmätningen hindrar molnen energin från solen att nå jordytan och värma upp mark och atmosfär, medan de via satellitregistreringar molnens som hindrar satelliten att registrera temperaturen från jordytan. Därför borde strålningstemperatur och uppmätt temperatur korreleras äm mot varandra vid molniga tillfällen. I figur 6.6 är det också tydligt att uppmätt temperatur och strålningstemperatur bättre stämmer överens med varandra vid högre värden.

## 6.5 Temperatur och NDVI

### 6.5.1 Allmän & bearbetad korrelationsanalys

Först utfördes en korrelationsanalys där samtliga NDVI-värden jämfördes med samtliga temperaturvärden kl 12.00 (UTC), se tabell 6.1.

Tabell 6.1. Korrelation mellan NDVI och temperatur kl 12.00 (UTC).

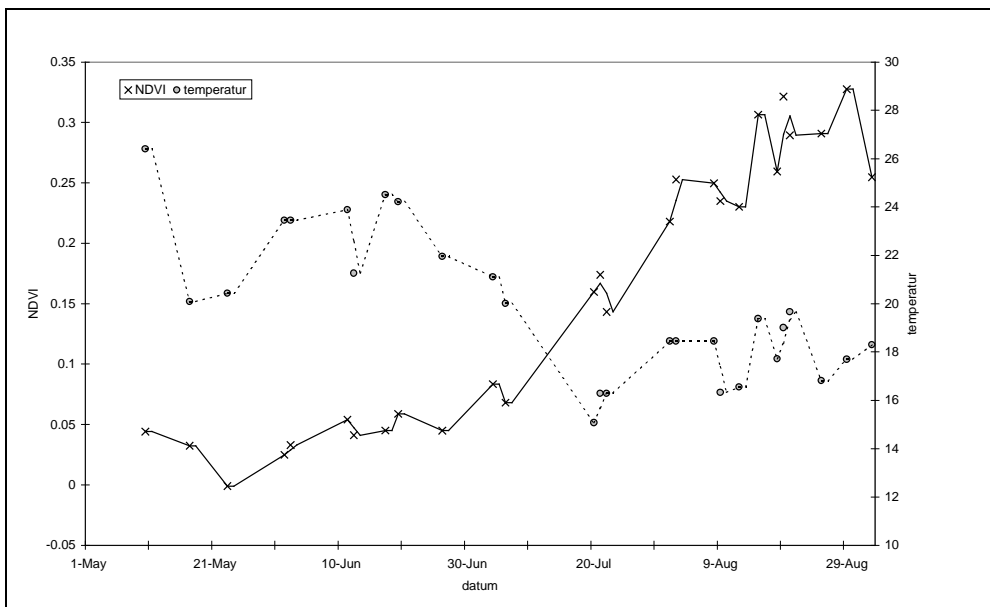
Polygon	lat	r	signifikant korrelation	polygon	lat	r	signifikant korrelation
1	10.35N	0.182	-	10	15.45N	-0.017	-
2	10.55N	-0.197	-	11	15.55N	0.500	signifikant
3	10.65N	0.139	-	12	15.65N	0.594	signifikant
4	10.85N	-0.019	-	13	16.85N	0.306	signifikant
5	11.65N	0.197	signifikant	14	17.05N	0.557	signifikant
6	12.85N	-0.227	signifikant	15	17.65N	0.277	signifikant
7	14.05N	0.043	-	16	18.25N	0.513	signifikant
8	14.35N	-0.424	signifikant	17	18.35N	0.508	signifikant
9	14.55N	-0.184	-	18	18.45N	0.461	signifikant

Alla polygoner med låga NDVI-värden ger upphov till signifikant positiva korrelationer, men de polygoner som utvecklar en växtsäsong korrelerar dåligt med temperaturvärdena. Tabell 6.2 visar hur korrelationen varierar för värdena har bearbetats enligt avsnitt 6.3.3.

Tabell 6.2. Korrelation mellan sammansatt temperatur kl 12.00 och sammansatt NDVI.

Polygon	N	r	signifikant korrelation	Polygon	N	r	signifikant korrelation
1	24	-0.120	-	10	10	0.044	-
2	25	-0.570	signifikant	11	25	0.594	signifikant
3	22	-0.424	signifikant	12	19	0.836	signifikant
4	14	-0.481	-	13	13	0.468	-
5	18	-0.605	signifikant	14	21	0.893	signifikant
6	15	-0.684	signifikant	15	32	0.103	-
7	21	-0.504	signifikant	16	13	0.780	signifikant
8	27	-0.679	signifikant	17	19	0.611	signifikant
9	17	-0.383	-	18	15	0.662	signifikant

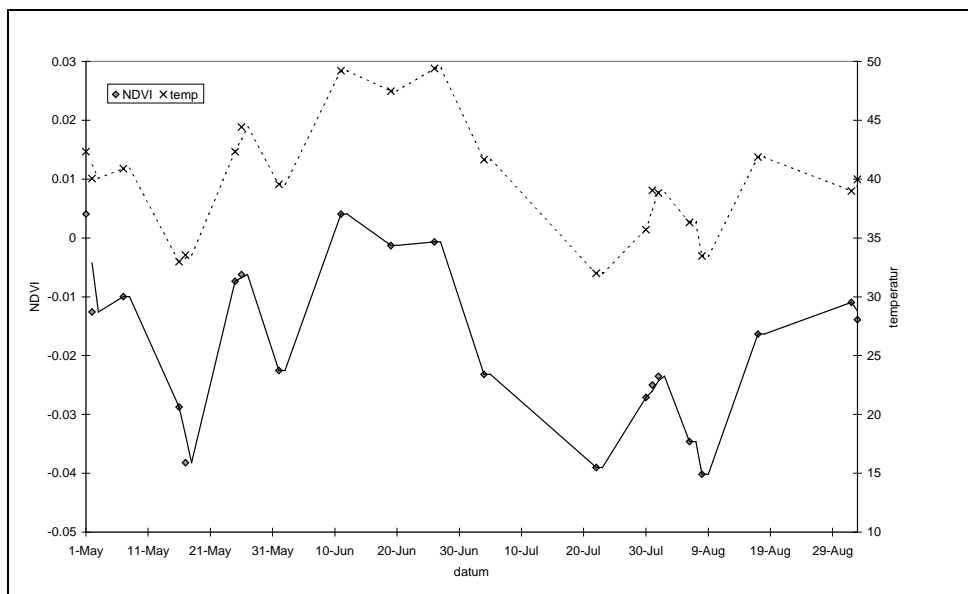
Antalet dagar i analysen har nu reducerats till färre än 20% av de ursprungliga värdena hos polygonerna. Trots detta är de flesta korrelationer signifikanta. Entydlig skillnad gör sig märkbart mellan de polygoner som utvecklar en registrerbar växtsäsong och de som inte gör det. De förra har alla korrelationer med negativ lutning, medan de senare polygonernas lutning fortfarande är positiv. Den starkast negativa korrelationen hittas på polygon 8, se figur 6.7.



Figur 6.7. Löpandemedelvärde (period 2) av bearbetade NDVI- och temperaturvärden hos polygon 8.

I figuren är trendlinjebaserad på ett löpandemedelvärde mellan 2 näraliggande punkter tillämpat, för att eventuellt trender lättare ska kunna urskiljas. Figuren visar tydligt hur NDVI-värdena börjar stiga i samband med att temperaturvärdena går mot lägre värden. Tiden för den hastiga temperaturändringen överensstämmer sannolikt med regnperiodens början. När NDVI väl kommit upp i värden runt 0.1, stiger värdena igen allt snabbare.

Bland de polygoner som inte utvecklats någon växtsäsong återfinns den starkast positiva korrelationen i polygon 14, se figur 6.8.



Figur 6.8. Löpandemedelvärde (period = 2) överbearbetade temperatur- och NDVI-värden hos polygon 14.

Här är temperaturvärdena starkt högre än de som NDVI-värdena är låga, och det finns inget trendundersäsongens gång mot varken högre NDVI-värden eller lägre temperaturvärden. Däremot finns ett direkt samband mellan de individuella NDVI- och temperaturvärdena. Varje förändring i temperatur, visar också en förändring i NDVI. De

sambandsomgörsiggällandehärberorsannliktpåvariationeriatmosfärens sammansättning, vilka höjer respsänker både NDVI och temperatur på liknandesätt.

Av den nordliga reopolygonerna var det tre stycken som inte uppvisade signifikanta korrelationer. Lågst värkorrelationen i polygon 15. Temperaturvärdena ligger här på relativt hög värden, över 40 °C under hela mätperioden. NDVI-värdena är också högre än hos de flesta andra av de polygonerna som inte kan uppvisa någon växtsäsong. Motslutet av säsongen går NDVI-värdena mot lägre värden, medan temperaturvärdena ligger kvar, se appendix A, B och C.

### 6.5.2 Områden med NDVI-värden över 0.1

De flesta av de områden som utvecklaren växtsäsong genomgåren vegetationsförändring under säsongens gång. I början av säsongen är många NDVI-värden mycket låga, ofta under 0.1. Hos dessa polygoner är sambandet mellan NDVI och temperatur säkert till en början positivt, för att sedan gradvis, i samband med vegetationens utveckling, övergå till ett negativt samband.

En korrelationsanalys gjordes där endast pixlarna med värden över 0.1 användes till medelvärdesberäkningen. Värdena bearbetades med ett tröskelvärde på 20%, vilket reducerade antalet värden kraftigt. Endast polygon 1-5 kunde anses ha tillräckligt många värden för att det skulle vara möjligt att utföra en korrelationsanalys, se tabell 6.3.

Tabell 6.3. Korrelation mellan temperatur och NDVI.

Polygon	latigrader N	N	r	signifikant korrelation
1	10.35	27	0.088	-
2	10.55	24	-0.263	-
3	10.65	26	-0.229	-
4	10.85	20	-0.693	signifikant
5	11.65	23	-0.854	signifikant

Korrelationsanalysen visar på sämre korrelationer ändå även värden under 0.1 trots med, trots att det inte är så stora skillnader i antalet värden i de båda korrelationerna. Endast polygon 4 och 5 visade på en högre korrelation.

### 6.5.3 Oberoendesammansatt värden

I andrastudier som jämfört NDVI och temperatur är det mycket vanligt att man väntar sig av både maximala NDVI-värden och maximala temperaturvärden. I kapitel 5 beskrivs hur detta går till samt vilka för- och nackdelar som är förknippade med denna metod.

I tabell 6.4 har maximala NDVI-värden korrelerats med maximala temperaturvärden från 10-dagarsperioder. Observera att det extraherade NDVI-värdet oftast är hämtat från samma dag under periodens om det extraherades temperaturvärdet.

Tabell6.4. Korrelation mellan maximalt NDVI-värde och maximalt temperaturvärde kl 12.00, extraherat från 10-dagarsperioder.

polygon	r	signifikant korrelation	polygon	r	signifikant korrelation
1	0.035	-	10	-0.076	-
2	-0.839	signifikant	11	0.775	signifikant
3	-0.307	-	12	0.753	signifikant
4	-0.609	signifikant	13	0.234	-
5	-0.866	signifikant	14	0.622	signifikant
6	-0.770	signifikant	15	0.211	-
7	-0.502	-	16	0.807	signifikant
8	-0.802	signifikant	17	0.761	signifikant
9	-0.585	signifikant	18	0.841	signifikant

Korrelationsanalysen visar på signifikanta korrelationer hos både sydliga och nordliga polygoner. Eftersom de värden som korreleras med varandra inte är från samma dag, går det inte att påvisa något direkt förhållande mellan vegetationens fotosyntetiska aktivitet och temperaturen.

## 6.6 Temperaturdifferens och NDVI

### 6.6.1 Allmän korrelationsanalys

Tabell 6.5 visar korrelationen mellan temperaturdifferensen kl 12.00 (UTC) - kl 06.00 (UTC) och NDVI i hvar sin kategori.

Tabell 6.5. Korrelation mellan temperaturdifferens och NDVI .

Polygon	r	signifikant korrelation	Polygon	r	signifikant korrelation
1	-0.141	-	10	0.114	-
2	-0.184	-	11	0.465	signifikant
3	0.063	-	12	0.543	signifikant
4	-0.020	-	13	0.238	signifikant
5	-0.091	-	14	0.525	signifikant
6	-0.176	-	15	0.306	signifikant
7	0.093	-	16	0.467	signifikant
8	-0.150	-	17	0.535	signifikant
9	0.017	-	18	0.381	signifikant

Analysen visar inte några samband hos de polygoner som tidigare uppvisade signifikant negativ korrelation. Hos de polygoner där vegetationens påverkan på NDVI är så gott som obefintlig, är korrelationerna däremot både signifikanta och positiva. Eftersom storleken av temperaturdifferensvärdet kan bero på många faktorer, blir det ännu viktigare att värdena bearbetas på ett bra och riktigt sätt, innan de analyseras.

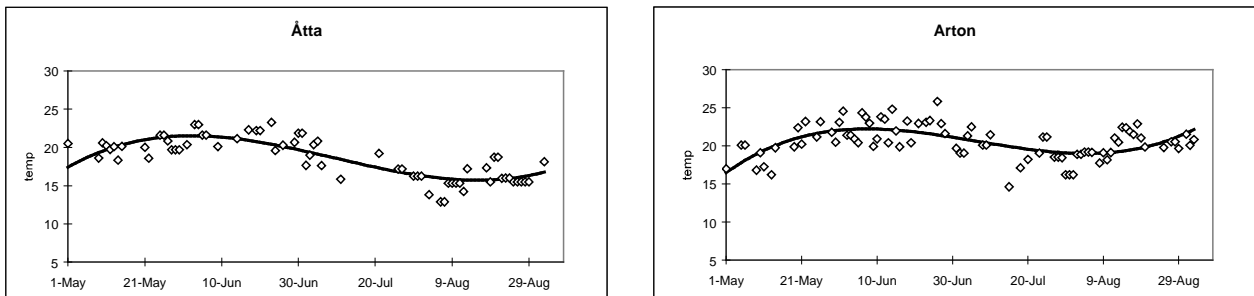
### 6.6.2 Anpassad temperaturkurva

Då temperaturdifferenserna analyserades och jämfördes med demarkbundna värden i Hapex-projektet, framgick det tydligt att det är de högsta temperaturvärdena som bäst speglar de verkliga temperaturerna både vad gäller temperaturen kl 12.00 och temperaturen kl 06.00.

Det försök gjordes därför att bearbeta både de tidigare nämnda värdena och de senare värdena på samma sätt som värdena behandlats i korrelationsanalysen mellan temperatur och NDVI, dvs

attendastextraheratemperaturdifferenserfrändedagardåbådetemperaturenpåmorgonen ochmittpådagenvarhögi jämförelsemedsinarespektivenärmastomgivandedagar. Men dettaresulteradeialldelesförvärdnenförattdeskullekunna användasvidnägonanalys.

Förattökaantaletvärdentillanalysen, utanattsänkakvalitetengenomattmedvärdensom uppenbarligenvarkraftigtmolnpåverkade, fickvärdenaviddentidigareregistreringenförst bearbetasenligt kap 6.3.3, varefterkurvorkonstrueradesförattersättadevärdena. Kurvornas ekvationerdefinieradesenligtminstakvadratmetoden, dvs genom att väljadenekvationdär summanavkvadraternapåallaavvikelser, frändeobserveradevärdenatillmosvarande värdenpåkurvan, blevsålitensommöjligt. Hosmångaavpolygonernaantogvärdena sinusoidalaformersettöverhelamätpeioden, varförtredjegradspolynomblev detden ekvationstypsomoftastkomattanvändas. Figur 6.9 exemplifierarhurkurvornaanpassatshos tvåavpolygonerna, övrigapolygoners anpassningar hittasibilagaAppendix E.



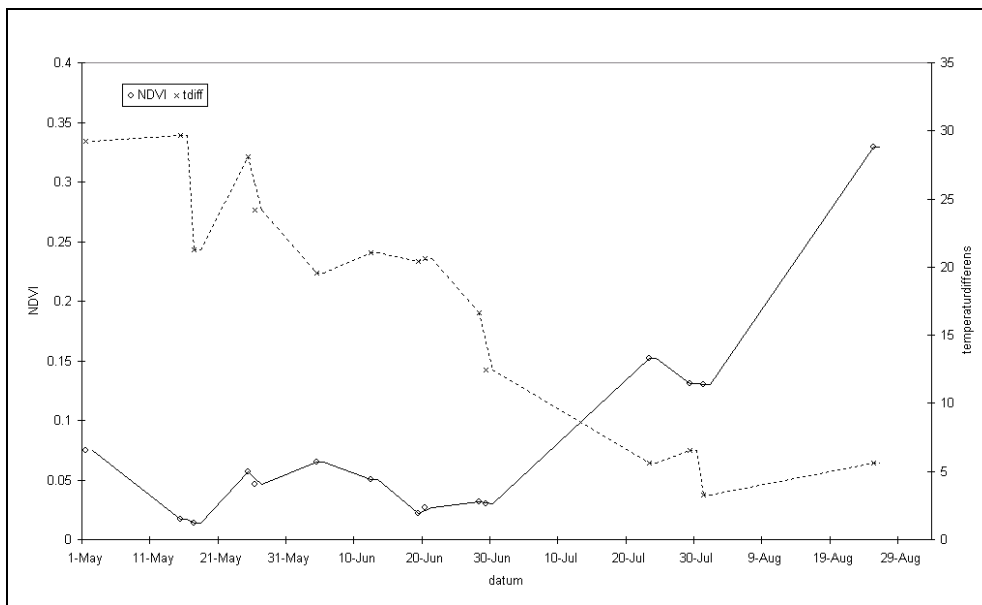
Figur 6.9. Bearbetadetemperaturvärdenkl 06.00 (UTC), samt anpassad temperaturkurva.

Temperaturdifferenserna beräknades sedan genom subtraktion mellan bearbetade värden kl 12.00 (UTC) och de anpassade kurvorna. Tabell 6.6 visar resultatet av korrelationen mellan temperaturdifferens, beräknad enligt ovanstående, och NDVI.

Tabell 6.6. Korrelation mellan approximerad temperaturdifferensvärden och bearbetade NDVI-värden.

Polygon	N	r	Signifikant korrelation	Polygon	N	r	Signifikant korrelation
1	24	-0.160	-	10	10	0.275	-
2	25	-0.361	-	11	25	0.482	-
3	22	-0.213	-	12	19	0.773	-
4	14	-0.280	-	13	13	0.476	-
5	18	0.089	-	14	21	0.935	signifikant
6	15	-0.662	signifikant	15	32	-0.022	-
7	21	-0.425	-	16	13	0.843	signifikant
8	27	0.076	-	17	19	0.414	-
9	17	-0.089	-	18	15	0.628	signifikant

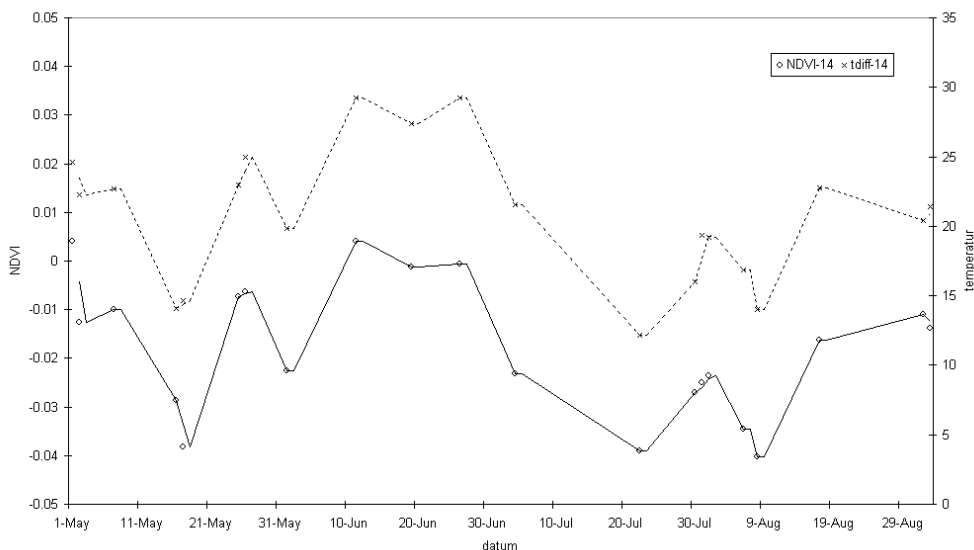
Analysen visar på ett något mersamstämt resultat vad gäller de första sju polygonerna eftersom nästan alla har negativa korrelationer. Hos den nordliga polygonen har antalet signifikanta korrelationer generellt blivit lägre, men hos polygon 14, 16 och 18 är korrelationerna mycket starkt positiva. De låga signifikanserna berorsäker delvis på att värdena är så få. Figur 6.10 visar sambandet mellan temperaturdifferens och NDVI hos den enda polygon som hade signifikant negativ korrelation, polygon 6.



Figur6.10. *ApproximeradtemperaturdifferensochbearbetadNDVIförpolygon6.*

Härärtemperaturdifferenserna höga fram till mitten av mätperioden. I samband med att temperaturdifferensen sjunker, ökar NDVI-värdena markant.

Polygon 14 uppvisar däremot varken någon trend mot lägre temperaturdifferensvärden eller mot högre NDVI-värden. De korrelationer som finns här är istället förknippade med de fluktuationer som bägge variablarna har, se figur 6.11.



Figur6.11. *ApproximeradtemperaturdifferensochbearbetadNDVIförpolygon14.*

### 6.6.3 Totalanpassade värden

En analys gjordes också där både temperaturen kl 06.00, 12.00 (UTC) och NDVI-värdena anpassats till kurvor på samma sätt som temperaturen kl 06.00, se Appendix D, E och F. Denna anpassning innebär förstås att mycket intressant information går förlorad, men det gör det lättare att se de generella trenderna och variationen mellan dessa i områdets olika delar, se tabell 6.7.

Tabell 6.7. Korrelation mellan NDVI och temperaturdifferens från anpassade kurvor.

<b>Polygon</b>	<b>r</b>	<b>r<sup>2</sup></b>	<b>Polygon</b>	<b>R</b>	<b>r<sup>2</sup></b>
<b>1</b>	-0.969	0.94	<b>10</b>	0.182	0.03
<b>2</b>	-0.866	0.75	<b>11</b>	0.985	0.97
<b>3</b>	0.223	0.05	<b>12</b>	0.971	0.94
<b>4</b>	-0.984	0.97	<b>13</b>	0.474	0.22
<b>5</b>	-0.998	0.99	<b>14</b>	0.905	0.82
<b>6</b>	-0.770	0.59	<b>15</b>	0.707	0.50
<b>7</b>	-0.509	0.25	<b>16</b>	0.950	0.90
<b>8</b>	-0.565	0.32	<b>17</b>	0.823	0.68
<b>9</b>	-0.294	0.09	<b>18</b>	0.920	0.85

Samtliga värden har signifikant korrelationer enligt 0.05 signifikansnivå.





## 7.1 NDVI-värden

DeklimatzonersomstudieområdetdelatsuppientligtUNESCO(White1983),stämmerväl överrensmeddenindelningssomerhållsavseendepåendastNDVI-värdena,dådepolygoner somutvecklarenregistrerbarväxtsångundermätperiodenallatillhörklimatzonerna *SudanianregionalzoneofendimismochGuinea-Congolian/Sudanianzone*.

Deatmosfäriskakomponenternainnebarettstortproblemvadgällertillförlitlighetenav NDVI-värdena.DetgårinteinteattbedömmahurvidattenskiltNDVI-värdeharpåverkats avmolnellerandraatmosfäriskakomponenter,omdetintejämförmedspatialteller temporaltnärliggandevärden.Dettagörsig märkbartifigur5.2,därdevärdensomhosdet enaområdetbetraktassomkraftigtpåverkade(dalarnahospolygontvå),äravsamstörhet somdevärdensomidetandraområdetförutsättsspeglaverkligaförhållanden.

## 7.2 Temperaturvärden

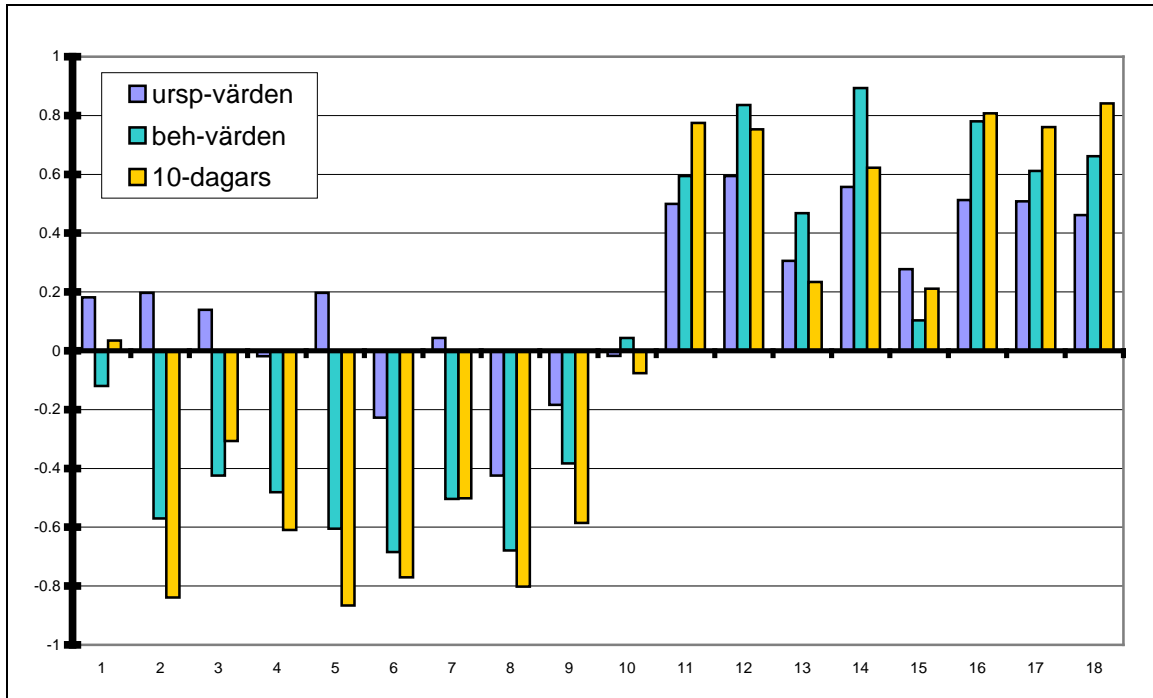
Områdetsstoraubredningiöst/västligriktninggerupphovtillstoratidsskillnader,vilketgör atttidenförregistreringenmellantemperaturvärdenkanskiljasigenheldemellanolika polygoner.Idekartorsomkonstrueradesförattgeenöverskådligbildavtemperaturenihela området,kanvärdeniöst-västligriktningintejämföras.Eftersomjordensnurrarmotsols,är detregionensöstradelsomförstkommerattmötasolensstrålar.Överhelaregioneninnebär dettaentidsfördröjningpånästanstyrtimmar.Närklockanär12.00vidnollmeridianen,är klockan11.16ipolygonåtta,samtidigsomdenär14.02ipolygon17,vilketmotsvararde polygonersomärbelägnalängstivästerrespektivelängstiösterimätområdet.Attkartorna uppvisarhögretemperaturer mot öster, speglar antagligen inte de verkliga förhållanden så mycket som den stora tidsskillnaden i bilden.

## 7.3 Temperatur & NDVI

Resultaten i analyserna pekarpå samband mellantemperatur och NDVI hos nästan samtliga polygoner. I området som utvecklaren växtsång är en ökning av NDVI-värden förknippat med en minskning av temperaturvärden, men hos övriga polygoner är sambandet det motsatta.

Densammansatt korrelationsanalysen visar på en generellt starkare korrelation hos de polygoner som utvecklaren växtsång, men antalet värden i analysen är få, beroende på svårigheten att hitta dagar med både hög temperatur och högt NDVI-värde. Eftersom molnen tenderar att sänka värdena hos båda variablarna, borde dagar med höga NDVI-värden sammanfalla med dagar då även temperaturvärdena är höga, då dessa jämföras med sina närmast omgivande värden. Anledningen till att de ofta inte gör det, kan delvis ha sitt ursprung i att tiden för registreringen av de båda variablarna inte helt sammanfaller. De lokala väderförhållanden kan skiljas mycket under kort tid. De träcker att ett moln passerar över en del av det aktuella området under någon av registreringarna och jämförelse blir meningslös. Hos de mest västliga polygonerna skiljer sig tiden för registreringen mer än tre timmar.

Figur 7.1 visar skillnaden i korrelation mellan NDVI och strålningsstemperatur mellan ursprungliga-, behandlade-, och multitemporala sammansatta-värden. Vid alla typer av jämförelser syns uppdelningen av positiva och negativa korrelationer mellan de nordliga och sydliga polygonerna. Hos de flesta polygoner är korrelationerna starkast vid den multitemporala jämförelsen, men i vissa fall, (3, 7, 12, 14, 16) uppgår korrelationen mellan bearbetade värden till värden av sammansatt storhetsgrad. Polygonerna 10 och 15 avviker kraftigt från trenden hos de andra polygonerna.



Figur 7.1. Jämförelsekorrelationsgraden mellan NDVI och strålningsstemperatur hos ursprungliga värden (ursp-värden), bearbetade värden (beh-värden) och 10-dagars sammansatta värden (10-dagars).

### Det negativa förhållandet

De atmosfäriska komponenterna försvårar möjligheten att hitta samband som eventuellt finns mellan temperatur och NDVI. Därför indikerade inte den allmänna korrelationsanalysen på mer än svaga signifikanta korrelationer i några av områdena. Då antalet värden reducerades till endast de bestående av värden som ansågs lite påverkade av atmosfären, ökade signifikansen på korrelationerna betydligt.

Korrelationsanalysen med tröskelvärden visade att det finns ett generellt samband mellan temperatur och NDVI under mätperioden. När temperaturvärdena blev lägre, ökade den fotosyntetiska aktiviteten. Det finns ett flertal faktorer som inverkar på förhållandet mellan temperatur och NDVI, men den främsta orsaken här består säkerligen av vegetationsökade tillgång till vatten i form av nederbörd. Därmed har den kunnat öka sin fotosyntetiska aktivitet och samtidigt omvandla energi från sensibelt till latent i form av vattenånga.

### Det positiva förhållandet

Eftersom NDVI-värdena inte ökade nämnvärt hos de polygoner som utvecklade en positiv korrelation, är det andra egenskaper än vegetation och dess fotosyntetiska aktivitet som påverkat NDVI. Variationerna hos NDVI-värdena var små jämfört med de förändringar som sker i samband med utvecklingen av växtsäsong. Det fanns heller inga dragning mot högre eller lägre värden under mätperiodens gång.

Den allmänna korrelationsanalysen visade på starka signifikanta korrelationer mellan temperatur och NDVI, som hos vissa polygoner blev ännu starkare och hos andra svagare i korrelationen med högvärden. Det finns ingen geografisk koppling mellan de polygoner som utvecklade starka respektive svaga korrelationer. Inte heller finns det någon koppling relaterad till temperaturvärdena. Hos NDVI-värdena finns däremot en skillnad, de polygoner som hade svaga korrelationer hade alltså högre NDVI-värden än de övriga polygonerna, se figur 5.2.

Det är svårt att avgöra om sambandsom uppdagats beror av förhållandet mellan temperaturen och den baramarkens egenskaper, eller om det är atmosfärens påverkan av värdena som utgör sambandet. Att det positiva förhållandet är såmre hos de områden där NDVI-värdet är högre, kan innebära att även om vegetationen är så liten att NDVI-värdet blir mindre än 0,1, är det tillräckligt starkt för att minska atmosfärens och den baramarkens inverkan på sambandet. Detta skulle förklara varför korrelationsanalysen mellan temperaturen och NDVI-värdena över 0,1 inte visar på bättre korrelationer än korrelationsanalysen med tröskelvärdet.

## 7.4 Temperaturdifferens & NDVI

Den allmänna korrelationsanalysen visade på positiva korrelationer hos den nordliga polygonerna, de med knappelleringen i vegetationen. De hastiga fluktuationerna mellan höga och låga värden tyder på att det var atmosfärens påverkan av värdena som utgjorde sambandet.

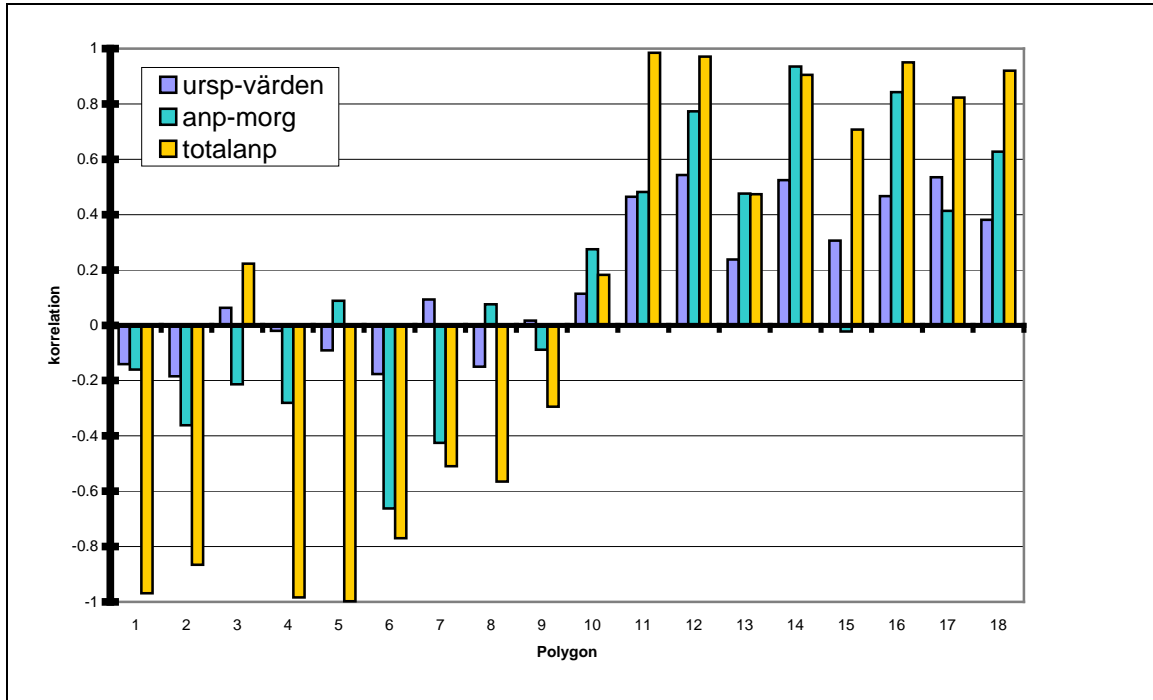
Det finns två atmosfäriska förhållanden som förhöjer möjligheten till en positiv korrelation, se tabell 3.2 i teoridelen: (1) förekomsten av moln under alla registreringsstillfällen, så att både temperaturdifferens- och NDVI-värdet blivit sänkta, (2) klaraförhållanden vid den tidiga morgonregistreringen men moln under eftermiddagens sänkta både middagstemperaturvärdet och NDVI-värdet.

I de områden varifrån polygonerna är hämtade, är långa variga förhållanden av både moln och dis, samt klart väderingen ovanlighet. Om förhållandet är klart tidigt på morgonen och termal värmebubblor bildas i samband med att markytan värms upp, ökar det vertikala flödet i atmosfären och det kan öka halten av suspenderat material, som damm och aerosoler i atmosfären. Detta är också vad Holben et al 1991 fann då de studerade atmosfärens variationer av aerosoler i västra Sahelområdet.

Det är inte möjligt att förklara orsakerna till temperaturdifferensvärde utan någon kunskap om de båda registreringarna eventuella avvikelser från normala förhållanden. Ett högt värde kan ju både härröra från ett lågt morgonvärde och ett högt middagsvärde. En anpassad temperaturkurva från det tidiga morgonvärdet kan minska den möjliga variationen som deläg morgonvärdet förmedlar. Men kurvan innebär också att information går förlorad, eftersom värdena med exakt information nu istället approximeras.

Det totala passade värdena gav starka signifikanta korrelationer hos nästan samtliga polygoner, med positiva korrelationer där det inte fanns någon växtsäsong och negativa korrelationer där växtsäsong kunde registreras. Mycket av den ursprungliga informationen som var knuten till värdena har nu försvunnit, men kurvorna är ändå gjorda från värden som temporalt sett överensstämmer med varandra. Sambanden mellan de totala passade värdena är tänkta som ett alternativ till de sambandsom många andra studier funnit mellan temporalt sammansatta värden.

Figur 7.2 har ursprungliga-, delvis anpassade, och totalanpassade-värden jämförts med varandra vad gäller förhållandet mellan temperaturdifferens och NDVI. Korrelationerna mellan de totalanpassade kurvorna är här betydligt starkare än vid de två andra jämförelserna.



Figur 7.2. Jämförelsekorrelationer mellan NDVI och temperaturdifferens hos ursprungliga värden (ursp-värden), värden där temperaturen kl 06.00 på morgonen bytts ut mot en anpassad kurva (anp--värden) och då samtliga värden bytts ut mot anpassade kurvor (totalanp).

## 8 Sammanfattning

---

Trots dens elektiva medelvärdesberäkningen, därendast pixlarsom översteg vissa tröskelvärden erhöles, var molnen och dess påverkan av polygonvärdena fortfarande ett stort problem. Därför kunde endast de högsta värdena från både NDVI och temperaturanses som tillräckligt tillförlitliga för att kunna analyseras. Då dess värden korrelerades med varandra hittades klarasignifikanta samband mellan NDVI och temperatur, med en negativ korrelation hos polygoner med vegetation och en positiv korrelation hos polygoner med knappellering vegetation.

De flesta studier som jämfört NDVI och temperatur har hämtat både temperatur- och NDVI-värden från NOAA-satelliten och dess AVHRR-sensor. Även här valdes NOAA-satelliten som källa till NDVI-värden, men temperaturvärdena erhöles istället från Meteosat-satelliten. Den stora temporala upplösningen hos Meteosat gav möjligheten att kunna jämföra både temperaturvärdena och NDVI-värdena, samt den eventuella temperaturhöjningen (från morgontill middagstid) och NDVI. Men det optimala hade naturligtvis varit om både temperatur och NDVI-värden hade erhöles från samma sensor, eftersom sensorfels om båda parametrarna varit utsatta för skulder reduceras bortvid en jämförelse mellan dessa.

Hos de polygoner som kunde sägas utveckla en växtsäsong, började NDVI-värdena att stiga i samband med att temperaturvärdena etablerades i påläg värden. Det gick däremot inte att urskilja någon samstämmighet mellan de hastiga fluktuationerna om bägge parametrarna uppvisade. Entillfälliga uppgångsstrålningstemperaturbehöver inte ge något utslag hos NDVI-värdena. Att kombinera informationen om NDVI och strålningstemperatur på det sätt som gjorts i den här studien kan ge en indikation på proportionerna av markens tillgång till energi (solljus) och vatten (nederbörd). Den informationen skulle sedan kunna användas i modeller för att sammanfattningsvis simulera klimat och klimatförändringar.

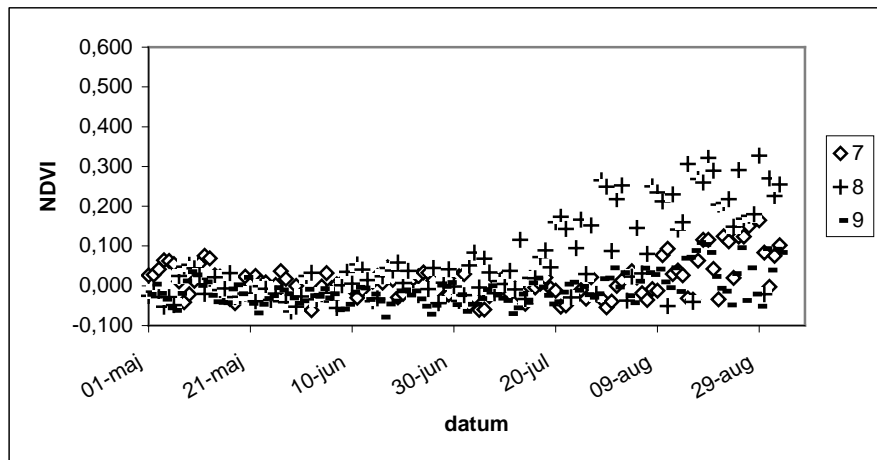
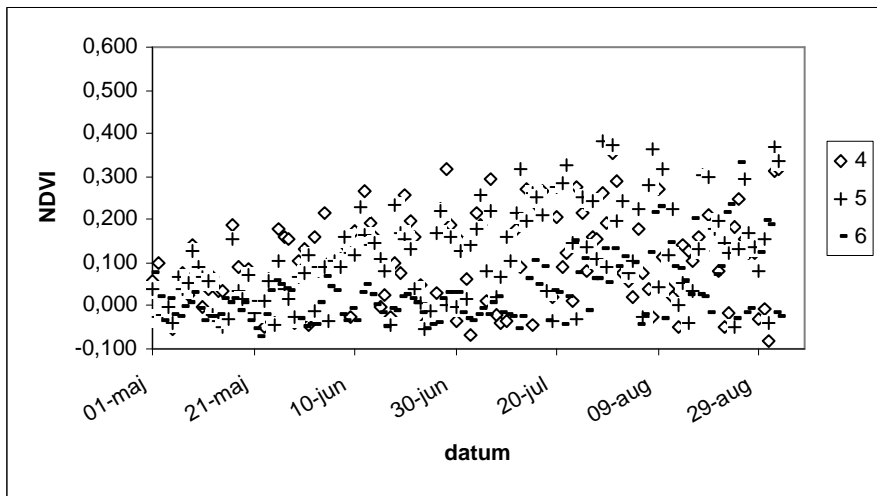
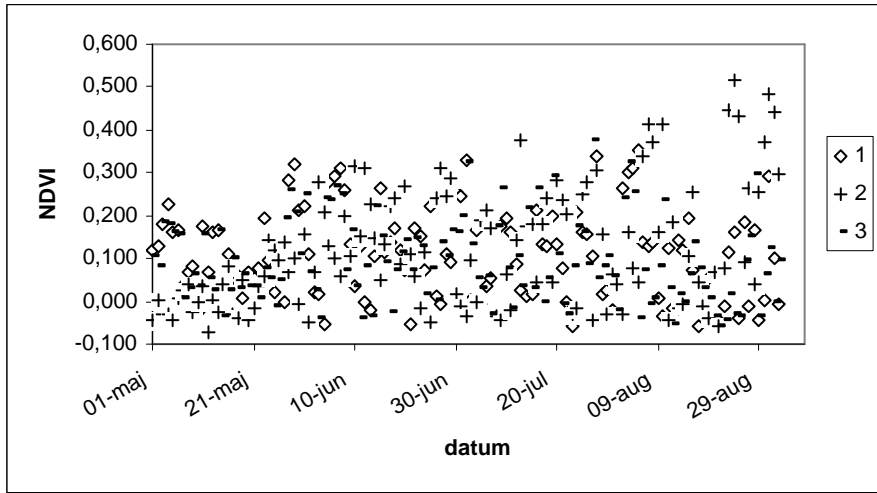
Hos de polygoner där det inte fanns några trender mot vare sig högre eller lägre värden, var NDVI-värdena ändå låga och temperaturvärdena höga. De positiva korrelationerna som återfanns här, utgjordes här istället av de små variationerna som löpte över hela säsongen. Därför är det mest troligt att dessa samband till största delen uppkommit genom atmosfäriska effekter. Eftersom både NDVI och strålningstemperatur verkar reagera lika på samma biofysikaliska fenomen, är det inte troligt att en kombination mellan dessa i arid miljöer kan bringa någon ny information.

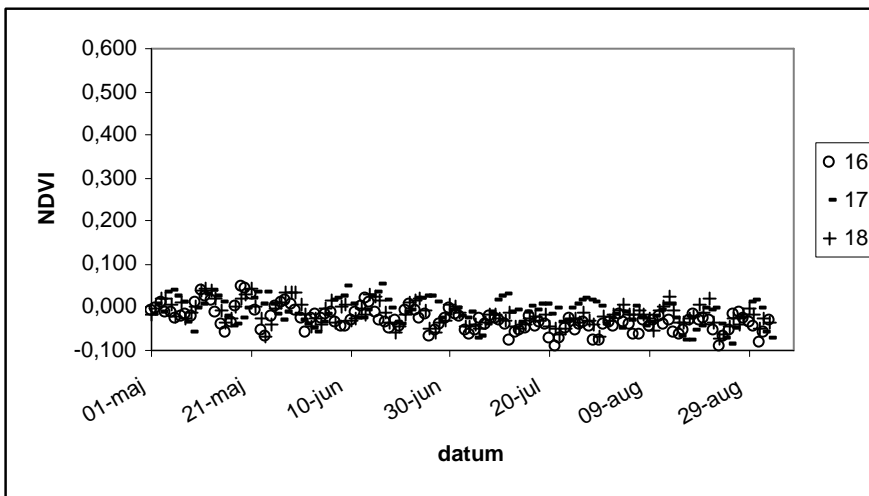
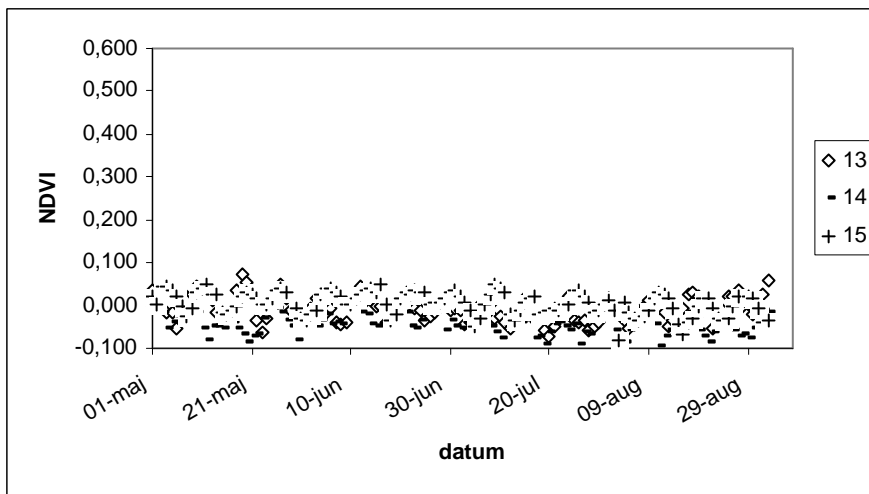
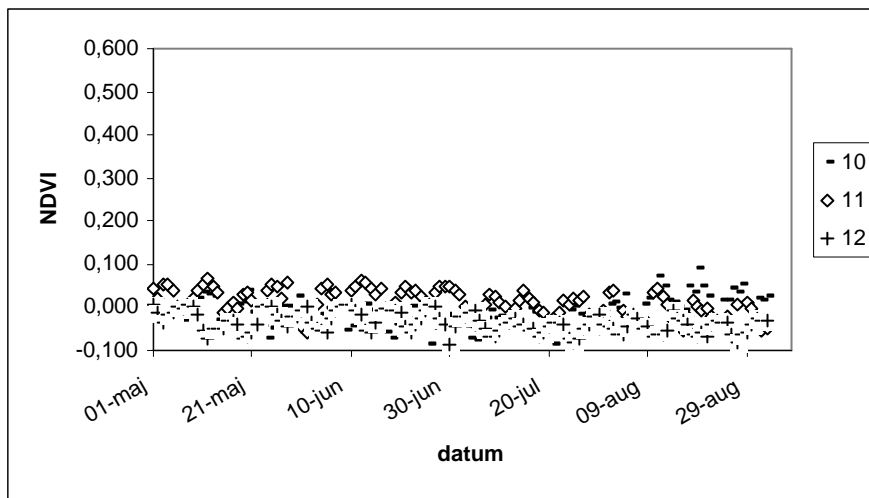
I jämförelsen mellan temperaturdifferens och NDVI krävs mer behandling av värdena än vid jämförelsen mellan NDVI och temperatur vid endast ett registreringstillfälle, eftersom den nya informationen skiljer sig från den tidigare informationen om molnpåverkan på pixlar. Här blir den stora skillnaden mellan omolikadelar i bilden ännu mer påtaglig. En temperaturdifferens mellan klockan 04.00 och 10.00 ger naturligtvis inte samma information som en temperaturdifferens mellan klockan 08.00 och klockan 14.00.

Den sammansatta korrelationsanalysen mellan NDVI och temperatur visade på betydligt fler signifikanta korrelationer än motsvarande korrelation mellan temperaturdifferensvärden och NDVI, trots att båda analyserna innehöll likamånga värden. Detta beror troligtvis på att den nya informationen som temperaturdifferenserna för med sig är för komplex för att någon information om de underliggande processerna skulle kunna urskiljas. Detsamma gäller vilken värdena har behandlat här ger inte möjligheten att särskilja en eventuell temperaturhöjning till någon speciell egenskap.

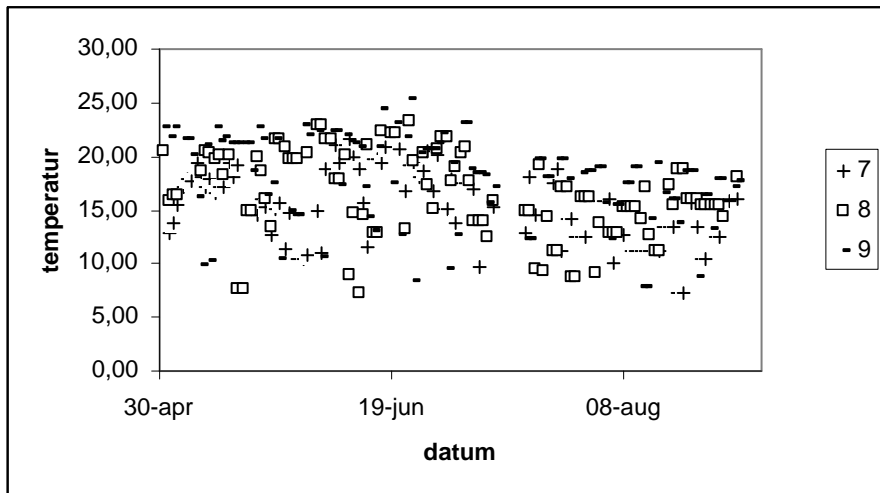
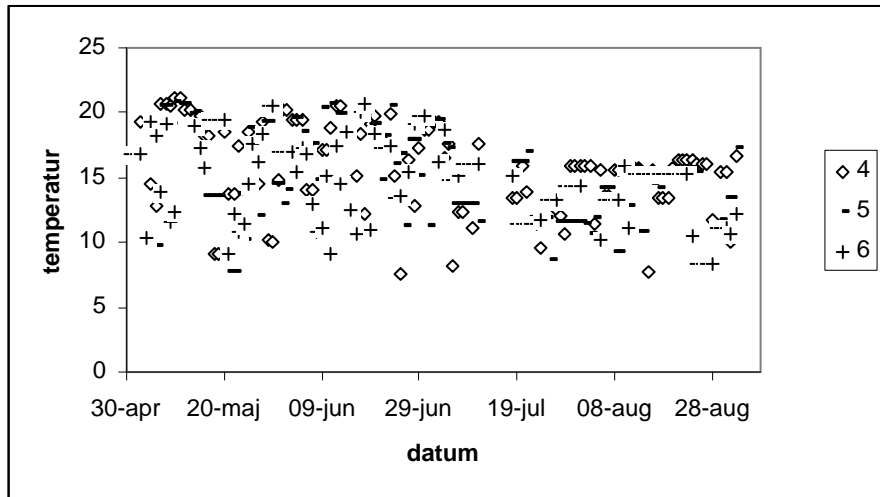
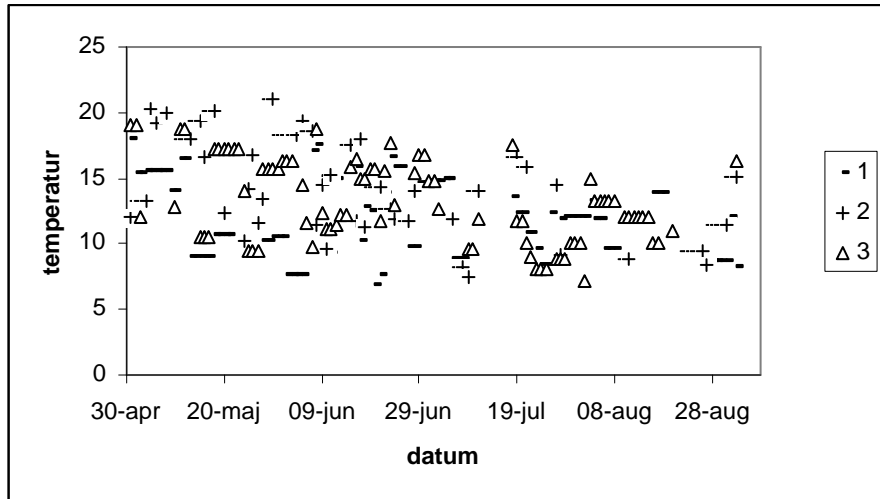
# Appendix

A.NDVI-värden(NOAAVHRR PAL-data)hosdeolikapolygonernaöverhela säsongen.

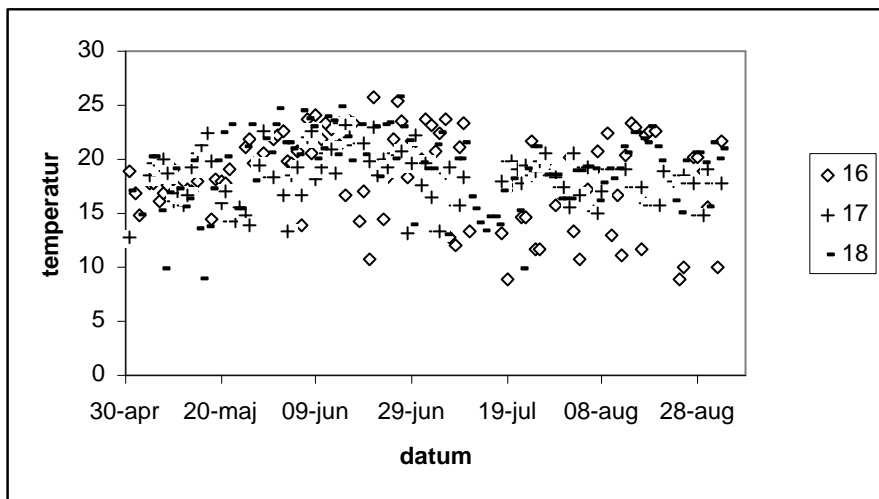
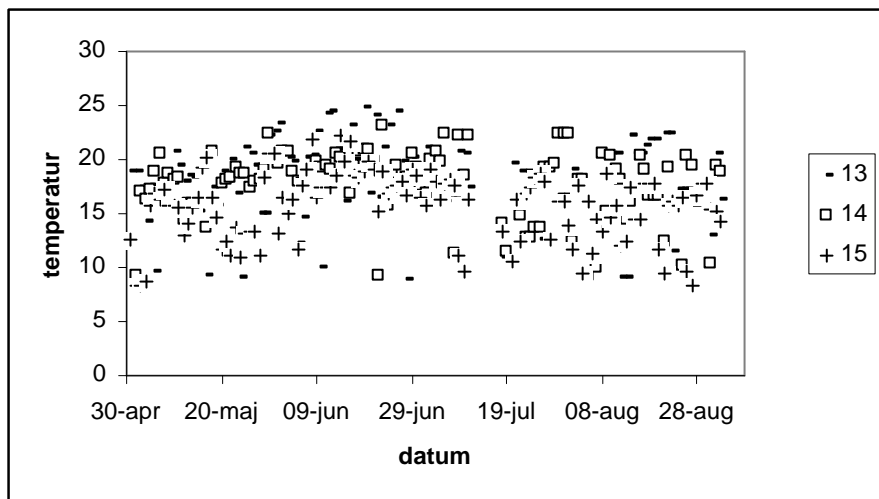
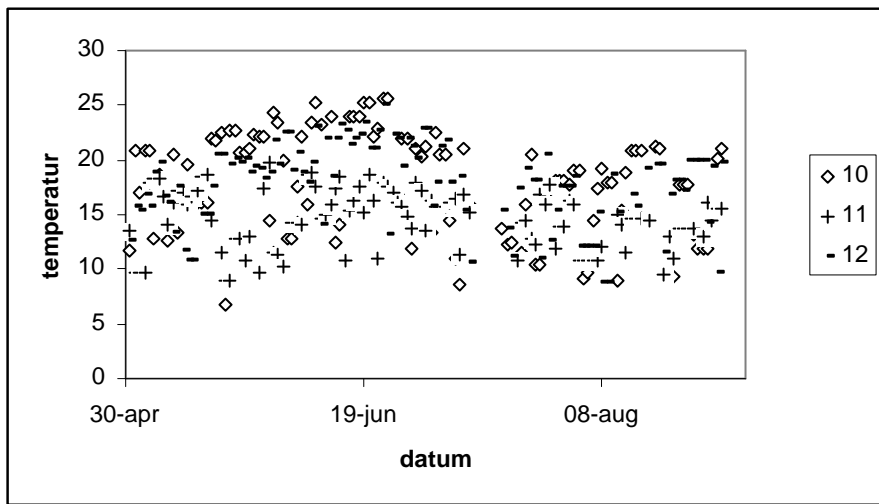




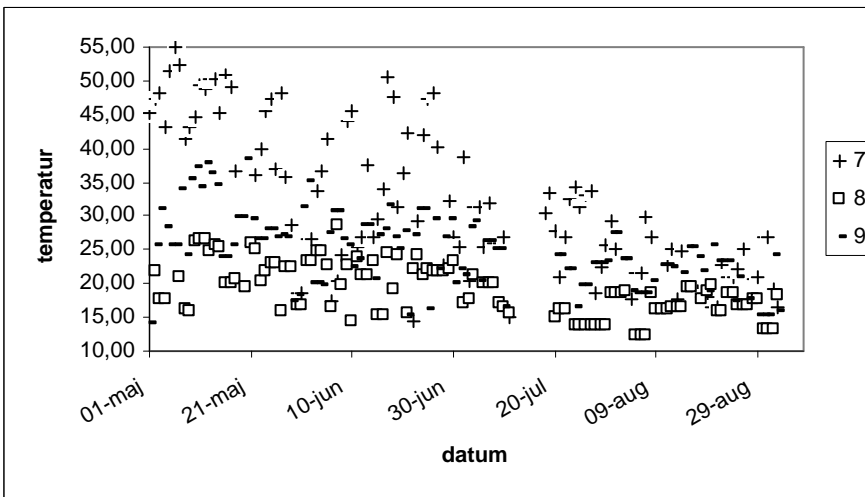
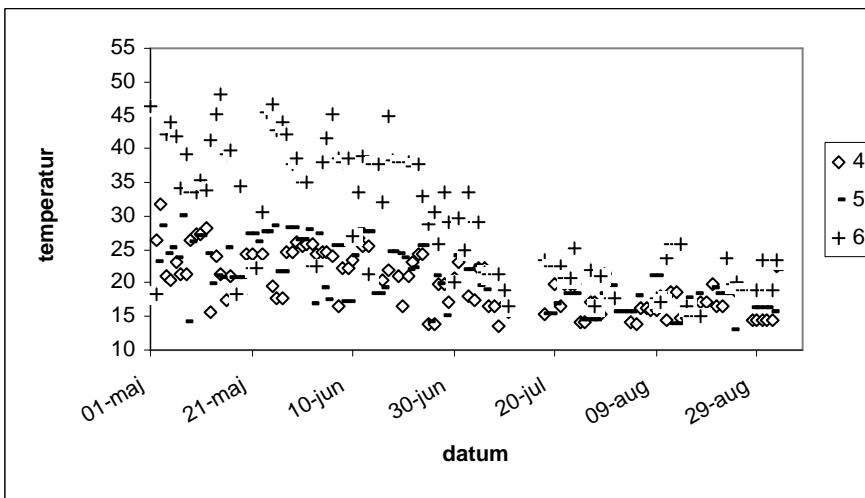
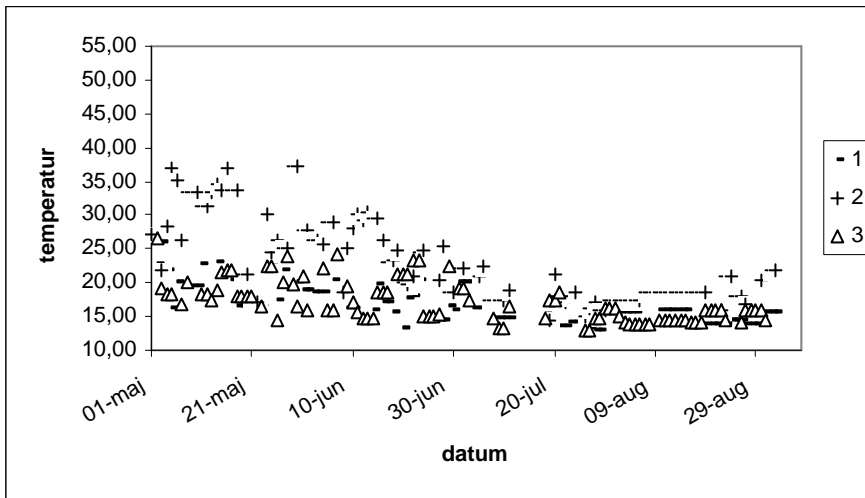
**B.Strålningstemperaturvärden(METEOSAT),registreradekl06.00(UTC).**

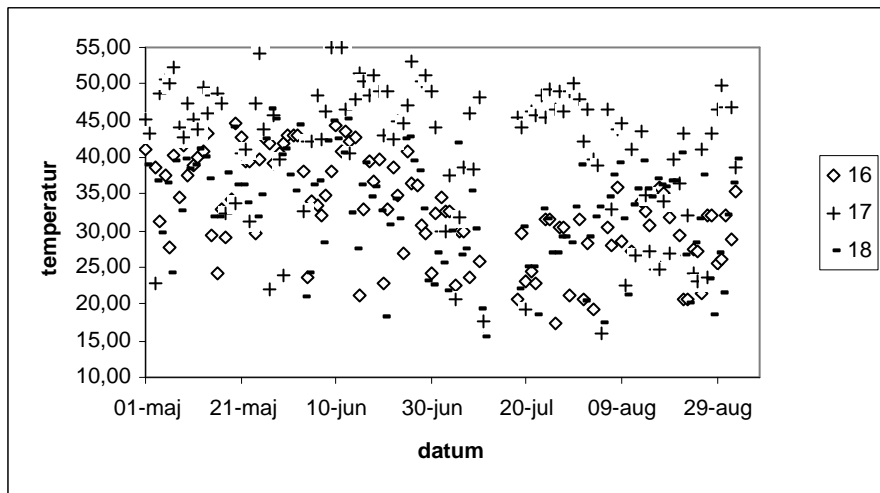
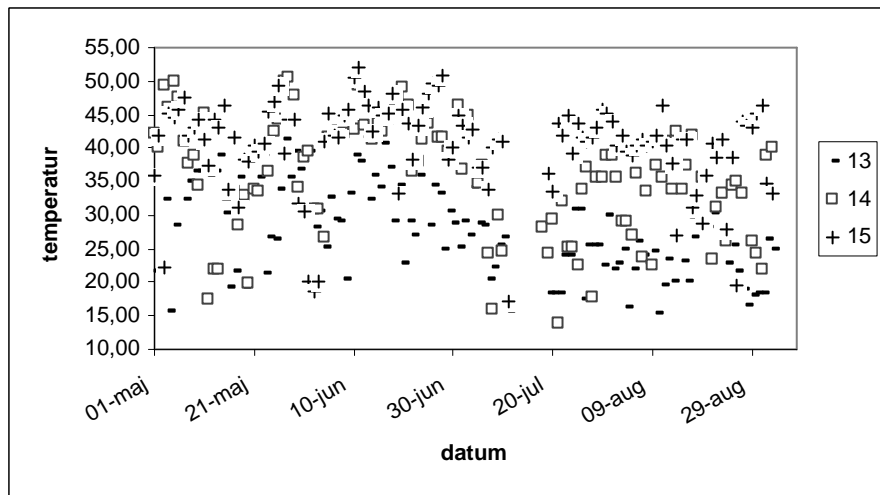
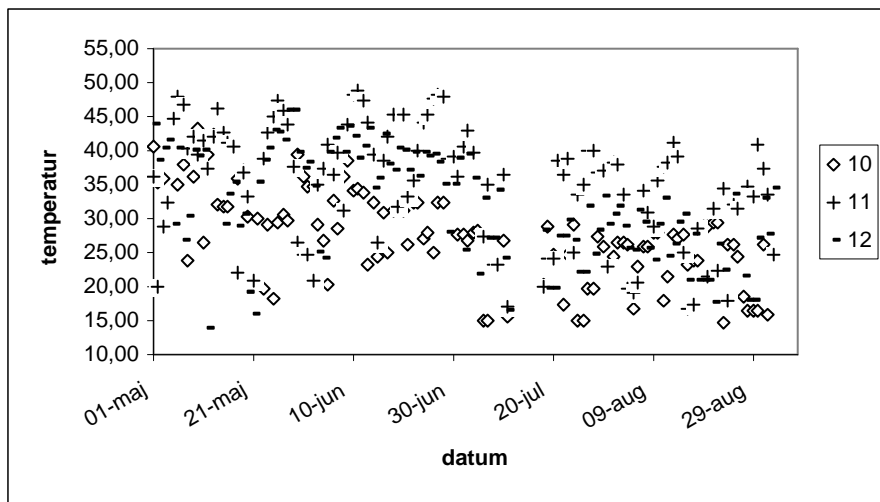




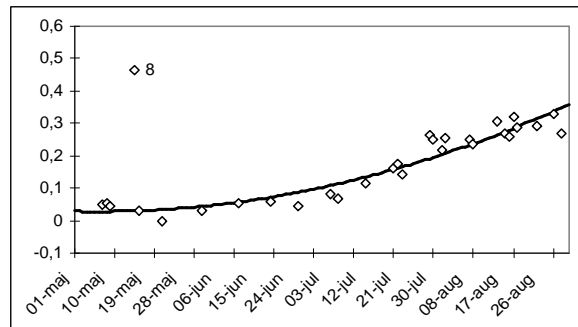
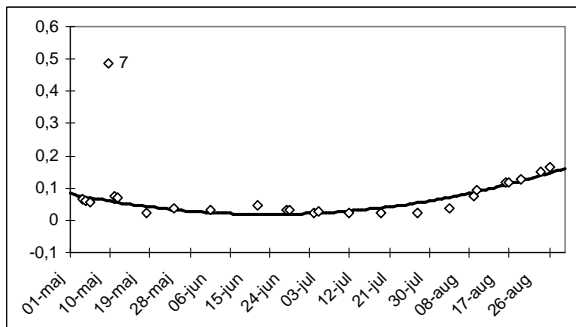
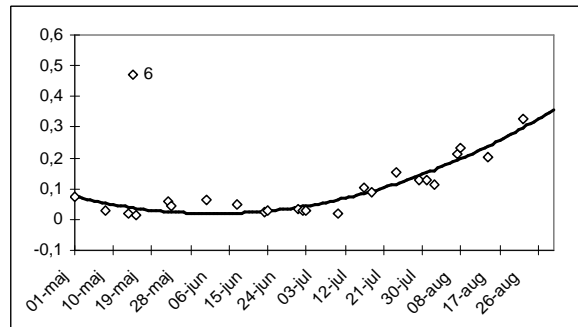
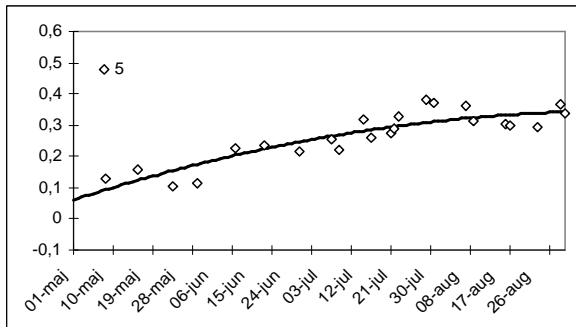
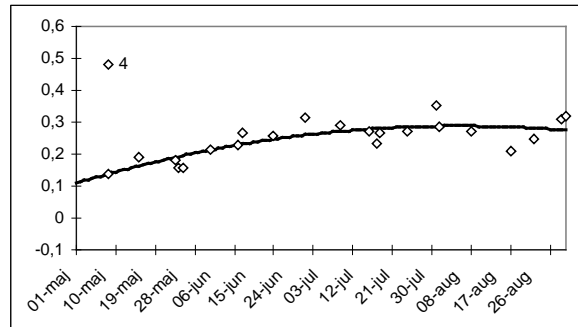
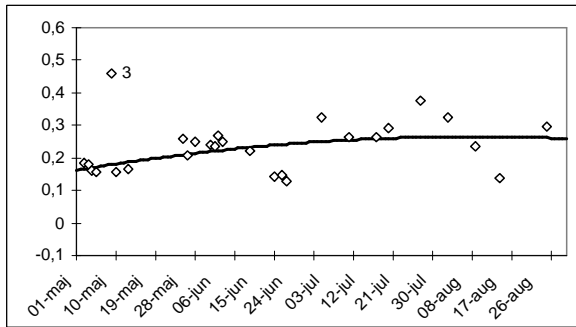
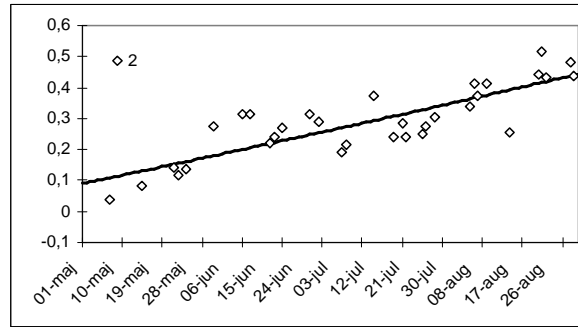
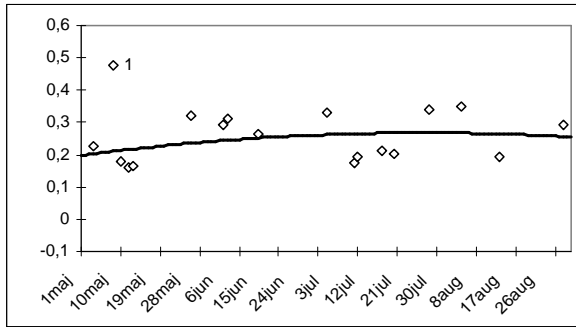


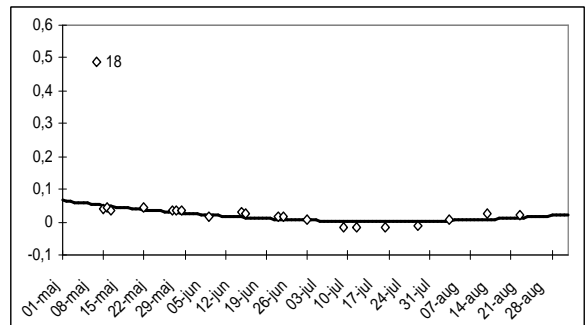
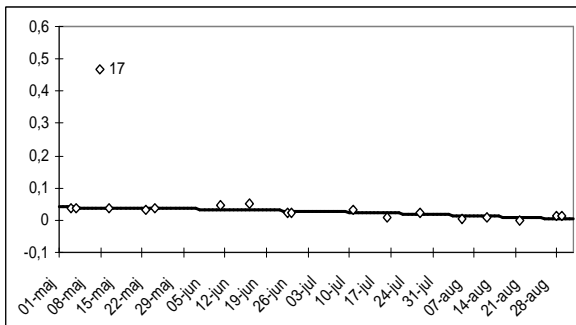
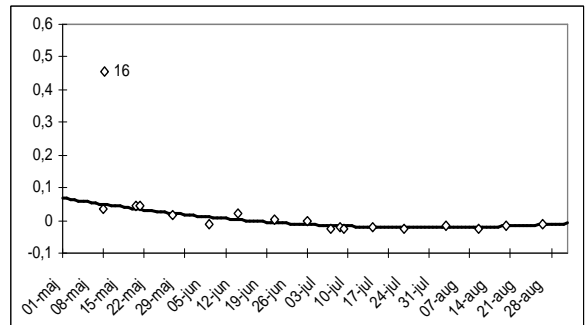
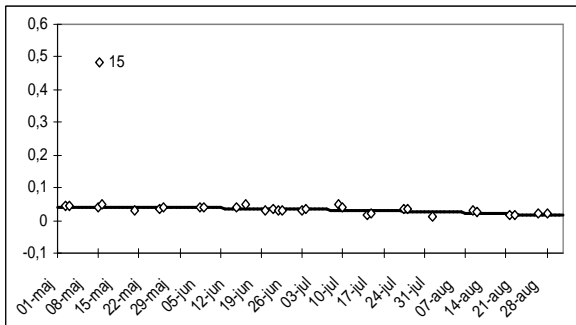
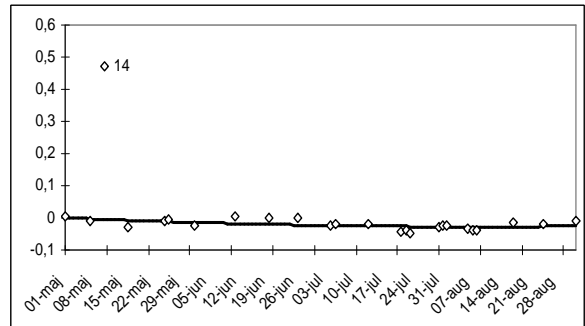
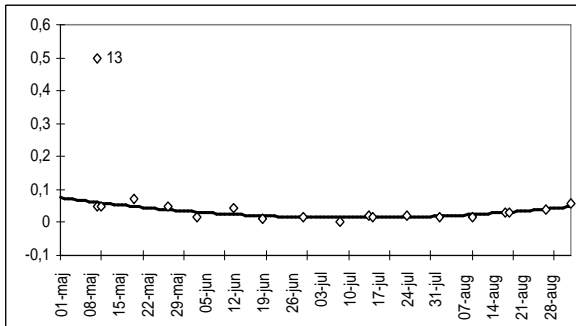
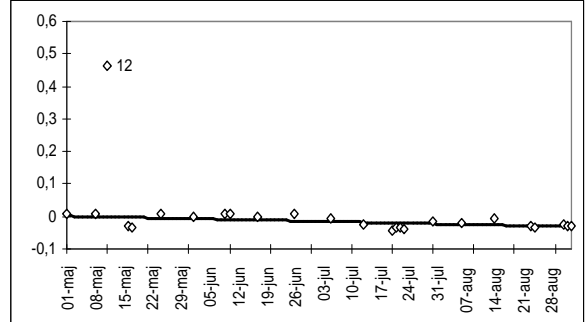
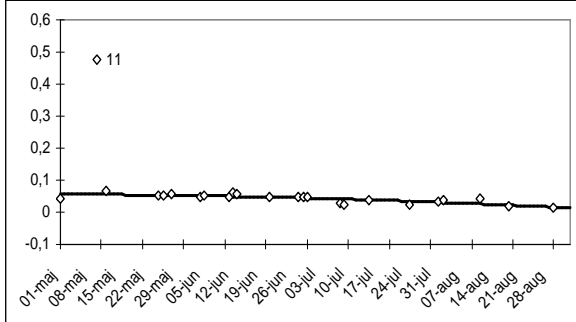
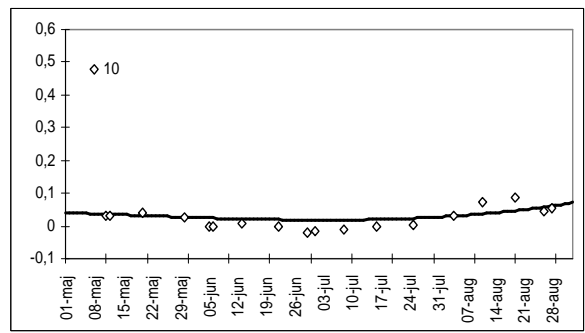
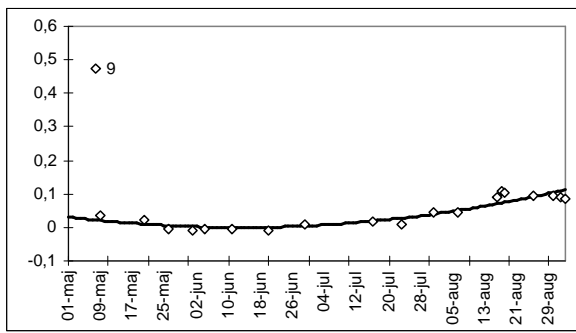
C.Strålningstemperaturvärden(METEOSAT),registreradekl12.00(UTC).



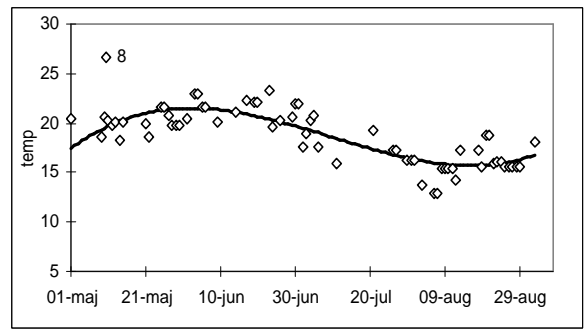
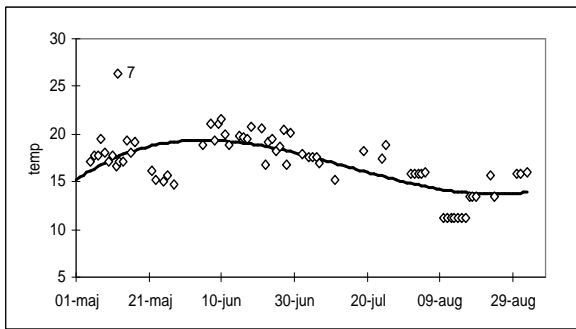
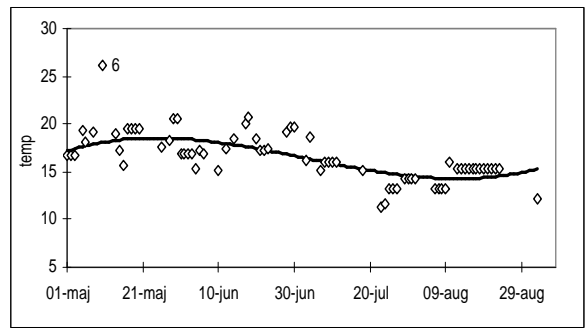
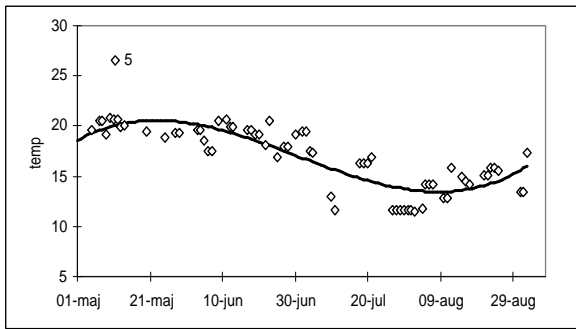
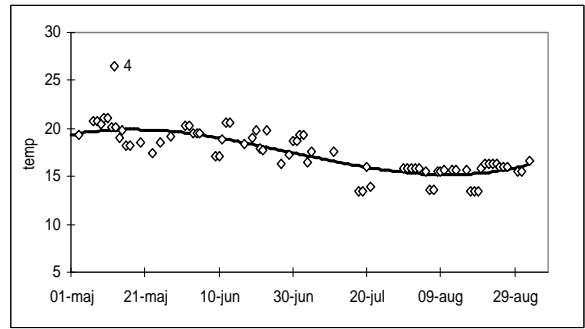
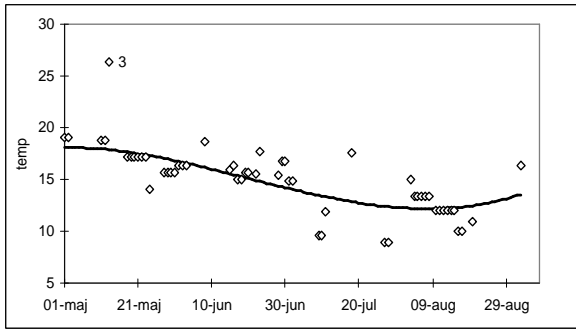
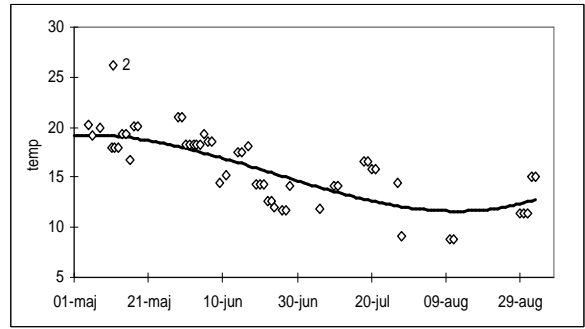
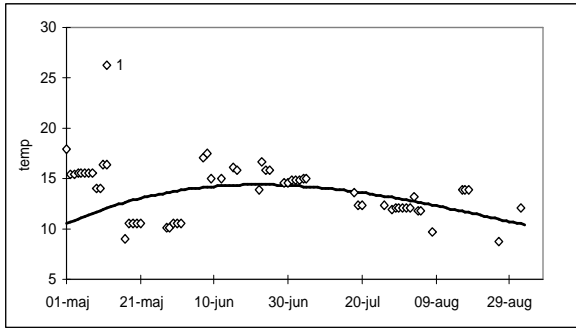


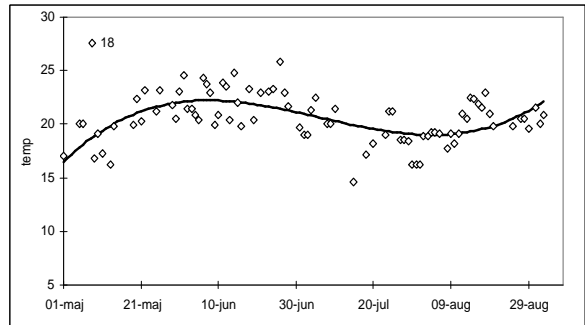
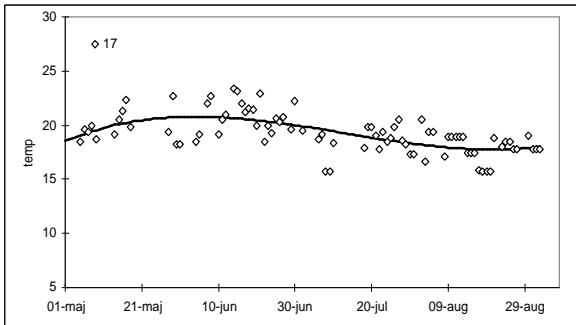
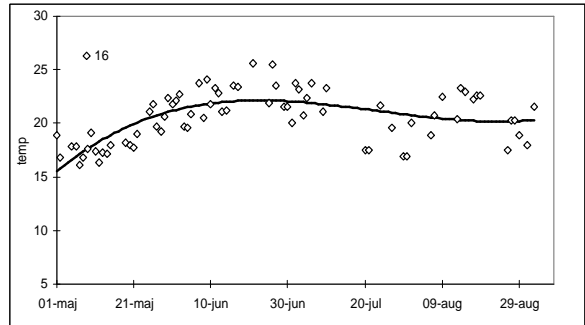
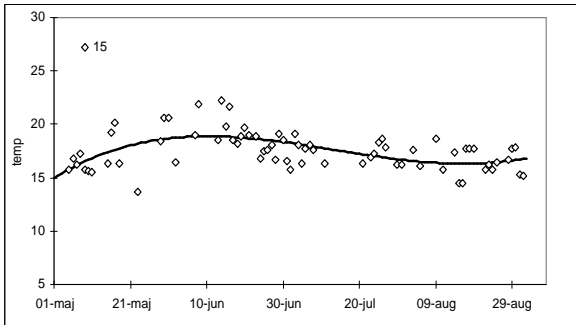
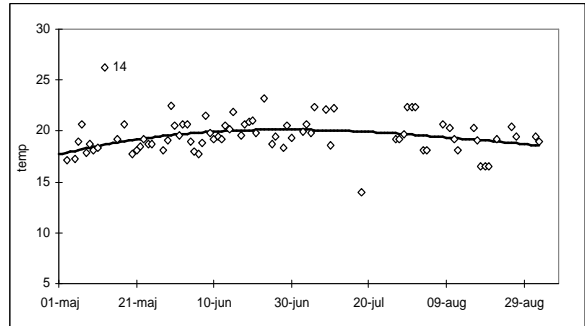
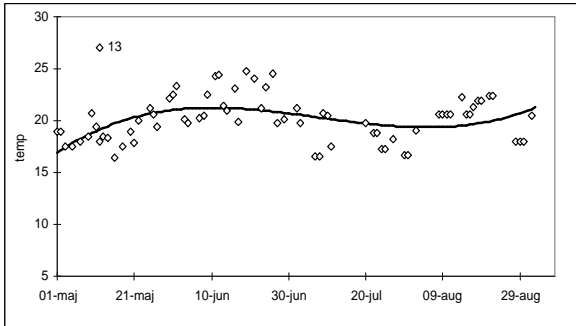
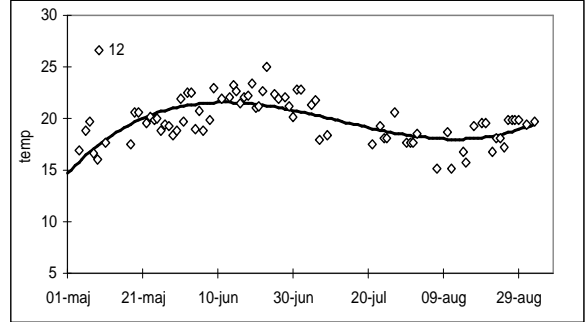
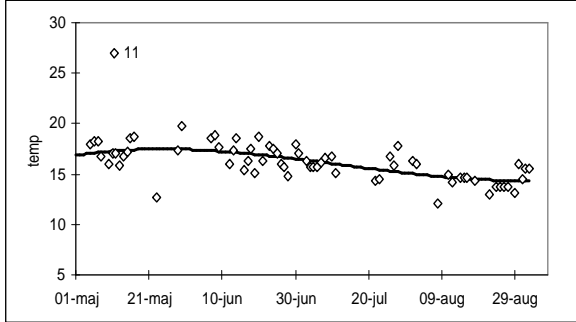
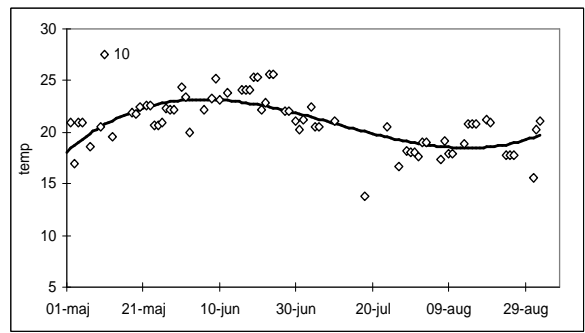
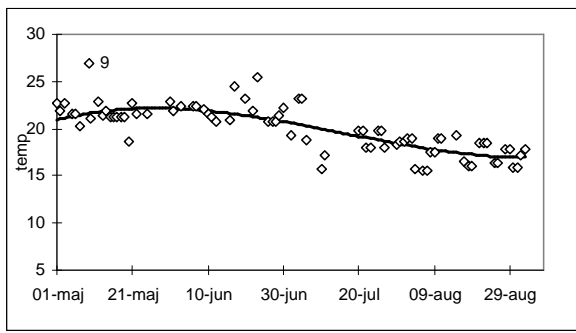
**D. Kurv-anpassade NDVI-värden, därendastdevärdensominte avviker mer än 20% från de högsta värdena vid den närmast omgivande värderna använts vid beräkningen av den anpassade kurvan.**



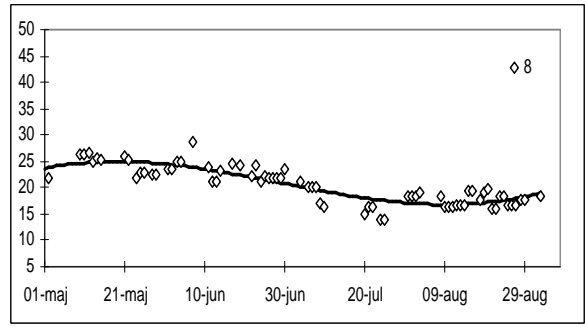
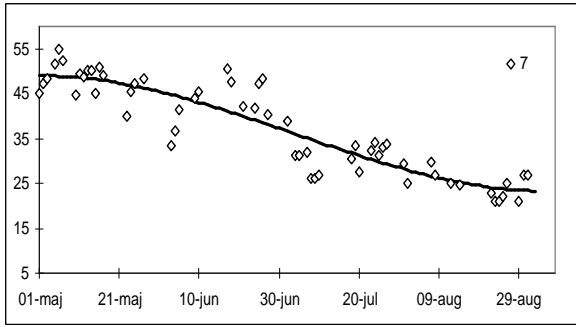
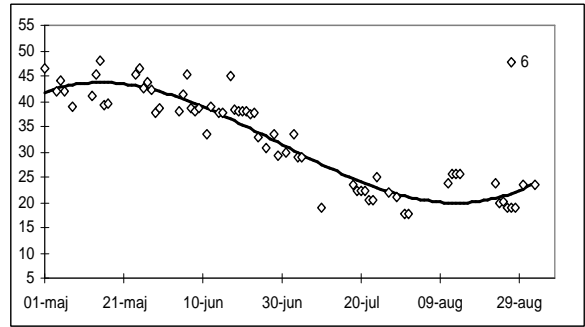
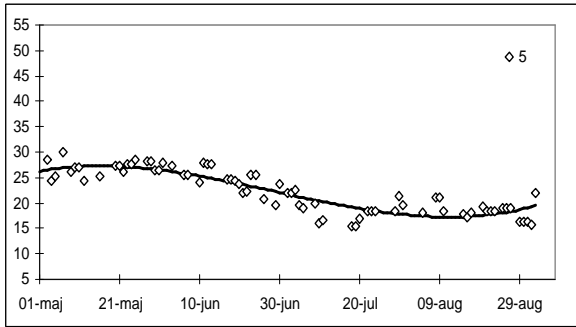
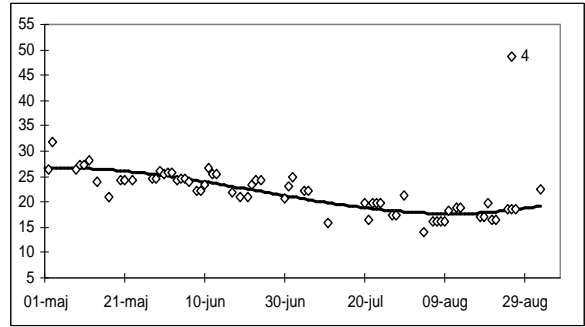
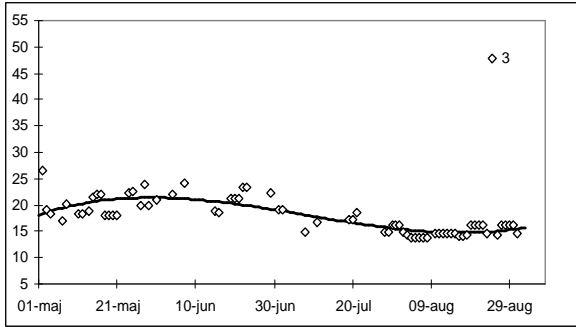
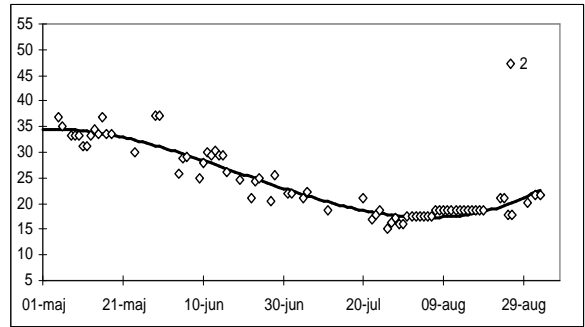
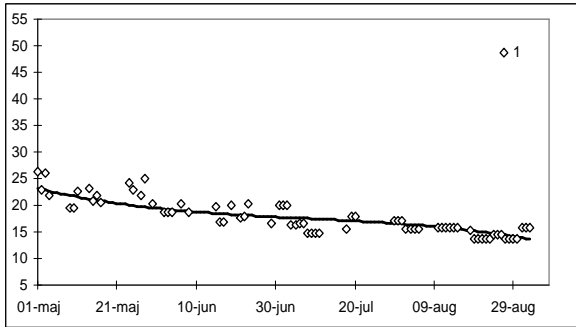


**E.Kurvanpassningtillstrålningstemperaturvärden,därendastdevärdensom inte avviker mer än 20% från det högst registrerade värdet bland den närmast omgivande värdena, använts.**

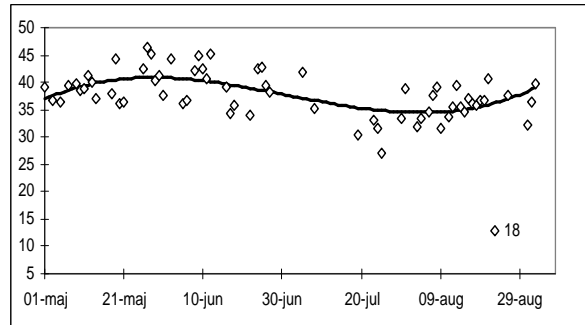
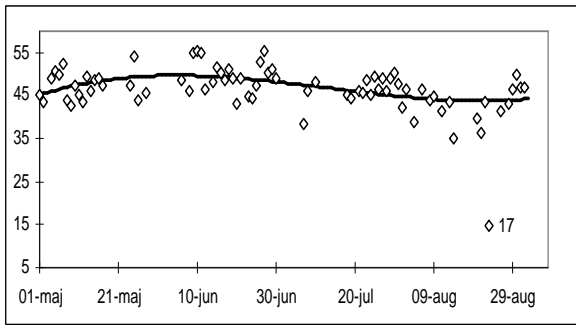
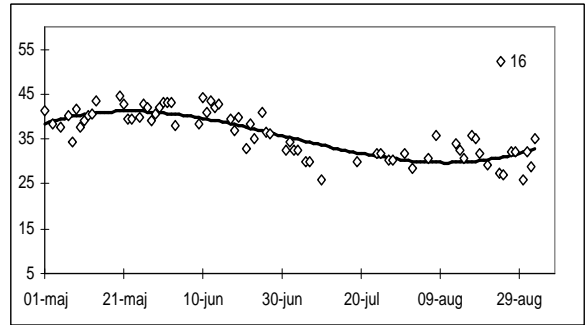
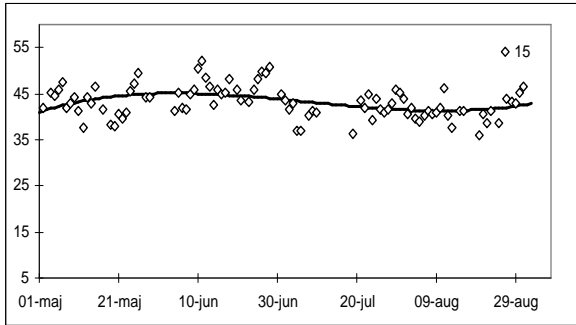
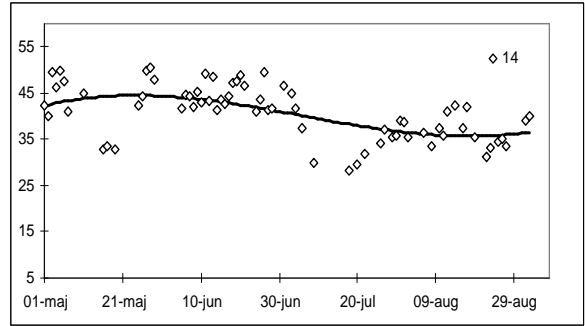
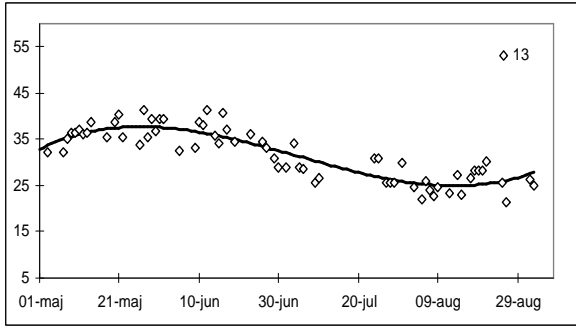
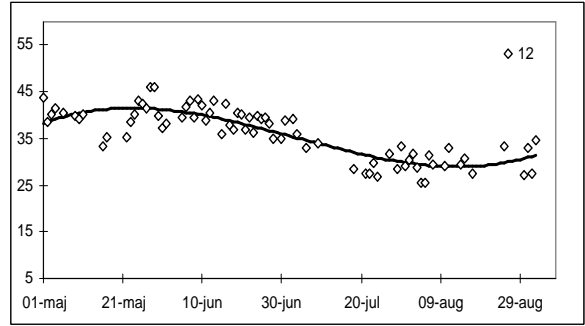
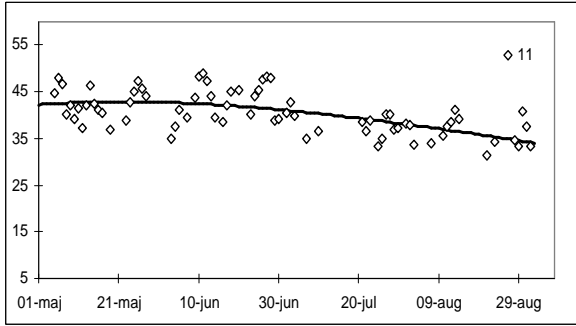
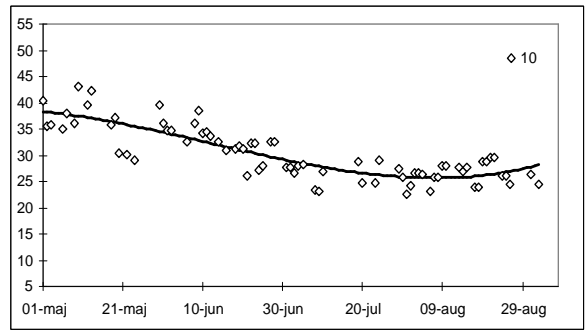
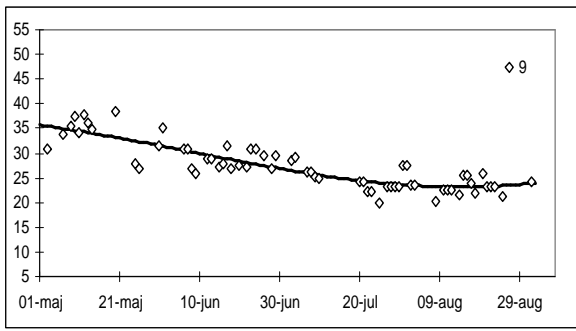




**F.KurvanpassningtillstrålningstemperaturvärdenfrånMETEOSAT,  
registreradekl12.00(UTC),baseradpåvärdensominteavvikmerän20%  
frändethögstavärdetavdenärmastomgivandevärdena.**







# Referenser

---

- Ahrens, C.D., 1991.** *Climatology Today*, 4<sup>th</sup> edition, West Publishing Company.
- Asrar, Ghassem., 1989.** *Theory and Application of Optical Remote Sensing*, John Wiley & Sons, Inc.
- Bärring, L., 1992.** Saheltorkan-ett klimatologiskt perspektiv, *Ymer. Årsbok*, 41-57.
- Carlson, T.N., et al., 1990.** Remote estimation of soil moisture availability and fractional vegetation cover for agricultural fields, *Agricultural and Forest Meteorology*, 52:45-69.
- Charney, J.G. et al., 1975.** Drought in Sahara—biogeophysical feedback mechanism, *Science*, 187, 434-435.
- Campbell J.B., 1996.** *Introduction to Remote Sensing*. Second edition Taylor & Francis Ltd.
- Crawley, M.J., 1996.** *Plant Ecology*, Blackwell Scientific Publications.
- Dregne, 1986.** Desertification of arid lands, in **El-Baz, F., and Hassan, M.** *Physics of desertification*. Dordrecht, Netherlands.
- Ehrlich, D. et al., 1994.** Applications of NOAA-AVHRR 1 km data for environmental monitoring, *International Journal of Remote Sensing*, (vol 15) 1:145-161
- Eklundh, L., 1996.** AVHRR NDVI for monitoring and mapping of vegetation and drought in East African environments, *Meddelanden från Lunds Universitets Geografiska Institutioner, avhandlingar 126*, Lund.  
Eumetsat. Adress nov 1999: <http://www.eumetsat.de/en/>
- Flohn, H., 1987.** Rainfall teleconnections in northern and northeastern Africa. *Theoretical and Applied Climatology*. 38:191-197.
- Friedl, M.A., and Davis, F.W., 1994.** Sources of variation in radiometric surface temperature over a tall grass prairie, *Remote Sensing of Environment*, 48:1-17.
- Glantz & Orlovsky., 1983.** Desertification: A review of the concept. *Desertification Control Bulletin*. 9:15-22.
- Holben et al., 1992.** Aerosol retrieval over land from AVHRR data—Application for atmospheric correction. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(2), 212-222.
- Hulme, M., 1994.** Century-scale time series of regional rainfall anomalies in Africa. In **T.A. Boden, D.P. Kaiser, R.J. Sepanski, and F.W. Stoss (eds.)**, *Trends '93: A Compendium of Data on Global Change*. ORNL/CDIAC-65. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Kerr, Y.H., et al., 1992.** Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. *Remote Sensing of Environment*. 41:197-209.
- Lambin, E.F. & Ehrlich, D., 1995.** Combining vegetation indices and surface temperature for land-cover mapping at broad spatial scales, *International Journal of Remote Sensing*, (vol 16) 3:573-579.
- Lambin, E.F. & Ehrlich, D., 1996.** The surface temperature-vegetation index space for land cover and land-cover change analysis, *International Journal of Remote Sensing*, (vol 17) 3:463-487.

- Lambin&Strahler.,1994.** Indicators of land-cover change for change-vector analyses in multitemporal space at coarse spatial scales. *International Journal of Remote Sensing.* (vol15)10:2099-2119.
- Lillesand&Kiefer.,1979** . *Remote Sensing and Image Interpretation* . John Wiley & Sons, Inc.
- Malingreau et al .,1989** . AVHRR for monitoring global tropical deforestation, *International Journal of Remote Sensing* ., (vol10)4 and 5:855-867.
- Malo&Nicholsson.,1990.** A study of rain fall and vegetation dynamics in the African Sahel using normalized difference vegetation index, *Journal of Arid Environment* 19:1-24.
- Martyn,Danuta.,1992.** *Climates of the World*, Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam. Netherlands
- Monteny&Amadou.,1992** . Address nov 1999 : <http://www.orstom.fr/hapex/>
- Nemani&Running.,1989.** Estimation of Regional surface Resistance to Evaporation from NDVI and Thermal-IR-AVHRR Data, *Journal of Applied Meteorology*., 28:276-283.
- Oke.T.R.,1987** . *Boundary Layer Climates* . Second Edition, Routledge, London, 435 pp.
- Olsson,L.,1993** . Global och regionala ekosystem modeller-ennödvändighet för att förklara klimatförändringar. Svensk Geografisk årsbok 69.
- Olsson&Pilesjö.,1999.** *Development and application of spatially distributed hydrological models in a GIS environment* **in Skidmore,A., Environmental modelling with GIS and Remote Sensing,** Taylor and Francis. in press.
- Price,J.C.,1984** . Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer, *Journal of Geophys. Res* 89(D5):7231-7237.
- Price.,1990.** Using spatial Context in Satellite Data to infer Regional Scale Evapotranspiration, *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing.* (vol28) 5:933-947
- Ripley,E.A.,1976.** Drought in Sahara - insufficient biogeophysical feedback, *Science* 191.100.
- Rosema,A.,1993.** Using METEOSAT for Operational Evapotranspiration and Biomass Monitoring in the Sahel Region, *Remote Sensing of Environment.* 46:27-44.
- Rosenberg,N,J et al .,1983.** *Microclimate-The biological environment*, Second edition, John Wiley & Sons, New York, 495 pp
- Townshend et al., 1987.** Characterization and classification of South American land cover types using satellite data, *International Journal of Remote Sensing* ., 8:1189-1207.
- Troufleau,D., and S • gaard,H.,1997** . Deriving surface water status and evapotranspiration in the Sahel from the Pathfinder AVHRR dataset, *Physics and Chemistry of the Earth, forthcoming.*
- Tucker et al .,1991** . Expansion and contraction of the Saharadessert between 1980 and 1990. *Science* 253:299-301.
- White,R.,1983** . *The Vegetation of Africa. Natural resources research* . United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.

Lunds Universitets Naturgeografiska institution. Seminarieuppsatser. Uppsatserna finns tillgängliga på Naturgeografiska institutionens bibliotek, Sölvegatan 13, 22362

LUND.

ThereportsareavailableattheGeo-Library,DepartmentofPhysicalGeography,  
UniversityofLund,Sölvegatan13,S-22362Lund,Sweden.

1. Pilesjö,P.(1985):Metoderför morfometrisk analys av kustområden.
2. Ahlström,K.&Bergman,A.(1986):Kartering av erosionskänsliga områden i Ringsjöbygden.
3. Huseid,A.(1986):Stormfällning och dess orsakssamband,Söderåsen,Skåne.
4. Sandstedt,P.&Wällstedt,B.(1986):Krankesjön under ytan-ennaturgeografisk beskrivning.
5. Johansson,K.(1986):En lokalklimatisk temperaturstudie på Kungsmarken, öster om Lund.
6. Estgren,C.(1987):Isälvsstråket Djurfälla-Flädermo,norr om Motala.
7. Lindgren,E.&Runnström,M.(1987):En objektiv metod för att bestämma läplanteringsläverkan.
8. Hansson,R.(1987):Studie av frekvensstyrdfiltringsmetod för att segmentera satellitbilder,med försök på Landsat TM-data över ett skogsområde i S. Norrland.
9. Matthiesen,N.&Snäll,M.(1988):Temperatur och himmelsexponering igator: Resultat av mätning i Malmö.
- 10A. Nilsson,S.(1988):Veberöd.En beskrivning av samhällets och bygdens utbyggnad och utveckling från början av 1800-talet till vår tid.
- 10B. Nilsson,G.,1988:Isförhållanden i södra Öresund.
11. Tunving,E.(1989):Översvämning i Murcia provinsen,sydöstra Spanien, november 1987.
12. Glave,S.(1989):Termisk studie i Malmö med värmebilder och konventionell mätutrustning.
13. Mjölbo,Y.(1989):Landskapsförändringen-hurska lden övervakas?
14. Finnander,M-L.(1989):Vädrets betydelse för snöavsmältningen i Tarfaladalen.
15. Ardö,J.(1989):Samband mellan Landsat TM-data och skoglig beståndsdata på avdelningsnivå.
16. Mikaelsson,E.(1989):Byskeälvens dalgång i norra Västerbottens län. Geomorfologisk karta,beskrivning och naturvärdesbedömning.
17. Nhilen,C.(1990):Bilavgaser i gatunära miljö och deras beroende av vädret. Litteraturstudier och mätning med DOAS vid motortrafik i Umeå.
18. Brasjö,C.(1990):Geometrisk korrektion av NOAA VHRR-data.
19. Erlandsson,R.(1991):Vägbans temperaturer i Lund.
20. Arheimer,B.(1991):Näringsläckage från åkermark i norra Brååns dräneringsområde.Lokalisering och åtgärdsförslag.
21. Andersson,G.(1991):En studie av transversal morän i västra Småland.
- 22A. Skillius,Å.,(1991 ):Water havestning i Bakul,Senegal.
- 22B. Persson,P.(1991):Satellitdata för övervakning av höstsåddar i Skåne.
23. Michelson,D.(1991):Land Use Mapping of the That Luang-Salakham Wetland, Lao PDR, Using Landsat TM-Data.
24. Malmberg,U.(1991):En jämförelse mellan SPOT-och Landsatdata för vegetationsklassning i Småland.
25. Mossberg,M.&Pettersson,G.(1991):A Study of Infiltration Capacity in a Semi-arid Environment,Mberengwa District,Zimbabwe.

26. Theander, T. (1992): Avfallsupplagi Malmöhuslän. Dränering och miljöpåverkan.
27. Osaengius, S. (1992): Stranderosion vid Löderupsstrandbad.
28. Olsson, K. (1992): Sea Ice Dynamics in Time and Space. Based on upward looking sonar, satellite images and a time series of digital ice charts.
29. Larsson, K. (1993): Gully Erosion from Road Drainage in the Kenyan Highlands. A Study of Aerial Photo Interpreted Factors.
30. Richardson, C. (1993): Nischbildningsprocesser - en fältstudie vid Passglaciären, Kebnekaise.
31. Martinsson, L. (1994): Detection of Forest Change in Sumava Mountains, Czech Republic Using Remotely Sensed Data.
32. Klintenberg, P. (1995): The Vegetation Distribution in the Kärkevagge Valley.
33. Hese, S. (1995): Forest Damage Assessment in the Black Triangle area using Landsat TM, MSS and Forest Inventory data.
34. Josefsson, T. och Mårtensson, I. (1995). A vegetation map and a Digital Elevation Model over the Kapp Linné area, Svalbard - with an analysis of the vertical and horizontal distribution of the vegetation
35. Brogaard, S. och Falkenström, H. (1995). Assessing salinization, sand encroachment and expanding urban areas in the Nile Valley using Landsat MSS data.
36. Krantz, M. (1996): GIS som hjälpmedel vid växtskydds rådgivning.
37. Lindegård, P. (1996). VINTERKLIMAT OCH VÅRBAKSLAG. Lufttemperatur och kådflödes sjukahos granisödra Sverige.
38. Bremborg, P. (1996). Desertification mapping of Horqin Sandy Land, Inner Mongolia, by means of remote sensing.
39. Hellberg, J. (1996). Förändringsstudie av jordbrukslandskapet på Söderslätt 1938-1985.
40. Achberger, C. (1996): Quality and representability of mobile measurements for local climatological research.
41. Olsson, M. (1996): Extremal lufttrycki Europa och Skandinavien 1881-1995
42. Sundberg, D. (1997): En GIS-tillämpad studie av vattenerosion i sydväsk jordbruksmark.
43. Liljeberg, M. (1997): Klassning och statistisk separabilitetsanalys av marktäckningsklasser i Halland, analys av multivariat data Landsat TM och ERS-1 SAR.
44. Roos, E. (1997): Temperature Variations and Landscape Heterogeneity in two Swedish Agricultural Areas. An application of mobile measurements.
45. Arvidsson, P. (1997): Regional fördelning av skogsskador i förhållande till mängd SO<sub>2</sub> under vegetationsperioden i norra Tjeckien.
46. Akselsson, C. (1997): Kritisk belastning av aciditet för skogsmark i norra Tjeckien.
47. Carlsson, G. (1997): Turbulens och supraglacial meandering.
48. Jönsson, C. (1998): Multitemporal vegetation studies in north-east Kenya using AVHRR NDVI
49. Kolmert, S. (1998): Evaluation of a conceptual semi-distributed hydrological model - A case study of Hörbyån.
50. Persson, A. (1998): Kartering av markanvändning med meteorologiska satellitdata för förbättring av en atmosfäris spridningsmodell.
51. Andersson, U. och Nilsson, D. (1998): Distributed hydrological modelling in a GIS perspective - an evaluation of the MIKESH model.

52. Andersson, K. och Carlstedt, J. (1998): Different GIS and remote sensing techniques for detection of changes in vegetation cover - A study in the Nam Ngum and Nam Lik catchment areas in the Lao PDR.
53. Andersson, J. (1999): Användning av global satellitdata för uppskattning av spannmålsproduktion i västafrikanska Sahel.
54. Flodmark, A.E. (1999): Urban Geographic Information Systems, The City of Berkeley Pilot GIS
55. Tagesson, I., och Wramneby, A. (1999): Kväveläckage inom Tolångaåns dräneringsområde - modellering och åtgärdssimulering.
56. Almkvist, E. (1999): Högfrekvent tryckvariationer under de senaste århundradena.
57. Alstorp, P., och Johansson, T. (1999): Översiktlig buller- och luftföroreningsinventering i Burlövs Kommun år 1994 med hjälp av geografiska informationssystem - möjligheter och begränsningar.
58. Mattsson, F. (1999): Analys av molnklotter med IRST-data inom det termala infraröda våglängdsområdet
59. Hallgren, L., och Johansson, A. (1999): Analys av landcoverändringar i Caprivi Strip, Namibia, using Landsat TM and Spot XS imagery.
60. Granhäll, T. (1999): Aerosolers dygnsvariationer och långvägstransporter.
61. Kjellander, C. (1999): Variationer i energibudget ovanför vete och råg, Ilstorp 1998 - en gradientprofilapproach
62. Moskvitina, M. (1999): GIS as a Tool for Environmental Impact Assessment - A case study of EIA implementation for the road building project in Strömstad, Sweden
63. Eriksson, H. (1999): Undersökning av sambandet mellan strålningstemperatur och NDVI i Sahel.