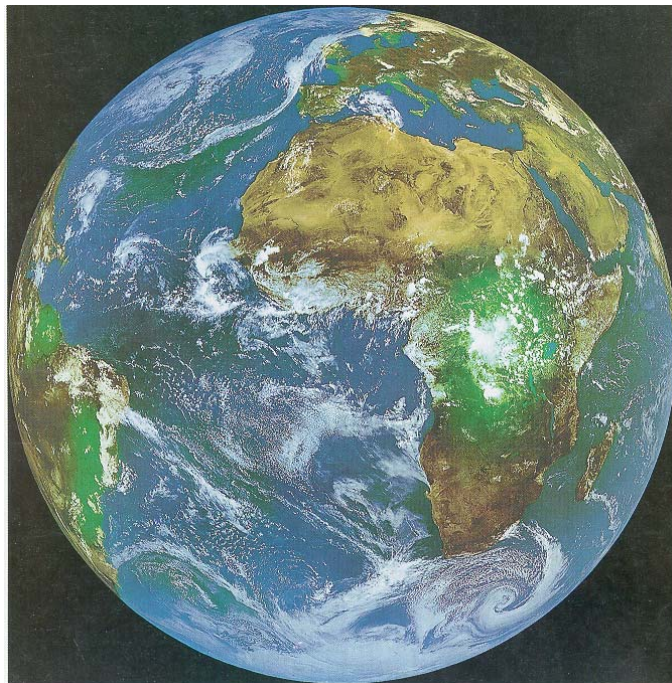


**EUREKA
Digital
13-2008**

SATELLITTBASERT MILJØOVERVÅKNING



JORDA SETT FRA DEN GEOSTASJONÆRE SATELLITTEN METEOSAT (Kilde: NRS/ESA)

**Professor Jøran Moen
Universitetet i Oslo**

**Professor Bjørn Landmark
Nansensenteret, NERSC, Bergen**

EUREKA DIGITAL 13-2008

ISSN 0809-8360

ISBN: 978-82-7389-135-8

FORORD

Satellittbasert Miljøovervåkning er skrevet på oppdrag for prosjektet “Miljøfysikk på Internett” under ledelse av Steinar Thorvaldsen, Høgskolen i Tromsø. Internettboken er en omarbeidet versjon av *Kompendium i satellittbasert jordobservasjon* forfattet av Landmark, Pettersson og Moen (1997), og som ble brukt som pensum i jordobservasjonsdelen ved første gangs gjennomføring av kurset “Miljøfysikk - et studium med forankring i moderne romforskning”. Miljøfysikkurset er på 5 vektall og tilbys i et samarbeid mellom Høgskolen i Tromsø og Norsk Romsenter/Andøya Rakettskytefelt. Kursets hjemmeside er på adressen <http://www.afl.hitos.no/mfysikk/> Spesielt for dette kurset er at det tar utgangspunkt i den infrastruktur og det fagmiljø som finnes for romforskning i Nord-Norge. Målgruppen for kurset er lærere som underviser på øverste trinn i grunnskolen og videregående skole. Studiet forutsetter kunnskaper i fysikk og matematikk tilsvarende 2. klasse allmennfag i den videregående skole.

I den generelle delen av Læreplan for grunnskolen og for videregående opplæring heter det i kapitlet “Det miljøbevisste menneske” blant annet:

Opplæring må følgelig gi bred kunnskap om sammenhengene i naturen og samspillet mellom menneske og natur. Undervisningen må kople solid innsikt om naturens stoffer, krefter og arter med forståelse av hvordan sosial organisasjon og teknologi løser problemer som virker inn på biosfæren. Den må spore de unges trang til å forstå prosessene i naturen.

Håper at kurset kan gi et bidrag i den forbindelse.

Forfatterne ønsker kommentarer og innspill fra brukerne. Vi vil trekke veksler på at læreboken foreligger på elektronisk form, og at kontinuerlig forbedring og oppdatering kan gjøres både miljøvennlig, lettvinnt og billig.

Forfatterne ønsker å rette en spesiell takk til miljøfysikkstudentene året 1997/98 og kursansvarlig Ole A. Haugland for konstruktive innspill. En takk rettes også til Lasse Petterson og Birgit Strømsholm for tilrettelegging av en rekke fargefigurer på elektronisk form. Internettboken ble ferdigstilt under Moens sabbatsår ved Air Force Research Laboratory, Boston, Massachusetts, U.S.A.

Boston, november 1998

Jøran Moen

Bjørn Landmark

Boken ble overført til forlaget *Eureka digital* ved Høgskolen i Tromsø i 2008.

Steinar Thorvaldsen

INNHALDSFORTEGNELSE

1. INNLEDNING	1
1.1 SATELLITTER OG MILJØOVERVÅKNING	1
1.2 PRINSIPPENE FOR SATELLITTFJERNMÅLING	2
2. SATELLITTBANER	5
2.1 KEPLERS LOVER	5
2.2 BANEKOORDINATENE	7
2.3 JORDOBSERVASJONSBANER	8
2.3.1 Solsynkroner Baner	8
2.3.2 Polarbaner og Valg av Repetisjonssyklus	9
2.3.3 Geostasjonære Baner	10
2.4 OPPGAVER	11
3. OPTISKE FJERNMÅLINGSTEKNIKKER	14
3.1 STRÅLINGSLOVENE OG NARURLIGE STRÅLINGSKILDER	14
3.2 ATMOSFÆRENS EGENSKAPER	16
3.2.1 Strålingstransmisjon og Atmosfæriske Vindu	17
3.2.2 Atmosfærens Spredningsegenskaper	19
3.3 STRÅLING FRA JORDOVERFLATA	20
3.3.1 Reflektert Solstråling og Termisk Stråling fra Jordoverflata	20
3.3.2 Refleksjonsegenskaper til Jordas Overflatematerialer	20
3.4 KARAKTERISTIKKER AV OPTISKE SENSORER	23
3.4.1 Romlig Oppløsning	24
3.4.2 Spektral Oppløsning	24
3.4.3 Radiometrisk Oppløsning	25
3.5 EKSEMPLER PÅ OPTISKE SENSORER	26
3.5.1 NOAA AVHRR	26
3.5.2 LANDSAT TM	27
3.5.3 SeaStar SeaWiFS	29
3.6 OPPGAVER	31
4. MIKROBØLGERADAR	32
4.1 RADARENS VIRKEMÅTE	33
4.2 EKSEMPLER PÅ MIKROBØLGERADARER	36
4.2.1 ERS-2 SAR	36
4.2.2 ERS-2 Radar-Altimeter	38
4.3 MIKROBØLGESIGNATURER FOR HAVIS	38
4.4 OPPGAVER	39
5. DIGITAL BILDEBEHANDLING	42
5.1 DIGITALE BILDER	42
5.2 DATAMASKINER OG BILDEPROSESSERING	43
5.2.1 Generelt om Datamaskiner	43
5.2.2 Prinsippene for Fremvisning av Fargebilder	44
5.2.3 Bildebehandlingsprogram	47
5.3 KORRIGERING AV SATELLITTBILDER	47
5.3.1 Geometrisk Korreksjon	47
5.3.2 Radiometrisk Korreksjon	49
5.4 KONTRASTMANIPULASJON	50

5.5 MULTIBÅNDSMANIPULASJON	54
5.6 KLASSIFISERING	54
5.7 OPPGAVER	55
6. UTVALGTE ANVENDELSER	57
6.1 ATMOSFÆRISKE ANVENDELSER	57
6.1.1 Meteorologi	57
6.1.2 Kartlegging og Overvåkning av Ozon	59
6.1.3 Nye Instrumenter for Overvåkning av Atmosfæregasser	60
6.2 LANDRELATERTE ANVENDELSER	63
6.2.1 Vegetasjonskartlegging	63
6.2.2 Kartlegging av Tropisk Regnskog	63
6.2.3 Snødekke og Flomovervåkning	65
6.2.4 Arealklassifisering Generelt	67
6.3 MARINE ANVENDELSER	69
6.3.1 Havstrømmer	69
6.3.2 Havis	72
6.3.3 Alger og Vannkvalitet	73
6.3.4 Oljeforurensning	75
APPENDIKS	77
A.1 FUNDAMENTALE KONSTANTER	77
A.2 GRAVITASJONSLOVEN	78
A.3 FORKORTELSER HYPPIG BRUKT INNEN JORDOBSERVASJON..	81
BIBLIOGRAFI	83

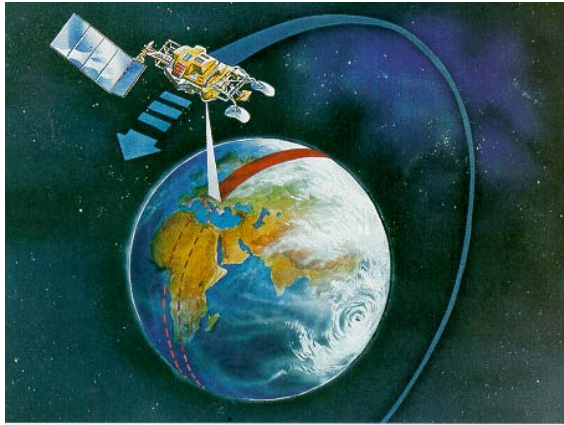
1 INNLEDNING

1.1 SATELLITTER OG MILJØOVERVÅKNING

Satellitter representerer en ny og stadig viktigere metode for forskning og overvåking av jordens miljø og endringer som skyldes menneskelige aktiviteter. Bruk av satellittdata til jordobservasjon kan deles inn i tre hovedkategorier: atmosfæriske, marine og landrelaterte anvendelser. Denne inndelingen kan være hensiktsmessig ut fra de etablerte fagdisipliner, men i mange sammenhenger hvor det er nødvendig å betrakte jorda som en helhet, som for eksempel i klimaproblematikken, er det sterk kobling mellom hav, luft og land. Studiet av klimaet både på global og regional skala er et typisk eksempel på et mangesidig problemområde som krever interdisiplinær forskning. Andre eksempler kan være forurensningsproblematikken og overvåking/forvaltning av naturressurser og arealer.

De satellittbaserte jordobservasjonssystemene (JO-systemene) anvendes i dag på rutinemessig basis innen værvarsling. De har i økende grad blitt tatt i bruk av naturforvaltning og en rekke tjenester er utviklet for praktiske anvendelser. Satellittdata samlet inn over de siste 20 år har også vist seg å være meget viktige for overvåking av storskala klimaendringer som for eksempel endringer i atmosfærens strålingsbudsjett, atmosfærisk ozoninnhold, samt registrering av endringer i utbredelsen av sjøis.

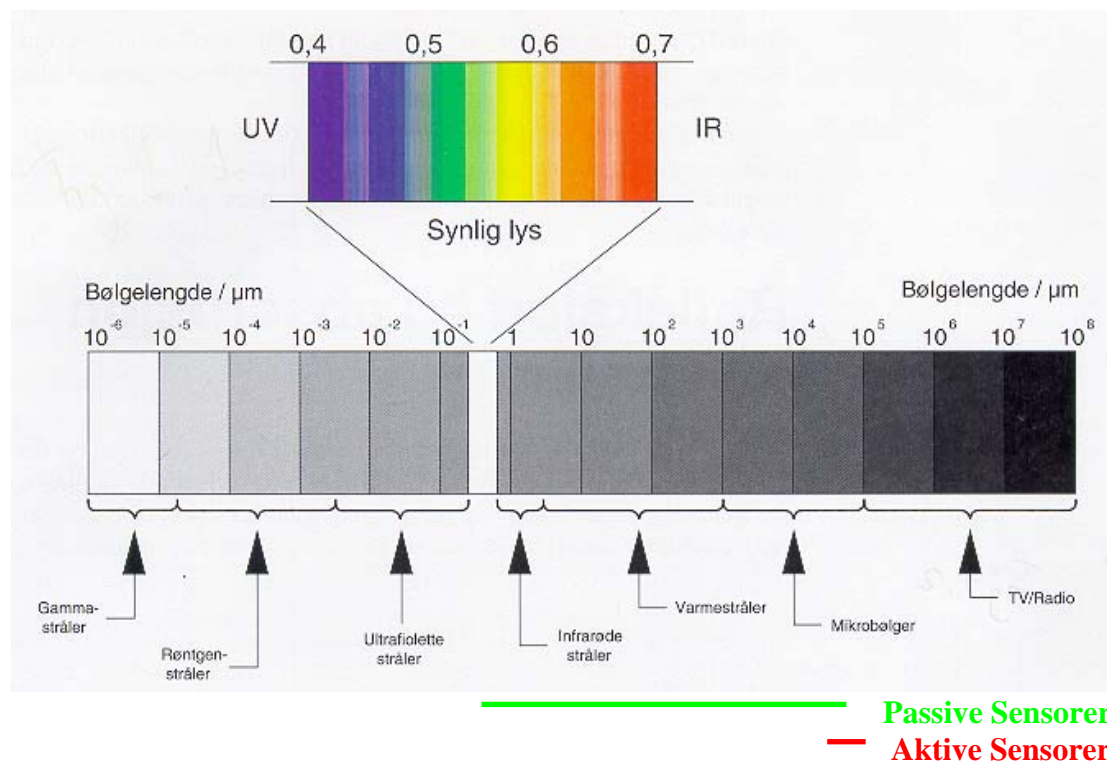
Den økte forståelse av jordobservasjonens betydning som et element i en grunnleggende forskningsvirksomhet innen en rekke fagområder har resultert i en sterk satsing på JO-forskning i de fleste land. I Europa har ESA-programmene vært spesielt viktig for utviklingen av denne forskningsvirksomheten. I det neste århundre forventes det relativt raske endringer i jordens miljø som kan få alvorlige konsekvenser for mange nasjoner. Stikkord for disse endringene er global oppvarming, avskoging, ørkenspredning, reduksjon av ozonlaget, sur nedbør, heving av havnivået og reduksjon av det biologiske mangfold. Den vitenskapelige forståelsen av disse endringene er ikke tilstrekkelig godt utviklet. Når det gjelder global oppvarming er det stor enighet om at dette er under utvikling, men det er stor usikkerhet knyttet til de regionale årsaker til og virkninger av denne oppvarmingen. Satellittdata for de neste tiår planlegges nå med henblikk på å observere flere nøkkelparametre både i luft, hav og på land. Satellittdataene vil, i kombinasjon med andre observasjoner og metoder, kunne bidra til økt vitenskapelig forståelse for jordens mangfoldige miljø og hvordan det endres som følge av menneskelig aktivitet. JO-data har sin store fordel i at de gir ensartede observasjoner over store områder. Den romlige oppløsning av slike JO-data er av kilometers orden, mens en ved studier av lokale og regionale områder kan benytte satellittinformasjon ned mot én meters oppløsning. Globale JO-data, som kan kvantifisere noen av endringsprosessene, vil derfor spille en særskilt viktig rolle i miljø og klimastudier dersom de innsamles systematisk over mange år.



Figur 1.1 Jordobservasjon med polarbanesatellitt (Kilde: NRS)

1.2 PRINSIPPENE FOR SATELLITT-FJERNMÅLING

Figur 1.1 demonstrerer en jordobservasjonssatellitt i polarbane med et kamera ombord som scanner jordoverflata. Ordet fjernmåling brukes i sammenhenger hvor det foretas observasjoner eller målinger på et objekt fra en viss avstand. Vi skiller mellom

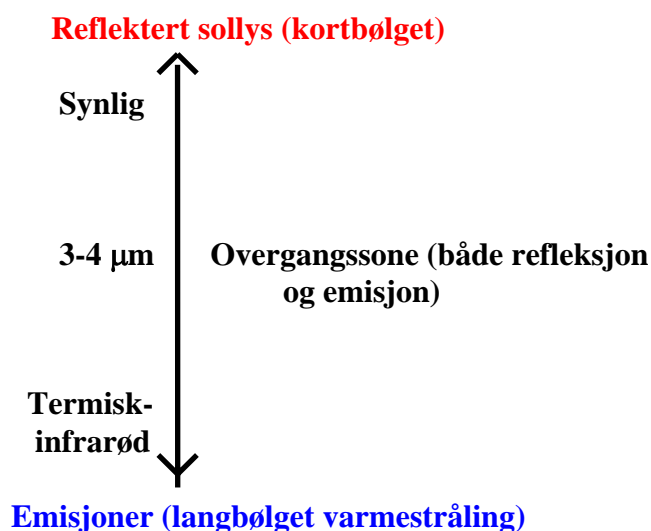


Figur 1.2 Det elektromagnetiske spekteret. Passive sensorer (optiske sensorer) observerer i bølglengdeområdet 0,4-20 000 μm . Aktive sensorer (mikrobølgeradarer) opererer på bølglengder i centimetersområdet, dvs noen titusen μm .

aktive og passive satellittsensorer. Passive sensorer måler reflektert sollys og varmestråling/termiske emisjoner. En aktiv sensor derimot, er en radar som sender ut radiobølger og tolker sine omgivelser ut fra ekkot som kommer tilbake. Figure 1.2

viser inndelingen av det elektromagnetiske spekteret, og bølgelengdeområder som benyttes for passive og aktive sensorer er indikert med henholdsvis en grønn og en rød bar under figuren.

Passive sensorer måler to typer stråling: i) reflektert sollys som er kortbølget og ii) langbølget termisk stråling. Som forsøkt illustrert i Figur 1.3 er det en gradvis overgang fra den ene strålingstypen til den andre i området rundt 3-4 μm .



Figur 1.3 Passive sensorer måler både reflektert sollys og varmeutsråling fra jordoverflata, og det er en gradvis overgang fra reflektert sollys til termisk stråling med økende bølgelengde. I overgangssonen kan begge strålingstypene være betydelige.

Jordobservasjonssatellitter opererer i forskjellige høyder, spionsatellitter på 200-300 kilometers høyde, polarbanesatellitter på 800-900 km, og geostasjonære satellitter går i bane ca. 36 000 km over havnivå. Kapittel 2 gir en beskrivelse av jordobservasjonsbaner og øver innsikt i praktiske aspekter som valg av repetisjonssyklus og dekningsområde. Felles for alle JO-satellitter er at de flyr i tilnærmet sirkulære baner, og at de praktisk talt har hele jordas atmosfære under seg. Atmosfæregassene har helt spesielle absorpsjons og spredningsegenskaper som skaper naturlige begrensinger for passive JO-teknikker. I Kapittel 3, som omhandler optiske fjernmålingsteknikker, forsøker vi å se valget av kanaler eller bølgelengdebånd i lys av atmosfærens egenskaper og spektrale refleksjons/emisjonsegenskaper til jordas overflateobjekter.

Prinsippene for mikrobølgeradar blir beskrevet i Kapittel 4. I motsetning til optiske sensorer er aktive mikrobølgemålinger praktisk talt upåvirket av den mellomliggende atmosfæren. Valg av geometri og bølgelengdeområde for en mikrobølgeradar kan kvalitativt forstås ut fra enkel radarteori og mikrobølgers interaksjon med overflater.

Alle bildedannende sensorer generer digitale bilder. Kapittel 5 gir en innføring i digital bildebehandling som et verktøy for å trekke informasjon ut fra satellittbilder. I Kapittel 6 presenteres et utvalg av anvendelser for å vise noe av bredden i dagens JO-virksomhet. Her vil det også bli gitt eksempler på hvor man bruker atmosfæregassenes spesifikke absorpsjonsegenskaper til å bestemme gasskonsentrasjon, f.eks. ozonmengde.

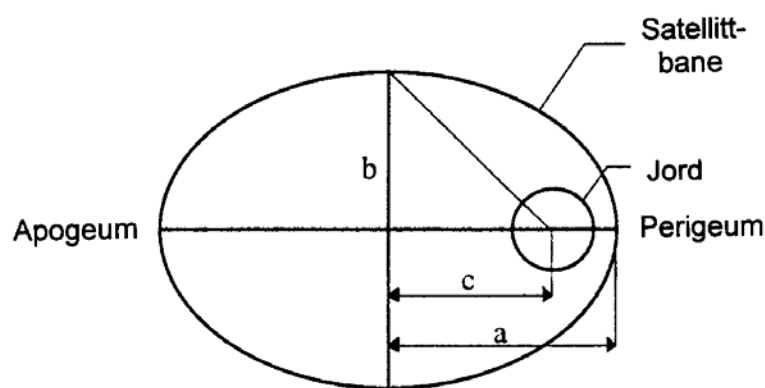
Leseren anbefales å kontakte internett-adresser som er oppgitt underveis. Det er en fantastisk effektiv måte å nøste inn tematisk informasjon på.

2 SATELLITBANER

2.1 KEPLERS LOVER

Satellitter som går i bane rundt jorda er å betrakte som kunstige måner som beveger seg i jordas gravitasjonsfelt. Som en første tilnærming for beskrivelse av satellitters bevegelse rundt jorda kan en bruke Keplers lover. Johannes Kepler (1571-1630) etablerte 3 lover for å beskrive planetenes bevegelse rundt sola.

Keplers 1. lov: *Satellittene beveger seg rundt jorda i elliptiske baner med jorda i et av ellipsens brennpunkter.*



Figur 2.1 Illustrasjon av Keplers 1. lov

Figur 2.1 viser en ellipseformet satellittbane hvor a og b er henholdsvis store og lille halvakse. c er brennpunktets avstand fra aksesenteret. Banens eksentrisitet ε er gitt ved uttrykket

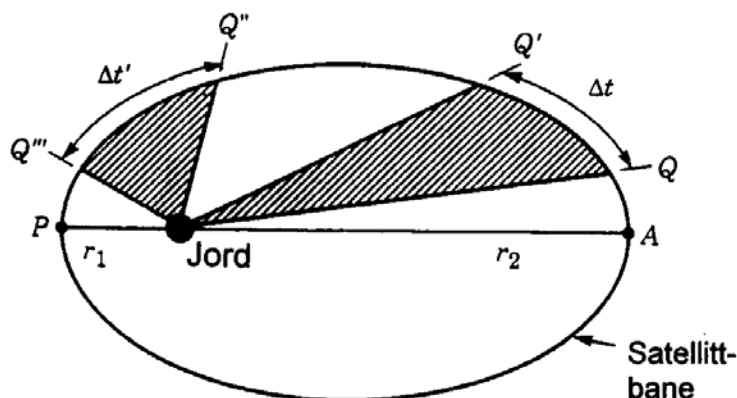
$$\varepsilon = \frac{c}{a} \quad (2.1)$$

Dersom eksentrisiteten er lik 0, dvs at $c = 0$, betyr det at banen er sirkulær og har en konstant avstand $r = a$ fra jordas sentrum. For en elliptisk bane, defineres *perigeum* som punktet i banen hvor satellitten er nærmest jordas sentrum, og *apogeum* som punktet i banen hvor satellitten er lengst ute fra jorda. Dersom banen er perfekt sirkulær, vil perigeums- og apogeumsposisjoner ikke være definerbar.

Keplers 2. lov: *Areal som sveipes ut av radius vektor (forbindelseslinjen fra jordas sentrum til satellitten) per tidsenhet er konstant, d.v.s.*

$$\frac{\Delta A}{\Delta t} = \frac{\Delta A'}{\Delta t'} = konst \quad (2.2)$$

Keplers 2. lov er illustrert i Figur 2.2 og sier oss at to like store arealer vil sveipes ut i løpet av to like lange tidsintervaller. Det hjelper oss til å forstå at satellittens hastighet varierer gjennom banen. Banehastigheten er minst ved apogeum og størst ved perigeum. Rent praktisk betyr det at satellitten tilbringer mest tid i deler av banen lengst ute fra jordas sentrum.



Figur 2.2. Illustrasjon av Keplers 2. lov, arealloven.

Keplers 3. lov: *Kvadratet av omløpstiden (T) er proporsjonal med tredje potens av ellipsens store halvakse (a) uttrykt som*

$$T^2 = K a^3 \quad (2.3)$$

hvor K er en proporsjonalitetskonstant.

Keplers 3. lov er simpelthen en empirisk formel som gir oss en sammenheng mellom baneperioden T og store halvakse a (radien r for en sirkulær bane).

Keplers lover involverer ikke noen fysikalsk forklaring på hvorfor planetene beveger seg i bane rundt sola som tyngdepunkt. Det var Isac Newton (1642-1727) som oppdaget gravitasjonskraften, en sentralkraft som trekker to punktmasser mot hverandre. En satellitt som beveger seg i en sirkulær bane rundt jorda, ligger hele tiden i fritt fall mot jordas sentrum (vektløs). Det er satellittens tangensielle hastighet som hindrer at den går i bakken. Satellittens tangensielle banehastighet er derfor nøye avstemt med gravitasjonskraften som avtar med økende avstand fra jordsenteret. Sammenhengen mellom banehastigheten v og radius r for en sirkulær kan uttrykkes som

$$v = \sqrt{\frac{MG}{r}} \quad (2.4)$$

hvor M er jordas masse og G er den universelle gravitasjonskonstanten. Sammenhengen mellom baneperiode og avstand fra jordsenteret er gitt ved uttrykket

$$T^2 = \frac{4\pi^2}{MG} r^3 \quad (2.5)$$

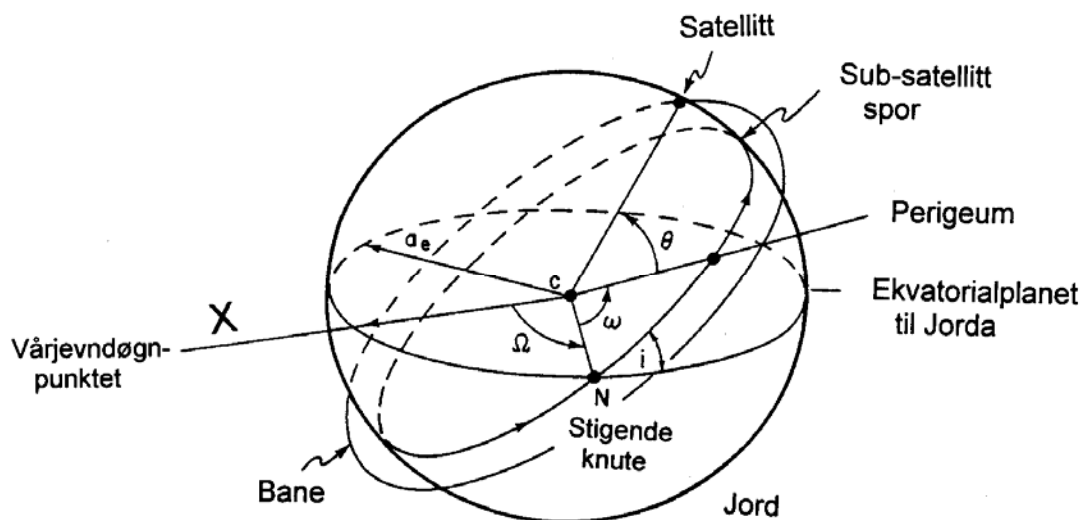
Ligning 2.4 og Ligning 2.5 er begge utledet i Appendiks A.2 for de interesserte.

Keplers lover er idealisert og gjelder kun for en punktmasse i bane rundt et tyngdesenter som også kan betraktes som en punktmasse. I og med at jorda har ujevn massefordeling og at gravitasjonskrefter fra andre planeter spiller inn, blir virkeligheten mer komplisert. Men som vi skal komme tilbake til i avsnitt 2.3.1 er dette oss til hjelp får å få baneplanet til å dreie.

2.2 BANEKOORDINATENE

Figur 2.3 illustrerer en satellitt i bane rundt jorda. Sub-satellittpunktet er per definisjon fotpunktet til satellitten på jordoverflata. I figuren er sub-satellittbanen tegnet inn som en sirkel på jordoverflata. Det er hensiktsmessig å bruke et jordsentrert koordinatsystem for å beskrive satellittbevegelser. En vanlig definisjon er at X-aksen rettes fra jordas sentrum mot det såkalte vårjevndøgnpunktet, også kalt Ariespunktet. Dette er et fast punkt som defineres av solas posisjon ved vårjevndøgn, og er skjæringslinjen mellom ekvatorplanet og ekliptikkplanet. Z-aksen rettes fra jordas sentrum mot geografisk nordpol, og Y-aksen orienteres vinkelrett på de to andre slik at et XYZ-høyrehåndssystem oppnås.

Som vist i Figur 2.4 angis orienteringen av baneplanet med store omega (Ω) og inklinasjonen (i). Ω er vinkelen mellom X-aksen og oppadstigende knute (N) i banen, d.v.s. hvor sub-satellittpunktet krysser ekvator på vei nordover. Inklinasjonen (i) er vinkelen mellom baneplanet og ekvatorialplanet. En ellipseformet bane beskrives ved

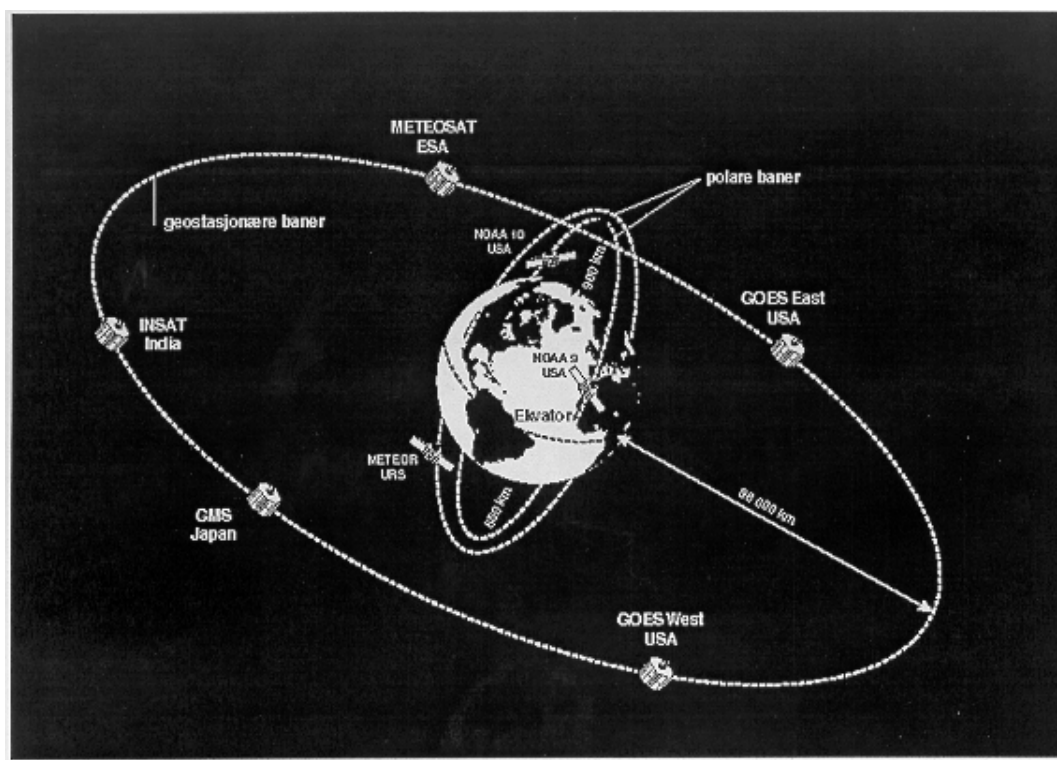


Figur 2.3 Baneparametrene for en satellitt i bane rundt jorda. XYZ er et jordsentrert koordinatsystem med X og Z pekende mot henholdsvis Vårjevndøgnpunktet og geografisk nordpol (kun X-aksen er tegnet inn). For en full beskrivelse av banen trengs de 5 baneparametrene Ω , i , a , ϵ , ω , og satellittens posisjon i banen angis ved θ .

hjelpe av store halvakse (a) og eksentrisiteten ϵ , og vinkelen lille omega (ω) angir perigeums posisjon i forhold til oppadstigende knute (N). Endelig angis satellittens posisjon ved vinkelen θ målt fra perigeum.

2.3 JORDOBSERVASJONSBANER

Figur 2.4 illustrerer de to vanligste banene benyttet til jordobservasjonsformål: polar lavbane og geostasjonær bane. Polarbanesatellitter flyr over polene og kjennetegnes for høy inklinasjon i . Geostasjonære satellitter flyr i ekvatorialplanet og har lav inklinasjon, $i = 0$. Kommer tilbake til disse to banetyperne i avsnitt 2.3.2 og 2.3.3.

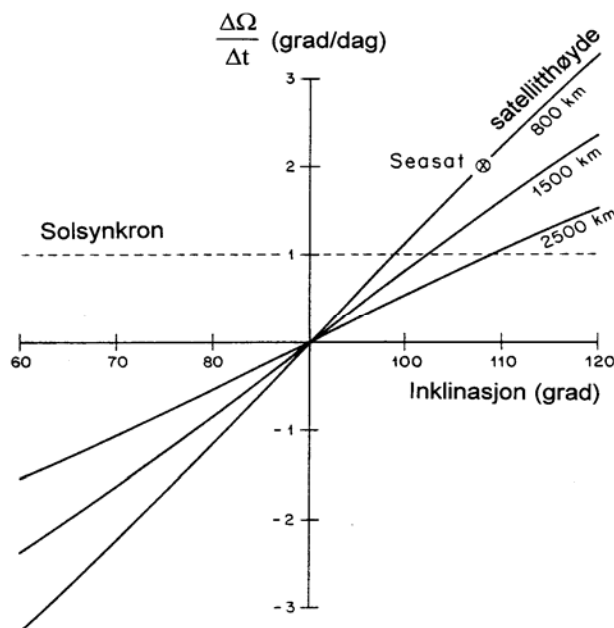


Figur 2.4 De to mest brukte banetyperne for jordobservasjonsformål. Eksempler på geostasjonære satellitter som flyr i ekvatorialplanet og polarbanesatellitter som flyr over polene (Kilde: NRS).

2.3.1 Solsynkrone baner

P.g.a. at jorda er flattrøkt og har ujevn massefordeling vil baneplanet dreie, d.v.s. at store omega, Ω , varierer som funksjon av tid. Dette gjør det mulig å sette en satellitt i en solsynkron bane, d.v.s. at baneplanets orientering i forhold til sola er konstant. For en solsynkronisert satellitt dreier baneplanet seg 360° i året, og tidsvariasjonen til Ω blir følgelig ca. 1° per dag, eller mer nøyaktig

$$\frac{\Delta\Omega}{\Delta t} = \frac{360^\circ}{365\text{dager}5\text{timer}48\text{min}46\text{sekunder}} = \frac{0.9856^\circ}{\text{dag}} \quad (2.6)$$



Figur 2.5 Rotasjon av baneplanet ($\Delta\Omega/\Delta t$) som funksjon av inklinasjonsvinkel med satellitthøyden som parameter.

For en sirkulær bane vil det være en lineær sammenheng mellom inklinasjonen i og tidsvariasjon i Ω . Figur 2.5 viser rotasjon av baneplanet som funksjon av inklinasjon for 3 forskjellige høyder. Vi ser av figuren at banen for en satellitt i 800 km høyde vil være solsynkron dersom inklinasjonen er 98° . For en inklinasjon på 110 grader må satellitten holde en høyde på 2500 km for at baneplanet skal dreie en grad per dag.

Dersom $i < 90^\circ$ er banen prograd og rotasjonen av satellittplanet er i samme retning som jordrotasjonen. For $i > 90^\circ$ er rotasjonen retrograd. Som det fremgår av Figur 2.5 er alle solsynkrone satellitter retrograde.

Jordobservasjonssatellitter er gjerne solsynkronisert av to grunner. For det første vil en slik satellitt alltid krysse ekvator ved den samme lokale tid. Dette er en særlig fordel for optiske jordobservasjonssatellitter som ønsker en mest mulig lik solbelysning av jordoverflata. For det andre vil energiproduksjonen per omløp være tilnærmet konstant ved at solcellepanelene blir likt belyst for hvert omløp.

2.3.2 Polarbaner og Valg av Repetisjonsyklus

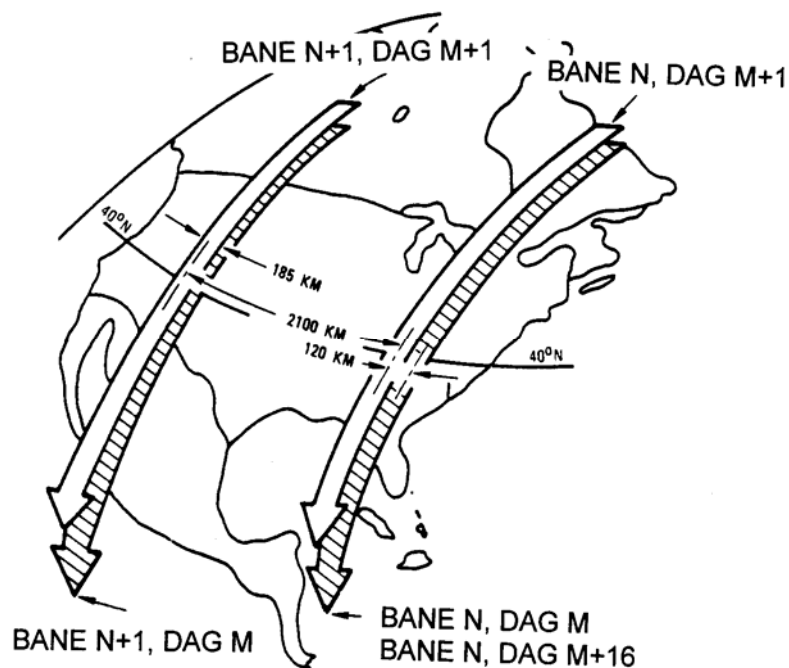
Kjennetegnet for polarbanesatellitter er at de har høy inklinasjon, noe som gir god dekning over polområdene. En polarbanesatellitt opererer i en tilnærmet sirkulær bane rundt 800-900 km over bakkenivå. Baneperioden kan beregnes ved hjelp av Ligning 2.5 og er på rundt 100 minutter. D.v.s. at en polarbanesatellitt har ca. 14 omløp i døgnet.

Når satellitten orbiterer rundt jorda vil sub-satellittpunktet skrive ut et mønster på jordoverflata. Etter et gitt antall dager vil satellitten begynne å overskrive det samme mønsteret på nytt. Repetisjonsperioden er definert et antall dager (n_p) det tar for en full overskriving av et bestemt repetisjonsmønster valgt for satellitten. Satellitten vil ha en repetisjon av sin posisjon i forhold til jorden etter n_p dager dersom følgende ligning er tilfredsstillt

$$n_p \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60 = n_o \cdot T \quad (2.7)$$

hvor n_o er antall omløp i repetisjonsperioden, og omløpstiden T er målt i sekunder.

Figur 2.6 illustrerer banemønsteret for LANDSAT som er 16 dager. Når satellitten flyr bygges det opp en bildestripe med bredde lik synsfeltet til kameraet, gjerne kalt sporbredde. I Figur 2.6 er det tegnet inn 4 bildestriper med pil som indikerer satellittens bevegelsesretning. Den skraverte stripen lengst til høyre på figuren viser dekningsområdet for bane N dag M. Den skraverte stripen til venstre viser sporet av påfølgende passasje (N+1) samme dag (M). Denne passasjen ligger til vest for den foregående, noe som skyldes at jorda har rotert fra vest mot øst i løpet av baneperioden T . Gapet mellom bane N og N+1 dag M blir dekket i løpet av de 15 neste dagene ved at banen forskyves gradvis vestover. Sporene den påfølgende dag (M+1) vil ha et visst overlapp med dagen før, og bane N dag M+16 vil være identisk med bane N dag M som var utgangspunktet. Baneperioden T er 6000 sekunder for typiske jordobservasjonssatellitter, inklusive LANDSAT, og i følge Ligning 2.7 vil satellitten ha gjort 230 omløp før en full dekning er oppnådd.



Figur 2.6 Viser prinsippet for hvordan bildestriper bygges opp for et banemønster med en repetisjonsperiode på 16 dager. Eksemplet er for LANDSAT med en sporbredde på 180 km.

La oss betrakte en solsynkron satellitt og regne ut avstanden mellom to påfølgende baner ved ekvator. Tar som utgangspunkt at sub-satellittpunktet krysser ekvator ved punktet P_1 , og etter et omløp vil dens sub-punkt krysse ekvator i punktet P_2 . For å beregne avstanden mellom to påfølgende baner ved ekvator må vi betrakte jordrotasjonen og rotasjonen av baneplanet i løpet av satellittens omløpstid T . Jorda roterer fra vest mot øst og punktet P_2 vil da ligge vest for P_1 . Dreiningen av baneplanet (360° per år) går i samme retning som jordrotasjonen (360° per døgn), og utgjør bare en liten korreksjon. Et uttrykk for avstanden mellom P_1 og P_2 blir

$$P_1 P_2 = \left(\frac{T}{d\text{øgn}} - \frac{T}{\text{år}} \right) \cdot 2\pi R_j \quad (2.8)$$

hvor R_j er jordradien og $2\pi R_j$ jordas omkrets ved ekvator. Fra Ligning 2.8 kan vi beregne at avstanden $P_1 P_2$ mellom to påfølgende sydovertkryssninger av ekvator er ca. 2700 km. 16 sporbreder for LANDSAT er 2960 km (16 x 185 km). D.v.s. at en 16 dagers repetisjonsperiode gir global dekning med godt overlapp.

2.3.3 Geostasjonære baner

For en geostasjonær bane er inklinasjonen $i = 0$. En geostasjonær satellitt er synkronisert med jordrotasjonen, og omløpstiden for banen er et døgn. Satellitten ligger stasjonært over bakken i en høyde på $\sim 36\,000$ km over bakken (oppgave 2.2), og er godt egnet for kontinuerlige observasjoner over et utvalgt område på bakken.

Observasjoner på høye breddegrader hvor satellitten observeres under lave elevasjonsvinkler er ikke særlig nyttige. En praktisk breddegrads-begrensning for jordobservasjon basert på geostasjonære satellitter er omkring 60° . Ved denne breddegrad vil satellitten observeres ved en elevasjonsvinkel på 22° over horisonten og en linje fra satellitten til punktet på jordoverflaten hvor satellitten observeres fra har en innfallsvinkel på 68° (oppgave 2.3).

2.4 OPPGAVER

Oppgave 2.1

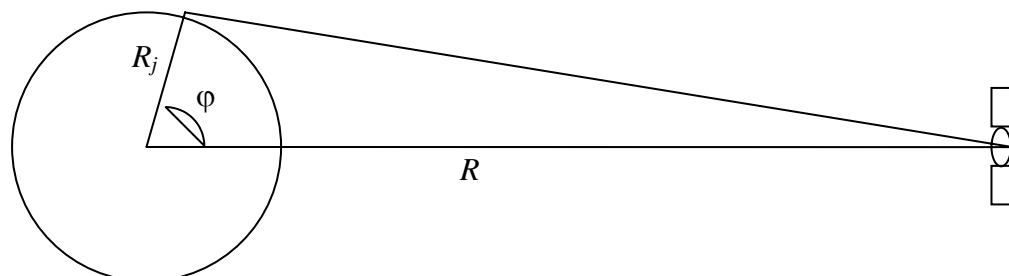
Beregn omløpstiden for en polarbanesatellitt som flyr 900 km over bakken.

Oppgave 2.2

Beregn høyde og banehastighet til en geostasjonær satellitt.

Oppgave 2.3

Vis at en linje fra en geostasjonær satellitt som illustrert i Figur 2.7 tangerer jordens overflate ved en geografisk bredde som kan uttrykkes som



Figur 2.7

$$\cos \varphi = \frac{R_j}{R}$$

og at breddegraden φ er $81,3^0$.

Oppgave 2.4

En av repetisjonsperioden som anvendes for ERS-satellittene er 3 døgn. Denne fremkommer ved at satellitten gjennomfører $43 = (14 \times 3 + 1)$ omløp i løpet av 3-døgnsperioden, som gir en omløpstid:

$$\tau_3 = \frac{24 \cdot 60 \cdot 60 \cdot 3}{43} = 6028s$$

- Vis at ved å øke omløpstiden til 6063 sekunder kan repetisjonsperioden økes til 4 døgn.
- Må banehastigheten til satellitten økes eller reduseres for å øke omløpstiden?
- Beregn også omløpstiden for en 2 døgns baneperiode.

Oppgave 2.5

Oppdaterte baneparametre for alle kommersielle satellitter finnes tilgjengeliggjort på en tekstfil som heter **tle.txt**. Målet med denne oppgaven er å bli kjent med filformatet, og finne baneparametrene for noen utvalgte satellitter.

Hente inn oppdatert parameterfil, **tle.txt**, fra følgende www-adresse
<http://www.hsv.tis.net/~wintrak/justtle.html>.

Bestem utskytingsår, inklinaison, eksentrisitet, antall omløp per døgn for NOAA 14, ERS-2, LandSat 4, SeaStar.

Beskrivelse av tle.txt:

Data for hver satellitt består av satellittnavn/identifikasjon etterfulgt av to linjer med følgende informasjon:

Line 1:

Column	Description
01-01	Line number of element data
03-07	Satellite number
10-11	International designator (last two digits of launch year)
12-14	International designator (launch number of the year)
15-17	International designator (piece of launch)
19-20	Epoch year (last two digits of year)
21-32	Epoch (Julian day and fractional portion of the day)
34-43	First time derivative of the mean motion or ballistic coefficient (depending on ephemeris type)
45-52	Second time derivative of mean motion (decimal point assumed; blank if N/A)
54-61	BSTAR drag term if GP4 general perturbation theory was used. Otherwise, radiation pressure coefficient. (Decimal point assumed)
63-63	Ephemeris type
65-68	Element number
69-69	Check sum (Modulo 10)

Line 2:

Column	Description
01-01	Line number of element data
03-07	Satellite number
09-16	Inclination (degrees)
18-25	Right ascension of the ascending node (degrees)
27-33	Eccentricity (decimal point assumed)
35-42	Argument of perigee (degrees)
44-51	Mean anomaly (degrees)
53-63	Mean motion (revolutions per day)
64-68	Revolution number at epoch (revs)
69-69	Check sum (Modulo 10)

All other columns are blank or fixed.

Oppgave 2.6

Målet med oppgaven er å bli kjent med satellittprogrammet TRAKSAT 4.08.

TRAKSAT 4.08 er et DOS-program som finnes tilgjengelig på internettadressen:

<http://www.hsv.tis.net/~wintrak/prod03.htm>.

Klikk på TRAKSAT og du får du muligheten til å hente: **TRAKSAT Version 4.08 (586K ZIP File)**. Merk at du trenger programmet **pkunzip** for å pakke ut **Trak408.zip**, som også inneholder baneparameterfilen **tle.txt** (jf. oppgave 2.5).

1) Legg inn ny **tracking-station**:

Klikk på **Station**, og dernest velg **current tracking station**, sett inn geografiske koordinater for det stedet du ønsker å betrakte satellitten fra.

2) Prøv funksjonene:

Satellites

Multisatellite

Output mode

Ground Track

Star Background

Orthographic station

Rendered station

Rendered satellite

Multisatellite GT

3) Bestem neste gang NOAA 14 vil være synlig fra Andenes, flyr den nordover eller sydover?

4) Studer fotpunktet til en geostasjonær satellitt som f.eks. Meteosat 7.

3 OPTISKE FJERNMÅLINGSTEKNIKKER

Dette kapitlet tar for seg hovedprinsippene for optisk fjernmåling. Først gis en kort beskrivelse av strålingslovene og de to naturlige strålingskildene viktigst for JO-virkningsheten, nemlig Sola og Jorda. Deretter studeres atmosfærens egenskaper med hensyn til jordobservasjon, spektrale refleksjons- og strålingsegenskaper til jordas overflatematerialer, og endelig gis en beskrivelse av noen utvalgte satellittsensorer. Vi begrenser oss til tre bølglengdeområder: Synlig lys (SYN), nærinfrarødt (NIR) og termisk infrarødt (TIR), jf. Tabell 3.1.

TYPE	FARGER	BØLGELENGDE (μ)
SYN	fiolett	0,39-0,45
	blå	0,45-0,49
	grønn	0,49-0,58
	gul	0,58-0,60
	oransje	0,60-0,62
	rød	0,62-0,78
NIR		0,78-1,0
MIR		1,0-3,0
TIR		3,0-15
FIR		15-1000

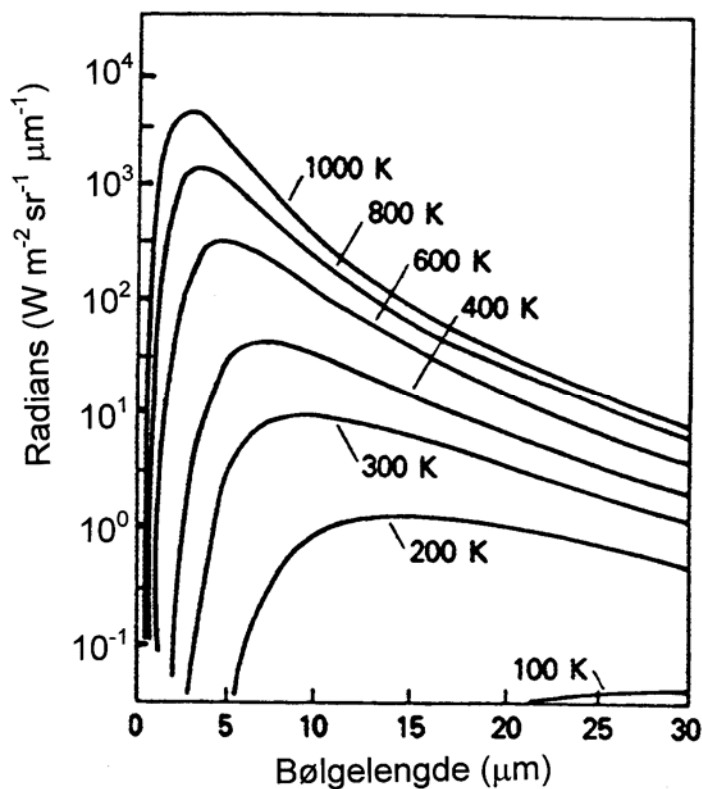
Tabell 3.1 Inndeling av elektromagnetisk stråling i bølglengdeområdet fra 0,39-1000 μ . Forkortelser: SYN = synlig, NIR = nærinfrarødt, MIR = midlere infrarødt, TIR = termisk infrarødt, FIR = fjern infrarødt.

3.1 STRÅLINGSLOVENE OG NATURLIGE STRÅLINGSKILDER

Alle legemer med temperatur høyere enn den absolutte nullverdi på $-273,15^{\circ}\text{C}$ (0 K) emitterer elektromagnetisk stråling. La oss betrakte strålingen fra et sort legeme. Et sort legeme er en perfekt absorbatør og derfor også en perfekt stråler. Dette p.g.a. et legeme i termisk likevekt stråler og absorberer like stor energimengde per tidsenhet (Kirchoffs lov). Plancks lov uttrykker strålingsintensitet per bølglengde B_{λ} for et sort legeme med temperatur T som

$$B_{\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{[hc/(kT\lambda)]} - 1} \quad (3.1)$$

hvor h er Plancks konstant, k er Boltzmanns konstant. Den spektrale strålingstettheten B_λ er gitt som en funksjon av bølglengde og temperatur. Figur 3.1 viser spektral strålingsintensitet gitt ved Ligning 3.1 plottet som funksjon av bølglengde for et sett av valgte temperaturer. Karakteristiske trekk verdt å legge merke til er at strålingsintensiteten øker som funksjon av temperatur og at bølglengde for maksimum strålingsintensitet avtar med stigende temperatur.



Figur 3.1 Den spektrale strålingstetthet B_λ som funksjon av bølglengde målt i μm for et sett av indikerte temperaturer.

Bølglengden λ_{maks} for maks strålingsintensitet kan finnes ved å sette den deriverte av B_λ med hensyn på λ lik 0:

$$\frac{dB_\lambda}{d\lambda} = 0 \quad (3.2)$$

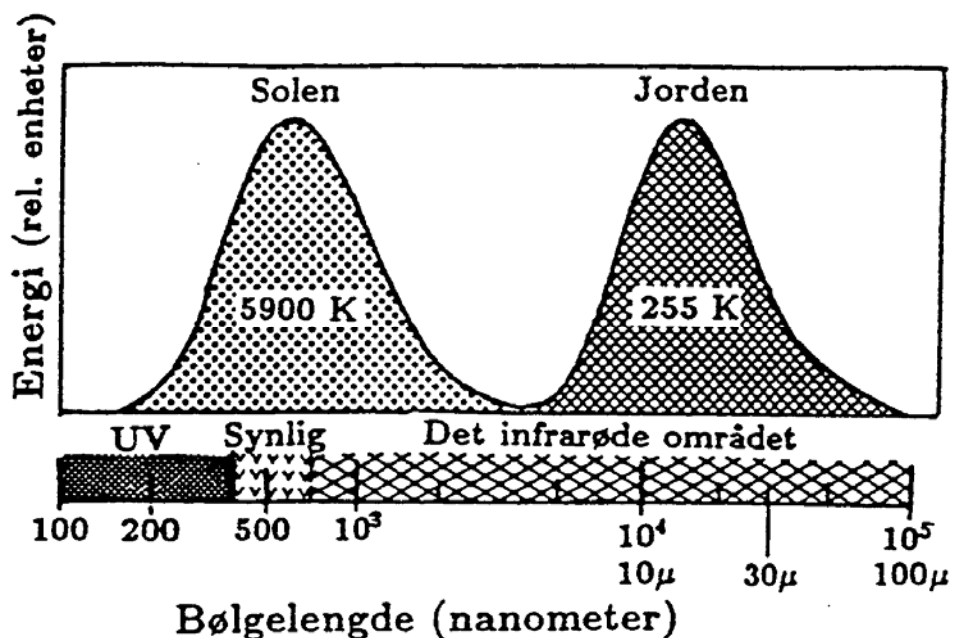
Løsningen av denne ligningen kan uttrykkes som

$$\lambda_{\text{maks}} = \frac{2,890 \times 10^{-3}}{T} \quad (3.3)$$

hvor T angis i Kelvin, og λ_{maks} i meter. Ligning 3.3 er kjent som Wiens forskyvningslov.

Sola og Jorda er de to naturlige strålekildene viktigst for JO-virksomheten. Sola stråler som et tilnærmet sort legeme med temperatur på 5900 K og har maks utstråling for $\lambda = 0,49 \mu$ (d.v.s. i det synlige området). I Figur 3.2 er energi-innholdet av

innfallende solstråling mot jordoverflata sammenholdt med stråling fra jordoverflata ut i rommet. 255 K er den effektive temperaturen til jorda uten atmosfære (jf. avsnitt 1.A.3 i Brekke, 1997) og tilsvarer et intensitetsmaksimum for $\lambda = 11,3 \mu$. Legg spesielt merke til det klare skillet rundt 3-4 μ mellom bølgelengdeområdet for solinnstråling og bølgelengdeområdet for termisk utstrålingen fra jordoverflata.



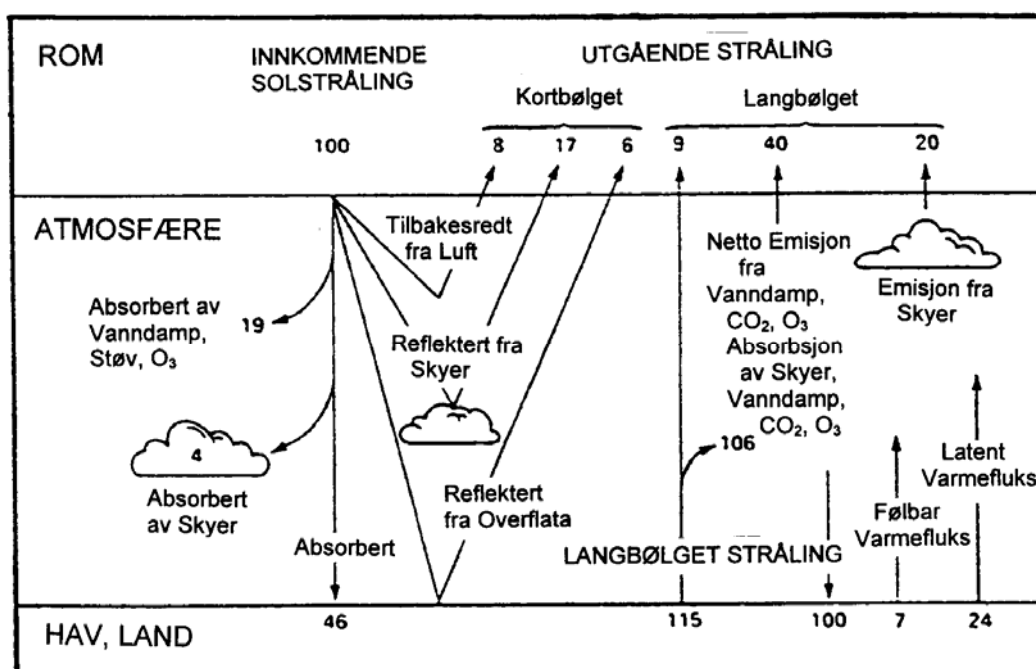
Figur 3.2 Strålingen fra to sorte legemer med temperatur 5900 K og 255 K. En logaritmisk skala er anvendt for bølgelengdeakse slik at kurvene antar lik form (Egeland et al., 1990).

At spektral strålingsintensitet er temperaturavhengig åpner for mange anvendelsesmuligheter som vi skal komme nærmere tilbake til, f.eks. måle overflatetemperaturer til bakke, hav og skyer.

3.2 ATMOSFÆRENS EGENSKAPER

Sola er vår viktigste energikilde og mesteparten av energien kommer i form synlig lys (kortbølget stråling). Figur 3.3 illustrerer atmosfærens energibalanse på høye breddegrader. Figuren er delt inn i tre regioner. Nederst hav/land med et tilgrensende lag atmosfære. Over atmosfæren er det "tomt rom" som solstrålene går uhindret gjennom. La oss følge de 100 enheter med solenergi som stråler inn mot toppen og trenger ned i atmosfæren i venstre halvdel i Figur 3.3. 19 enheter vil bli absorbert av vanndamp, støv og ozon (O_3), 4 enheter av skydekke, og 46 enheter går med til oppvarming av hav/land. Ser vi på refleksjoner ut i rommet igjen, blir 8 enheter reflektert ut igjen av luftmolekylene, 17 enheter av skydekke og 6 enheter fra jordoverflata, d.v.s. tilsammen 31 enheter av den kortbølgede strålingen stråles ut i rommet igjen. Det som blir absorbert av atmosfæreparklener, skyer og hav/land fører til oppvarming, og stråles ut igjen i form av termisk infrarødt. Summerer vi den langbølgede utstrålingen på toppen av atmosfæren (Figur 3.3 øverst til høyre) ser vi at 69 enheter av den innkommende strålingen stråles ut i form av langbølget stråling. Av illustrasjonen merker vi oss at mesteparten av den termiske strålingen fra bakken absorberes igjen av CO_2 , O_3 og vanndamp (drivhusgasser) som igjen emitterer (stråler ut). Figuren viser også at summen av energiinnholdet i den termiske strålingen fra

jordoverflata og andre varmeflukser er betydelig høyere enn utstrålingen fra toppen av atmosfæren, noe som henger sammen med at atmosfæren fungerer som et varmeteppe rundt jorden, den såkalte drivhuseffekten. Dette er ikke et tema her og det henvises til avsnitt 1.A.3 i Brekke (1997).

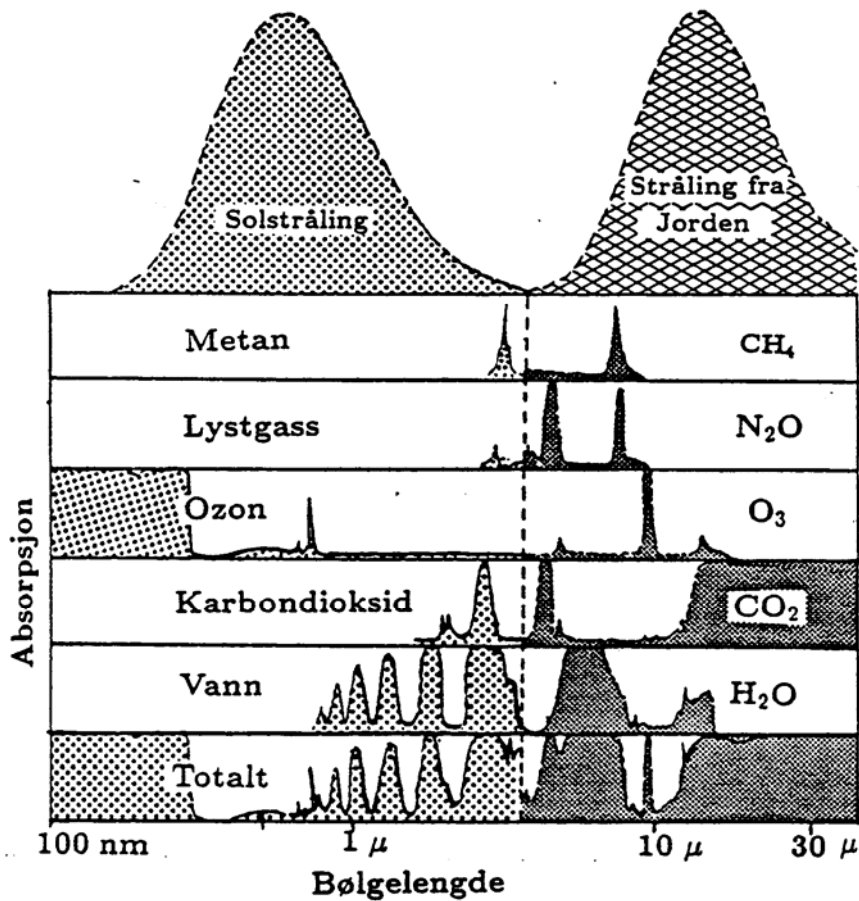


Figur 3.3 Atmosfærens strålingsbudsjett for høye breddegrader.

En jordobservasjonssatellitt har praktisk talt all atmosfæren under seg, og for en full forståelse av satellittfjernmåling er det essensielt å kjenne til atmosfærens absorpsjons- og spredningsegenskaper som funksjon av bølgelengde. Ser vi tilbake på den kortbølgede strålingen i venstre halvdel i Figur 3.3, ser vi at kun 6 enheter av den kortbølgede strålingen kan benyttes til å observere hav og land, og 17 enheter for meteorologiske skyobservasjoner. I tillegg har vi 8 enheter som tilbakespres fra luftmolekyler og vanskeliggjør jordobservasjoner. I denne innføringen skal vi konsentrere oss om bølgelengder som i liten grad absorberes av atmosfæren.

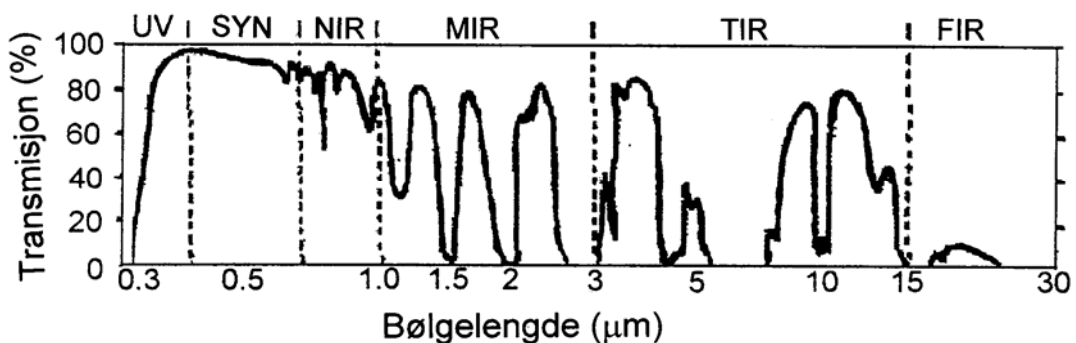
3.2.1 Strålingstransmisjon og Atmosfæriske Vindu

Atmosfæren består av en blanding av atomer og molekyler som hver for seg har helt bestemte absorpsjonsegenskaper for elektromagnetisk stråling. Atmosfærens absorpsjonsegenskaper for elektromagnetisk stråling er sterkt bølgelengdeavhengig. Figur 3.4 viser absorpsjonsegenskapene til hver av de viktigste drivhusgassene (CH₄ - metan, N₂O - lystgass, O₃ - ozon, CO₂ - karbondioksyd, H₂O - vanndamp) sammen med den totale absorpsjonen på grunn av disse gassene.



Figur 3.4 Absorpsjonsspektra for de viktigste drivhusgassene (Egeland et al., 1990).

Figur 3.5 viser atmosfærens transmisjonsegenskaper for bølgelengdeområdet fra 0,3 til 30 μm . 100% transmisjon betyr at den elektromagnetiske strålingen går uhindret gjennom atmosfæren, mens 0% transmisjon betyr at all strålingen blir absorbert og at ingen ting slipper gjennom. Bølgelengdeområder med 100% transmisjon kalles gjerne for atmosfæriske vinduer eller transmisjonsvinduer. Vi ser et synlig lys blir lite absorbert og er således et viktig bølgelengdeområde for jordobservasjon. Andre viktige atmosfæriske vinduer for jordobservasjon er rundt 3,75, 8,25 og 10,5 μm .

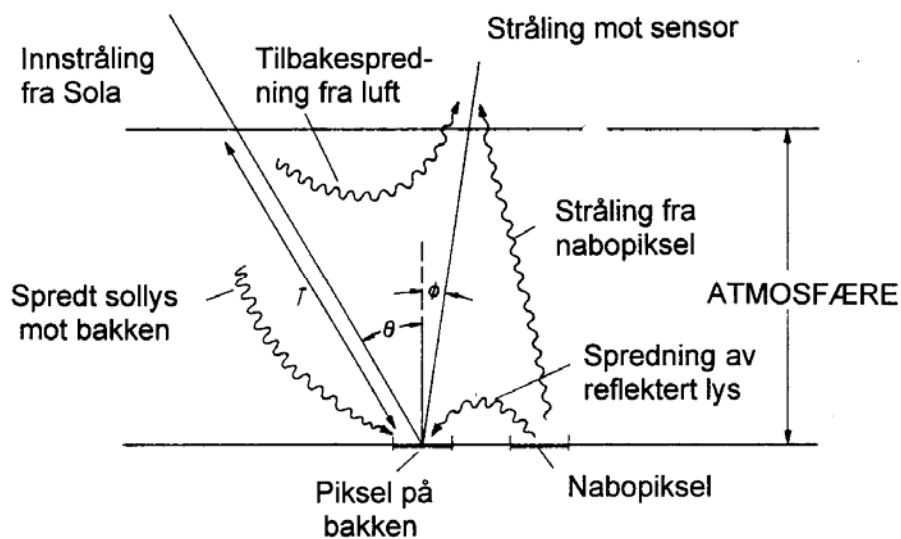


Figur 3.5 Atmosfærisk transmisjon for bølgelengdeområdet fra 0,3-30 μm .

3.2.2 Atmosfærens Spredningsegenskaper

En strålebunt eller beam med lys gjennom atmosfæren kan svekkes på to måter: i) p.g.a. a molekylær absorpsjon og ii) p.g.a. spredning ved interaksjon med molekyler og støvpartikler. Siden JO-målinger foretas i de atmosfæriske vinduene hvor absorpsjon av elektromagnetisk stråling er lav, økes den relative betydningen av spredningseffekten. Går vi tilbake til venstre halvdel i Figur 3.3 for kortbølget stråling, ser vi at 8 enheter energi spres tilbake til rommet uten først å ha nådd bakkenivå, mens kun 6 enheter energi er refleksjoner fra bakken.

Figur 3.6 illustrerer problematikken med atmosfærisk spredning for JO-observasjonsformål. Ideelt sett skulle vi ønske at satellitten observerte kun refleksjoner fra solbelyste objekter på bakken. D.v.s. en strålebunt fra solen til å belyse et arealelement (pixel) på bakken, og en reflektert strålebunt fra arealelementet på bakken mot satellitten. Dette er imidlertid ikke tilfellet. Som illustrert ser vi at strålebunten mellom satellitten og et arealelement på bakken har flere bidrag. Solstråler spres inn i beamen mot satellitten uten først å ha nådd bakken. Denne strålingen adderes til og gir en tilsløring av signalet fra bakken. En del av det reflekterte lyset fra bakken spres ut av beamen på sin vei mot satellitten og bidrar til en svekking av signalet. Noe av energien som satellitten mottar stammer er spredt inn fra naboelementer på bakken og fører til uskarphet i bildet.



Figur 3.6 Atmosfæriske effekter på strålegangen mellom sol – pixelelement på bakken – sensor.

Det er vanlig å skille mellom 3 typer spredning:

- 1) Rayleigh-spredning eller molekylær spredning. Elektromagnetisk stråling som faller inn på molekylene setter disse elektronene i vibrasjoner. Elektronene vil da re-emittere de samme bølglengdene, men sende strålingen ut i ulike retninger. Spredningen av energi ut av beamen fører til en svekkelse av primærstrålen. Rayleigh-spredning er sterkt bølglendeavhengig og er proporsjonal med λ^{-4} . D.v.s. at blått lys spres betydelig mer enn rødt lys. Dette forklarer den røde randen nede ved horisonten like etter solnedgang og at himmelen er blå.

- 2) Mie-spredning. For Mie spredning er det støvpartikler (aerosoler) med radius 0,1.-1,0 μ som fungerer som spredere. Mie-spredningen har en svakere bølgelengdeavhengighet enn Rayleigh-spredning. Proporsjonalitetsfaktoren for Mie-spredning er λ^{-r} hvor $r = 0,7-2$.
- 3) Ikke-selektiv spredning fra partikler med radius $> 10 \mu$, som f.eks. vanndråper og ispartikler i skyene. Denne type spredning er ikke bølgelengdeavhengig og derav betegnelsen.

Mie-spredning og ikke-selektiv spredning skyldes begge partikkelspredning. Dette er et fenomen som sees i luften over større byer med eksos og asfaltstøv som kan gi opphav til mange vakre lysfenomener. Andre eksempler er saltpartikler over større havoverflater og sandpartikler over ørkenlandskap.

Når vi er ute og flyr kan vi observere at Rayleigh-spredning fører til en fargetilsløring av objekter på bakken. I en normal jetflyhøyde på ca. 10 000 m, har vi mesteparten av atmosfæren under oss (omlag 70-80%), og Rayleighspredning av sollys, sterkest i blått, er betydelig. Et eksempel på dette er at frisk grønn skog får et blåskjær over seg. Det blåe sløret er molekylært spredt sollys som ikke har nådd bakken.

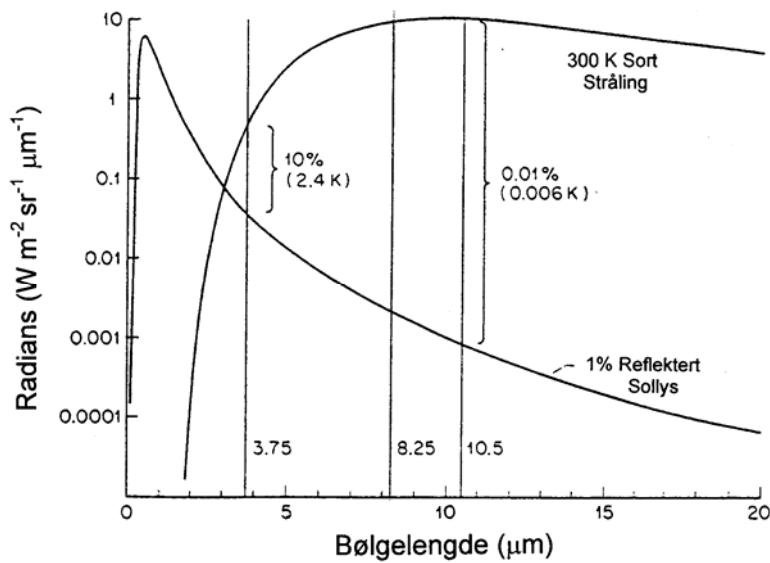
3.3 STRÅLING FRA JORDOVERFLATA

3.3.1 Reflektert Solstråling og Termisk Stråling fra Jordoverflata

Reflektert stråling fra jordoverflata vil adderes til den termiske utstrålingen fra jorda. Dette skaper visse problemer for temperaturmålinger basert på de korteste bølgelengdene i TIR. Problemet er illustrert i Figur 3.7. I illustrasjonen er det antatt at 1% av sollyset blir reflektert fra bakken, og kurven for reflektert sollys har et markert maksimum ved 0,49 μ som tilsvarer solas temperatur på 5900 K (jf. Ligning 3.2). Den andre kurven representerer strålingen fra jordoverflata på 300 K og har et maksimumspunkt ved 9,6 μ . Refleksjonskurven for sollys og kurven for termisk utstråling fra jordoverflata krysser hverandre ved ca. 3 μ . De vertikale linjene ved 3,75, 8,25 og 10,5 μ indikerer de 3 viktigste bølgelengdene som benyttes for temperaturmålinger. Sammenholder vi dette med Figur 3.6 ser vi at disse 3 bølgelengdene ligger i sentret i 3 atmosfæriske vinduer hvor det er lite molekylær absorpsjon. 300 K kurven er også mest følsom for temperaturvariasjoner rundt 3,75 μ , noe som gjør denne bølgelengden spesielt godt egnet for temperaturmålinger. Problemet er imidlertid bidraget fra reflektert sollys på dagtid. I Figuren er 10% av den målte strålingsenergien reflektert sollys noe som tilsvarer et overestimat av temperaturen på 2,4 K. Ved 10,6 μ er bidraget fra reflektert sollys ubetydelig, 0,01% av den målte energi, tilsvarende 0,006 K.

3.3.2 Refleksjonsegenskaper til Jordas Overflatematerialer

Den elektromagnetiske strålingsenergien som faller inn på jordoverflata kan bli reflektert eller absorbert. Den reflekterte strålingen som forplanter seg oppover i



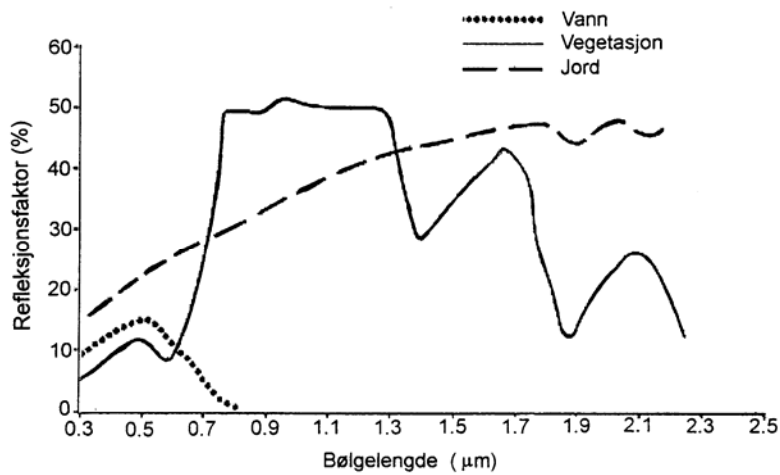
Figur 3.7 Betydningen av reflektert solstråling for JO-virksomheten basert på den infrarøde strålingen fra jorden.

atmosfæren vil kunne observeres fra satellitt. Ulike overflatetyper kan skjernes fra hverandre ved at de har forskjellige absorpsjons og refleksjonsegenskaper som funksjon av bølgelengde. Figur 3.8 viser spektral reflektans eller responskurver for vann, vegetasjon og jord i bølgelengdeområdet fra 0,4 - 2,5 μ . Reflektansen er per definisjon den brøkdelen av innfallende stråling som blir reflektert tilbake.

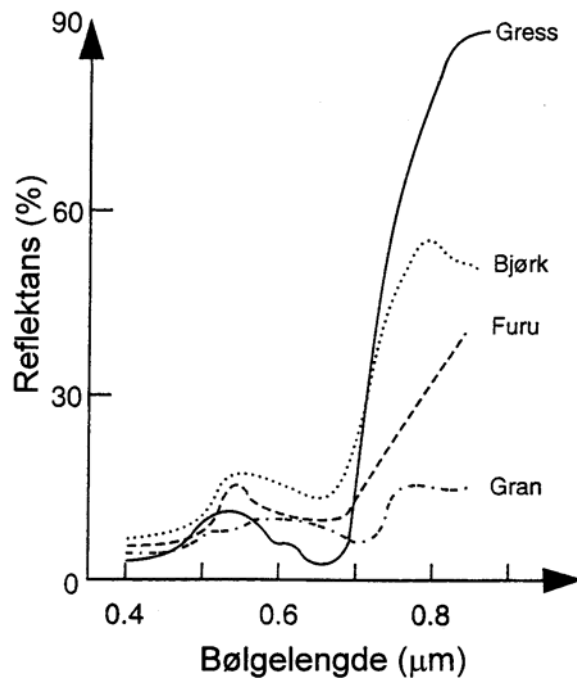
Vi merker oss at vann er en total absorptor for bølgelengder over 0,8 μ . Frisk vegetasjon gir høy refleksjon (i dette tilfellet 50%) i bølgelengdeområdet 0,7-1,3 μ som er nærinfrarødt. Merker oss at frisk vegetasjon absorberer rødt og blått lys, mens grønt blir reflektert. Det skyldes klorofyllets egenskaper. For vegetasjon ser vi også absorpsjon nær 1,4 μ , 1,9 μ og 2,4 μ . Dette er spesielle absorpsjonslinjer for vannmolekylet (jf. Figur 3.4) og signaliserer plantenes vanninnholdet. Altså kan vi bestemme vekstfasen til planter ut fra de spektrale reflektanskurvene. Som vi skal komme tilbake til, vil en kunne klassifisere overflatetyper sett i et satellittbilde ved å studere relative responser/energi målt i forskjellige bølgelengdeområder.

Figur 3.9 viser eksempel på spektral reflektanskurver for grønt gress og noen treslag. Reflektanskurvene representerer et spektralt fingeravtrykk og gjør det mulig å skjelne mellom forskjellige vekster (klassifisere). Vi legger spesielt merke til at ulike refleksjonsegenskaper i det røde og nærinfrøde er viktige for å skjelne mellom type vekster. Hver plante vil dessuten ha en årssyklus, og det vil være mulig å bestemme om planten kan være utsatt for sykdomsangrep o.s.v.

Figur 3.10 viser eksempler på spektralresponsen til sjøvann med forskjellige konsentrasjoner av plankton, mineraler og oppløst organisk materiale. Panel a) viser reflektans fra rent sjøvann, som har en dyp blå farge. Blåfargen skyldes simpelthen at lysspredningen er størst for korte bølgelengder. De andre panelene illustrerer at

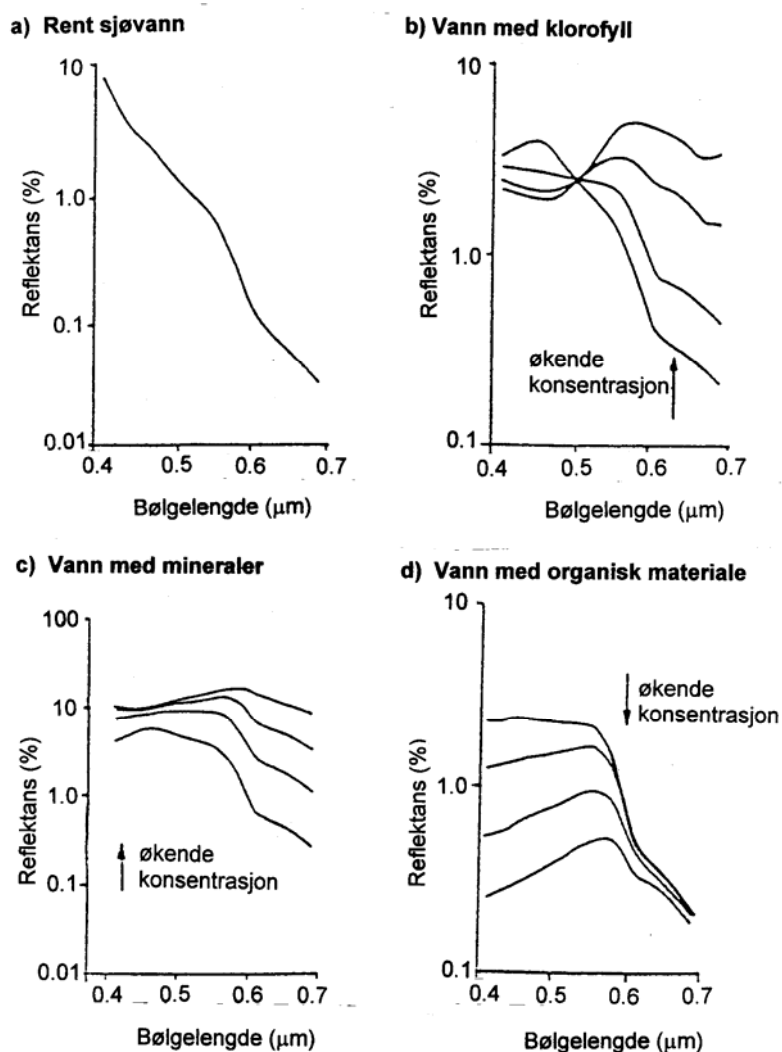


Figur 3.8 Typiske spektrale responskurver tre forskjellige overflatetyper (vann, jord, vegetasjon).
 Definisjon av reflektans: $\text{Reflektans (\%)} = \left(\frac{\text{energien i reflektert stråling}}{\text{energien i innfallende stråling}} \right) \times 100\%$.



Figur 3.9 Spektrale signaturer for noen gress, bjørk, furu og gran.

partikler i sjøvann endrer de spektrale egenskapene, noe som gjør det mulig å overvåke havets tilstand ved hjelp av satellitt. Panel b) viser forskjellige konsentrasjoner av klorofyll (forskjellige typer fytoplankton). Karakteristisk for økende konsentrasjoner er at veldig lite skjer rundt $0,5 \mu$ som er et hengslingspunkt. Men tilsvarende som for grønne vekster på land ser vi at klorofyllet absorberer blått lys. At blått blir absorbert øker den relative intensiteten av grønt lys, noe som gir havet en lysegrønn farge, ofte sett midtsommers. Vi ser at sterkt økende konsentrasjon av klorofyll bidrar til betydelig tilbakespredning av gult og rødt lys. Panel c) viser effekten av løsmasser/mineraler oppløst i havet. Dette kan være nær elvemunninger, og fargen vil selvsagt avhenge sterkt av type mineraler. Generelt ser vi at mineraler gir

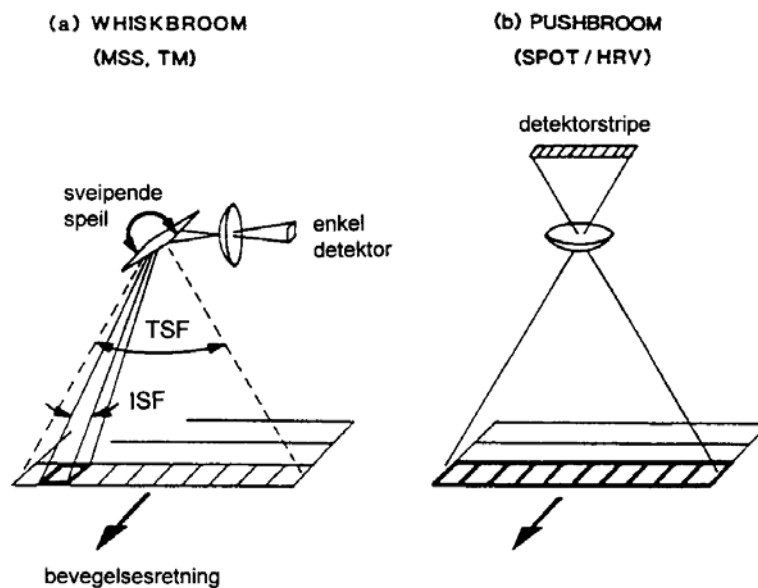


Figur 3.10 Reflektanskurver for sjøvann med økende konsentrasjon av forskjellige oppløsninger.

økt tilbakespredningen for alle bølgelengder, men sterkest i rødt. Panel d) demonstrerer økt konsentrasjon av organisk materiale (gulstoff). Det fører til særlig økt absorpsjon i blått og grønt, og resultatet blir at reflektansen får et maksimum i gult, og havoverflaten får dermed en gulffarge.

3.4 KARAKTERISTIKKER AV OPTISKE SENSORER

Prinsippet for jordobservasjon er at en sensor montert på fly eller satellitt måler elektromagnetisk energi reflektert eller emittert fra bakken og eller atmosfæren. Det er hovedsakelig to typer scannere som brukt for bildedannende sensorer: *whiskbroom* og *pushbroom*. Som demonstrert i Figur 3.11 består *whiskbroom*-sensoren av et sveipende speil som reflekterer innstrålt energi mot en enkelt detektor. Et sveip tilsvarer en linje med bildeelementer (pixler). For et arealfoto vil et pixel representere et lite arealelement av det bakkeområdet som scenen dekker. Bildet bygges opp ved at speilet sveiper fra side til side på tvers av satellittens bevegelsesretning langs banen. *Pushbroom*-sensoren består av en stripe med mange detektorer slik at hele



Figur 3.11 Scanningmetoder for bildedannende sensorer.

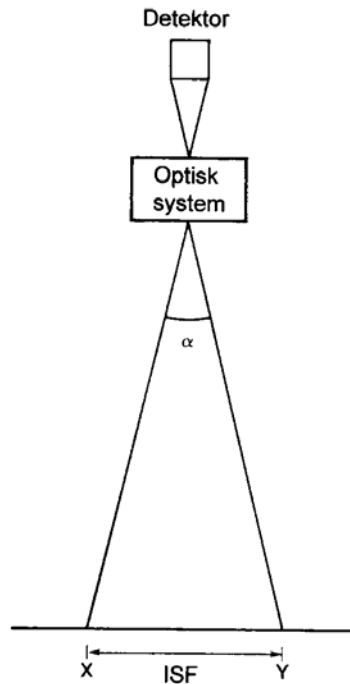
sporbredden, d.v.s. det totale synsfeltet (TSF) avbildes simultant. Hvert pixel i bildet er assosiert med en tallverdi som representerer et mål på den elektromagnetiske energien som ble strålt inn mot detektoren.

3.4.1 Romlig Oppløsning

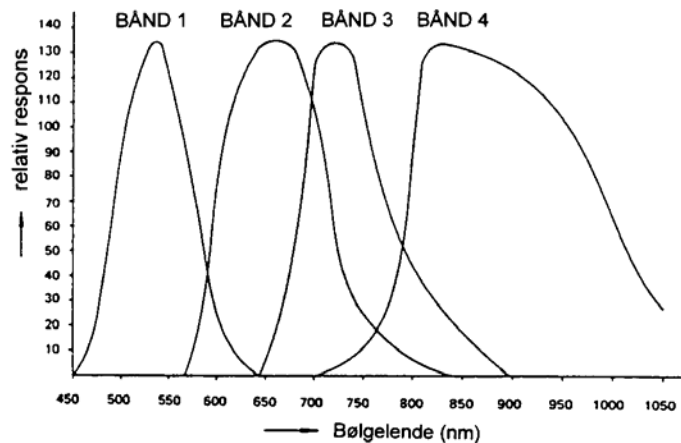
Romlig oppløsning til et bildedannende system er ikke noe enkelt konsept å definere. Det kan gjøres på en rekke forskjellige måter, men den mest vanlige er å referere til det instantane synsfeltet (ISF) til det optiske sensoren basert på geometriske egenskaper. ISF er i teorien definert som det området på bakken som detektoren kan observere instantant fra en gitt høyde. ISF kan måles på to måter: som vinkelen α i Figur 3.12, eller ekvivalent som distansen XY på bakken (merk at XY i realiteten er diameteren til et sirkulært synsfelt). Det virkelige ISF vil imidlertid avvike noe fra det teoretiske. Ingen satellitt går i en perfekt stabil bane, f.eks. vil høyden variere med flere titalls kilometer fra den nominelle høyden. I praksis vil en kunne se objekter som er mindre enn et pixel dersom de står i sterk kontrast mot bakgrunnen, f.eks. veier og bygninger, isfjell på åpent hav o.s.v.

3.4.2 Spektral Oppløsning

En annen viktig egenskap til et optisk bildesystem er den spektrale oppløsningen. Figur 3.13 viser filterkarakteristikkene til LANDSAT MSS (multispektral sensor). Når vi oppgir den spektrale oppløsningen referer vi simpelthen til bredden av hvert av båndene. Siden det ikke vil være praktisk mulig å måle reflektansen kontinuerlig som funksjon av bølgelengde, må en velge et sett av spektrale bånd avhengig av formålet med jordobservasjonssatellitten. At f.eks. vann, frisk vegetasjon og jord reflekterer sollyset forskjellig som funksjon av bølgelengde (se Figur 3.8) muliggjør å skjelne disse overflatetyperne fra hverandre ved et passende valg av spektrale bånd/kanaler.



Figur 3.12 Angulært synsfelt α projisert ned til XY på bakken.



Figur 3.13 Bølgelendebånd til LANDSAT MSS.

3.4.3 Radiometrisk Oppløsning

Et radiometer er et passivt instrument til måling av elektromagnetisk stråling. Radiometrisk oppløsning eller radiometrisk følsomhet, referer til den minste intensitetsforskjellen som kan måles med radiometeret. Følsomheten avhenger av hvor mange tallverdier/nivåer som er til rådighet for å representere de målte data. Siden vi her snakker om digitale data mener vi diskrete nivåer. Dataene lagres som binære tall. Et binært tall har to som grunntall. Et system med n -bits oppløsning vil kunne skjelne mellom 2^n energinivåer. Det vil si at et system med 8-bits oppløsning vil kunne differensiere mellom $2^8 = 256$ energinivåer. Som vi skal komme tilbake til i avsnitt 5.1, vil det tilsvare 256 forskjellige gråtoneverdier i bildet. Med 2-bits oppløsning vil vi kunne skjelne mellom 2 nivåer, noe som er tilstrekkelig for en svart-hvit presentasjon. Generelt kan en si at desto flere nivåer jo bedre vil detaljenivået i dataene være.

3.5 EKSEMPLER PÅ OPTISKE SENSORER

Det er et stadig økende antall satellitter som settes i bane til bruk for militær spionasje og sivile jordobservasjonsformål. Enhver satellitt har en hovedoppgave, og instrumentene ombord er designet for å løse denne oppgaven på en optimal måte. I dette kapitlet skal vi trekke frem sentrale optiske sensorer brukt til JO-formål og belyse deres spesifikasjoner med henblikk på de oppgaver de er satt til å tjene. Vi skal begrense oss til polarbanesatellitter og se på satellitter viet til meteorologiske og oseanografiske observasjoner; klassifisering av jordoverflatematerialer og ressurskartlegging på land; og kartlegging av havfarger viktig for å studere bl.a. primærproduksjon og forurensing i havet. Vi skal ta nå i tur og orden ta for oss kameraet ombord på hver av de amerikanske satellittene NOAA og LANDSAT og SeaStar.

3.5.1 NOAA AVHRR

NOAA-serien av satellitter er viktige for mange anvendelser, men har meteorologiske og oseanografiske observasjoner som hovedformål. Baneparametrene for NOAA-satellittene er vist i Tabell 3.2. Det har vært et mål for NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) å ha to satellitter oppe til enhver tid. To sett krysningpunkter av baneplanet ved ekvator er derfor vist i tabellen. Omløpstiden er ca. 102 minutter noe som tilsvarer 14 fulle omløp per døgn.

BANETYPE	SIRKULÆR, SOLSYNKRON
Banehøyde	830-870 km
Inklinasjon	ca. 99 ⁰ (nærpolar)
Baneplanetets krysning ved Ekvator	(i) 07:30 og 19:30 (ii) 14:00 og 02:00

Tabell 3.2 Baneparametre for NOAA-satellitten.

Satellitten har et kamera ombord, AVHRR instrumentet. AVHRR er en forkortelse for *Advanced Very High Resolution Radiometer*. AVHRR instrumentet har fem kanaler som spesifisert Tabell 3.3 nedenfor.

Kanal	Bølgelengde (μ)	ISF (km) i nadir
1 (SYN)	0,58-0,68	1,1
2 (SYN/NIR)	0,725-1,10	1,1
3 (TIR)	3,55-3,93	1,1
4 (TIR)	10,3-11,3	1,1
5 (TIR)	11,5-12,5	1,1

Tabell 3.3 Spesifikasjon av bølgelengde og instantant synsfelt for de fem kanalene til NOAA AVHRR.

AVHRR instrumentet har en åpningsvinkel på $\pm 56^0$. Når satellitten flyr i en høyde på 850 km over bakken tilsvarer det en sporbredde på ca. 3000 km. En konsekvens av den store sporbredde er at romlig oppløsningsevne blir lav, 1,1 km ved nadir og avtar til 5,5 km ut mot sporets ytterkanter. Fordelen med den store sporbredde er

imidlertid global dekning for to lokale tidspunkt per døgn (korresponderende til nord og sydovertkryssninger).

Som vi ser av Tabell 3.3 har satellitten en kanal for synlig lys (SYN), en for synlig/nærinfrarødt (SYN/NIR), og tre i termisk infrarødt (TIR). Sammenholder vi Tabell 3.3 med Figur 3.5 ser vi at alle kanalene er lagt til bølgelengdeområder hvor atmosfæren er transparent. Det er data fra kanal 1 som normalt vises på TV i forbindelse med værvarsling. Kanalen kan brukes til å studere skyer, samt isvarsling. Den er videre egnet for observasjon av lavtrykk og til å avlede fronter mellom værsystemer. Kanal 2 (SYN/NIR) dekker et spektralområde som har høy refleksivitet for vegetasjon (jf. Figur 3.10), og er godt egnet for vegetasjonsovervåking. Kanal 3, 4, og 5 kan alle anvendes for målinger av havets overflatetemperatur (jf. oppgave 3.2). Kanal 3 er spesielt velegnet for slike målinger fordi den molekylære absorpsjonen er lav, men den reflektert solstråling utgjør imidlertid et problem på dagtid (Fig 3.7). Kanal 3 er dessuten den kanalen som er best egnet for overvåking av vulkansk aktivitet og skogbranner.

AVHRR instrumentet har 10-bits oppløsning. Det betyr at AVHRR kan skjelle mellom 1024 energinivåer. For termisk stråling er strålingsenergien lineært proporsjonalt med temperaturen til den overflata som stråler mot instrumentet. Temperatur-oppløsningen til instrumentet, d.v.s. forskjellen i temperatur mellom to energinivåer på 0,15 K. D.v.s. AVHRR instrumentet er meget godt egnet for å måle overflatetemperaturer.

En mer detaljert beskrivelse av AVHRR instrumentet henvises til følgende web-adresse: <http://www.geo.mtu.edu/rs/avhrr/>.

3.5.2 LANDSAT TM

LANDSAT (Figur 3.14) var i 1972 den første jordobservasjonssatellitten egnet til å gi en global dekning av jordoverflaten på regulær basis, og nå flyr nummer 4 og 5 i rekken. Baneparametrene for LANDSAT er gitt i Tabell 3.4. LANDSAT flyr en nærpolar solsynkron bane og har en banepriode på 98,9 minutter.

Hovedinstrumentet ombord går under forkortelsen TM som står for *Thematic Mapper*. TM har syv kanaler som spesifisert Tabell 3.5 nedenfor. Skiller rødt, grønt og blått i det synlige området, tre kanaler i området nærinfrarødt - infrarødt og en kanal ideell for måling av overflatetemperaturer. Tar vi igjen et tilbakeblikk på Figur 3.5 ser vi at kanalene er vel sentrerte i atmosfæriske vinduer hvor molekylær absorpsjon er minimal.

Som vist i Figur 2.6 er sporbredde til LANDSAT 185 km og en repetisjonsperiode på 16 døgn er valgt for å oppnå en global dekning. Den romlige oppløsningen (ISF) til LANDSAT TM derimot 30 ganger bedre sammenlignet med NOAA AVHRR.



Figur 3.14 Illustrasjon av jordobservasjonssatellitten LANDSAT 5 (Kilde: NASA).

BANETYPE	SIRKULÆR, SOLSYNKRON
Banehøyde	705 km
Inklinasjon	ca. 98,2⁰ (nærpolar)
Repetisjonssyklus	16 dager
Baneplanets krysning ved ekvator	09:45

Tabell 3.4 Baneparametre for LANDSAT 5.

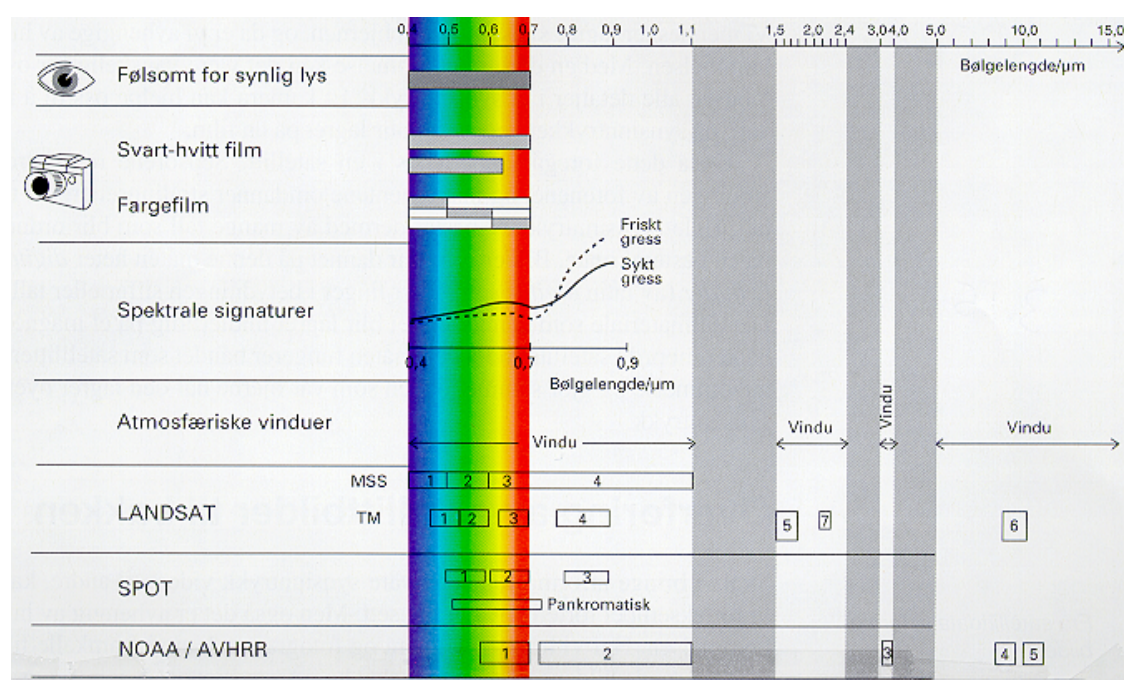
Kanal	Bølgelengde (μ)	ISF (m)
1 (BLÅ)	0,45-0,52	30
2 (GRØNN)	0,52-0,6	30
3 (RØD)	0,63-0,69	30
4 (NIR)	0,76-0,9	30
5 (MIR)	1,55-1,75	30
7 (MIR)	2,1-2,35	30
6 (TIR)	11,5-12,5	120

Tabell 3.5 Spesifikasjon av bølgelengde og instantant synsfelt for de syv kanalene til LANDSAT TM.

Figur 3.15 illustrerer bl.a. en sammenstilling av de spektrale båndene til LANDSAT TM og NOAA AVHRR. Vi ser at kanal 1 på NOAA AVHRR har godt overlapp med kanal 2 og 3 på TM, kanal 2 på AVHRR inkluderer TM's kanal 4, og kanal 4 og 5 på AVHRR korresponderer med TM's kanal 6. D.v.s. at begge satellittene kan brukes til vegetasjonskartlegging, AVHRR global grovkartlegging med god temporær oppløsning, og LANDSAT TM til detaljert kartlegging regionalt. TM vil kunne differensiere mellom plantesorter, vekstfaser og sykdomstegn på en bedre måte i og med at den har bedre spektral og romlig oppløsning. Fordelen med AVHRR er imidlertid full global dekning hvert døgn og bedre rustet til å overvåke dramatiske

endringer på større skala. Begge systemene kan observere overflatetemperatur. LANDSAT TM har 8 bits oppløsning, og kan skjelne mellom 256 energinivåer mens AVHRR skjelner mellom 1024 energinivåer. Dette gjør at NOAA AVHRR er overlegen til å måle temperaturer på store overflater (skytemperaturer og overflatetemperatur på hav). På bakgrunn av denne betraktningen er det lett å forstå at NOAA AVHRR har som hovedformål å tilveiebringe meteorologiske og oseanografiske data, mens LANDSAT TM er designet for detaljekartlegging av overflatedekket på landjorda.

For de interesserte kan fyldig historie om LANDSAT-programmet, detaljer om instrumentering, og artikler om data og fortolkning av bilder finnes på hjemmesiden til LANDSAT: <http://geo.arc.nasa.gov/sge/landsat/landsat.html>.



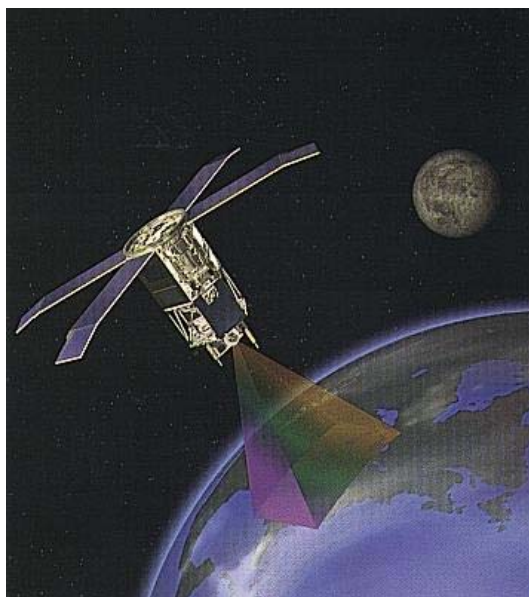
Figur 3.15 En sammenstilling av de spektrale båndene for satellittene LANDSAT, SPOT og AVHRR.

3.5.3 SeaStar SeaWiFS

SeaWiFS er et instrument som har til oppgave å overvåke havets tilstand, som f.eks. forurensing, algeoppblomstring og primærproduksjon. La oss først grunne litt på hvilke egenskaper et slikt kamera bør ha. Vel, det vil være viktig med god fargeoppløsning (jf. spektralrespons for havvann i Figur 3.10), d.v.s. god spektral oppløsning. I tillegg ønsker vi global dekning med god tidsoppløsning, noe som vi kan la gå på bekostning av romlig oppløsning, siden det er store flater som skal overvåkes. D.v.s. at vi ønsker oss en sensor som har bedre spektral oppløsning enn LANDSAT TM, men med en sporbredde opp mot NOAA AVHRR.

SeaWiFS er spesielt utviklet for å overvåke havfarger og detektorens spesifikasjoner er listet i Tabell 3.6. SeaWiFS har to moder for romlig oppløsning. ISF på 1,1 km og

en sporbredde på 1500 km, eller ISF på 4,5 km og en sporbredde på 2,800 km. Den lavoppløselige moden gir full global dekning i løpet av et døgn. For overvåking av



Figur 3.16 Satellitten SeaStar (Kilde: NASA).

Kanal	Bølgelengde (nm= $10^{-3} \mu$)	ISF (km) nadir
1	402-422	1,1/4,5
2	433-453	1,1/4,5
3	480-500	1,1/4,5
4	500-520	1,1/4,5
5	520-545	1,1/4,5
6	660-680	1,1/4,5
7	745-785	1,1/4,5
8	845-885	1,1/4,5

Tabell 3.6 Spesifikasjon av bølgelengde og instantant synsfelt for SeaWiFS' åtte kanaler.

BANETYPE	SIRKULÆR, SOLSYNKRON
Banehøyde	705 km
Inklinasjon	ca. 98,2⁰ (nærpolar)
Baneplanetets krysning ved ekvator	12:00 ± 20 min

Tabell 3.7 Baneparametre for SeaStar.

store havflater er det viktigere med global dekning og god tidsoppløsning enn med god romlig oppløsning. Vi merker oss at det er syv kanaler i den synlige delen av spekteret og en i NIR. Det har aldri tidligere vært fløyet et satellitt instrument med så

god spektral oppløsning, og satellitten forventes å ha stort potensiale til å overvåke tilstanden i havet. SeaWiFS flys av satellitten SeaStar (Figur 3.16) som ble satt i bane 8. mars, 1996. I likhet med LANDSAT flyr SeaStar i en høyde på ca. 705 km, lavpolar solsynkron bane. Baneparametrene er gitt i Tabell 3.7.

SeaWiFS har også en fyldig hjemmeside med blant annet et flott bildegalleri. Et besøk til hjemmesiden <http://seawifs.gsfc.nasa.gov/seawifs.html> kan anbefales for detaljebeskrivelse av instrumentet og ikke minst for et godt eksempelmateriale på bruk av instrumentet til JO-formål.

3.6 OPPGAVER

Oppgave 3.1

Benytt Wiens forskyvningslov til å finne bølgelengden λ_{\max} for maksimal stråling for følgende verdier av temperaturen $T = 100, 200, 300, 400, 600, 800$ og 1000 K. Sammenhold de beregnede verdiene med kurvene i Figur 3.1.

Oppgave 3.2

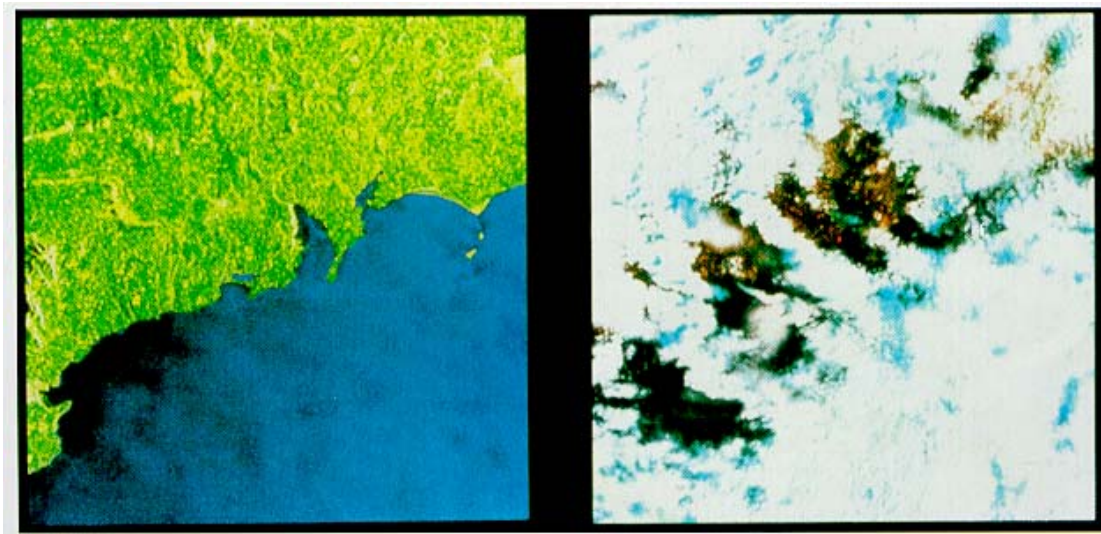
Bestem senterbølgelengden til hver av de 5 kanalene til NOAA AVHRR. For hver kanal, beregn hvilken sort strålingstemperatur som gir maks utstråling korresponderende til senterbølgelengden. Diskuter mulig bruk av de termisk infrarøde kanalene.

Oppgave 3.3

Hva er det relative forholdet mellom Rayleigh spredning av rødt lys med bølgelengde $0,63 \mu$ og blått lys med $0,43 \mu$?

4 MIKROBØLGERADAR

Radarsatellitter har enestående fordeler ved at de ser gjennom skydekke, ser like godt om natta som om dagen, og ikke lar seg affisere av atmosfæriske forhold. Figur 4.1 viser et radarbilde og et optisk bilde tatt samme formiddag over Waterford i Irland. Bilde til høyre ble tatt med LANDSAT TM og er ubrukelig p.g.a. tett skydekke, mens bildet fra radarsatellitten ERS-1 ikke lar seg påvirke av værforhold.



Figur 4.1 Bildet til venstre er tatt med mikrobølgeradaren ombord på ERS-1, og bildet til høyre er fra LANDSAT 5. Begge bildene ble tatt på formiddagen 9. august 1991, og dekker det samme geografiske område (Kilde: ESA).

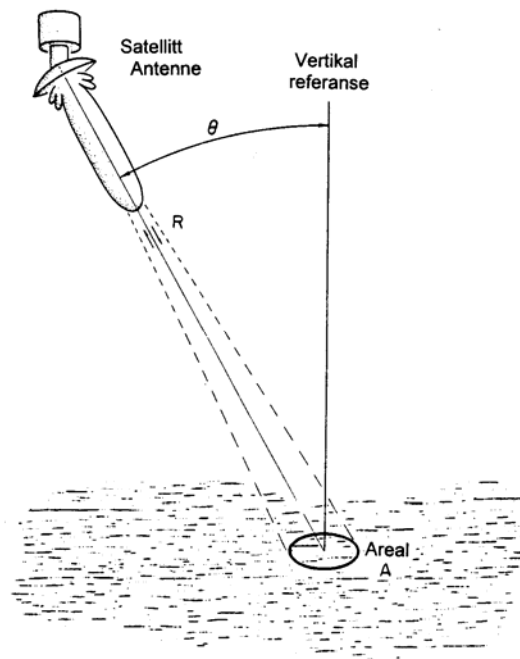
I dette kapitlet skal vi gi en kort innføring i hovedprinsippene for bildedannende radarsystemer, og forsøke å gi en forenklet beskrivelse av radarens virkemåte. Vi vil trekke frem SAR (Syntetisk Aperture Radar) instrumentet som flys av de europeiske ERS-satellitene som et eksempel.

4.1 RADARENS VIRKEMÅTE

RADAR er en forkortelse for *R*ADIO *D*etecting *A*ND *R*anging, som på norsk kan oversettes til peiling og avstandsmåling ved hjelp av radiobølger. I prinsippet brukes radiobølger til å fastslå et objekts tilstedeværelse samt og måle avstanden til objektet. Figur 4.2 viser geometrien til en satellittantenne som belyser et overflateareal på bakken. Tilbakespredt effekt P_M kan uttrykkes som

$$P_M = P_S \cdot G^2 \cdot \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \cdot \sigma \quad (4.1)$$

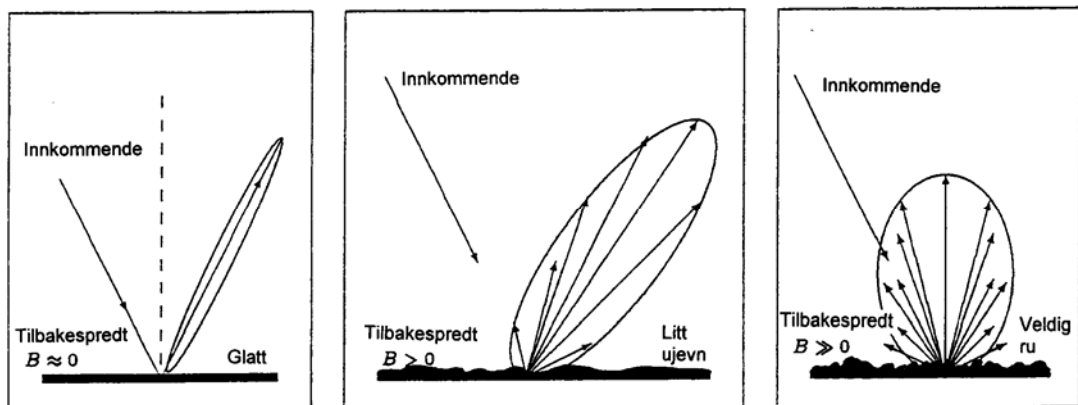
hvor P_S er utsendt effekt, G er antennegain (avhengig av antennes egenskaper), λ er bølgelengde, og R er avstanden til objektet, og σ er spredningstverrsnittet. Høyresiden



Figur 4.2 Radargeometrien for å beskrive tilbakespredning fra et overflateareal A.

av Ligning 4.1 sier oss at tilbakestrålt effekt er et produkt av de fire faktorer: 1. og 2. faktor er utsendt energi og antenneegenskaper, 3. faktor angir strålingstap i rommet, og 4. faktor er spredningstverrsnittet som angir spredningsegenskapene til objektet. For en gitt antennekonfigurasjon er det kun avstanden R til objektet og spredningstverrsnittet σ som er variable. Avstanden til objektet måles ved hjelp av tidsforsinkelsen mellom utsendt radarpuls og mottatt ekko.

Spredningstverrsnittet σ avhenger først og fremst av størrelsen av overflatestrukturene i forhold til bølgelengden av strålingen. Grovt sett kan vi si at radaren opplever en overflate som røff/ru eller slett. Som demonstrert i Figur 4.3 vil tilbakespredningen øke med overflatas ruhet. Glatte overflater vil reflektere energien i retning vekk fra radaren, mens en ru overflate vil spre noe energi tilbake mot radaren.



Figur 4.3 Tilbakespredning øker med overflatas ruhet. Den glatte overflaten til venstre vil gi refleksjon vekk fra radaren og blir således usynlig for radaren.

Om en radaren opplever en overflate som ru eller glatt avhenger av bølgelengden til radarsignalet, innfallsvinkelen θ_i og skalahøyden h til ujevnheterne.

En tommelfingerregel er at radaren opplever flata som ru dersom

$$h > \frac{1}{4} \lambda \cos \theta_i \quad (4.2a)$$

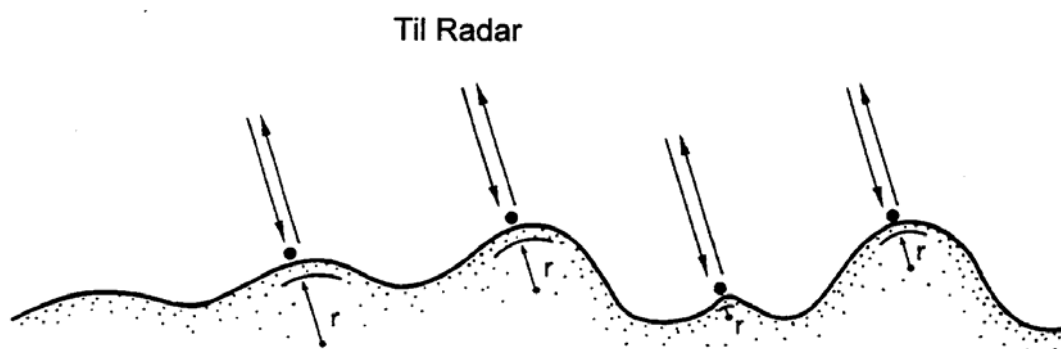
og glatt dersom

$$h < \frac{1}{25} \lambda \cos \theta_i \quad (4.2b)$$

I tillegg til overflatas struktur (ruhet), vil radarekkoet avhenge av overflatas geometriske egenskaper/strålingens innfallsvinkel samt dielektriske egenskaper til mediet. Mekanismene for mikrobølgers interaksjon med overflater er svært komplekse og vi skal begrense oss til en deskriptiv og forenklet behandling av problemene. Vi skal skille mellom to typer tilbakespredning:

- spekulær punktspredning (fasettspredning)
- resonant spredning (Braggspredning)

Fasettspredning er illustrert i Figur 4.4 og er tilbakespredning fra små fasetter (elementer) som er orientert slik at de reflekterer energien tilbake til radaren. Styrken av den tilbakespredte energi vil avhenge av krumningsradius til overflaten i fasettpunktene. Den spekulære punktspredningen vil alt vesentlig komme fra områder som står vinkelrett på den innfallende strålingen, og er viktigst i tilfeller hvor innfallsvinkelen θ_i er liten.

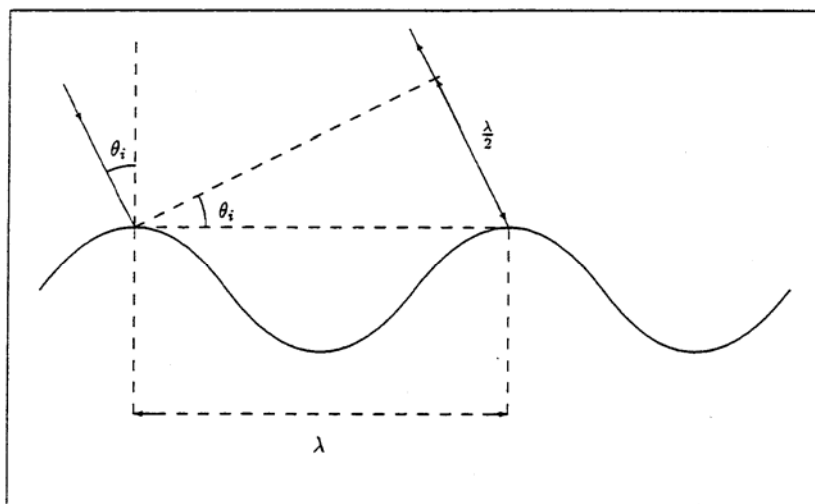


Figur 4.4 Fasettspredning forekommer når flatelementer er slik orientert at de reflekterer energi tilbake i radarens retning.

Resonantspredning er illustrert i Figur 4.5. Resonantspredning oppstår når overflaten har et regulært mønster som fungerer som et diffraksjonsgitter. Konstruktiv interferens i fjernfeltet oppstår når Braggbetingelsen er oppfylt,

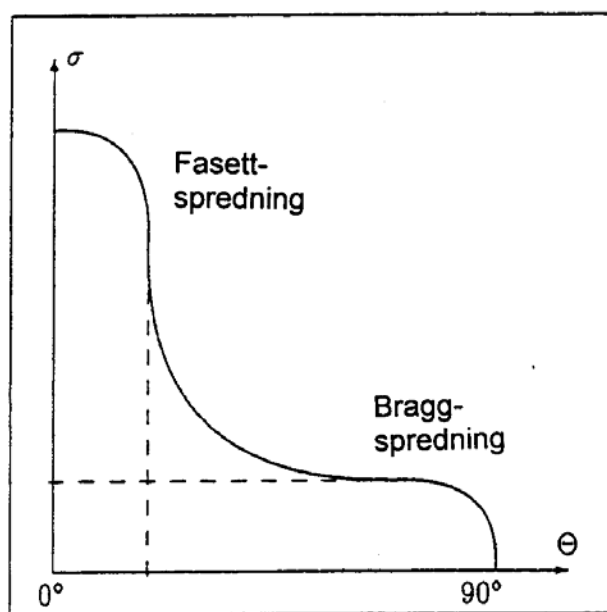
$$\lambda_s \sin \theta_i = n \frac{\lambda}{2} \quad (4.3)$$

hvor λ_s er gitteravstanden eller bølgelengden til overflatestrukturen, og n er et lite heltall. Prinsippet er analogt med resonant spredning av røntgenstråler fra atomstrukturer i molekylerne (røntgenkristallografi). I praksis vil resonantspredning lettest kunne oppnås når bølgelengden til overflatemønsteret og radaren er av samme størrelsesorden. Denne type tilbakespredning vil i motsetning til fasettspredning være viktig også for større innfallsvinkler.



Figur 4.5 Geometrien til to bølger som interfererer konstruktivt i fjernfeltet ved at betingelsen $\lambda_s \sin \theta_i = \lambda / 2$ er tilfredsstillt (Wahl & Jørgensen, 1992).

Spredningstverrsnittet σ fra en vilkårlig overflate kan i prinsippet beskrives om en sammensetning av fasett- og Braggspredning. Dette er illustrert i Figur 4.6. Fasettspredning dominerer for små innfallsvinkler mens Braggspredning overtar for vinkler større enn 25 grader.

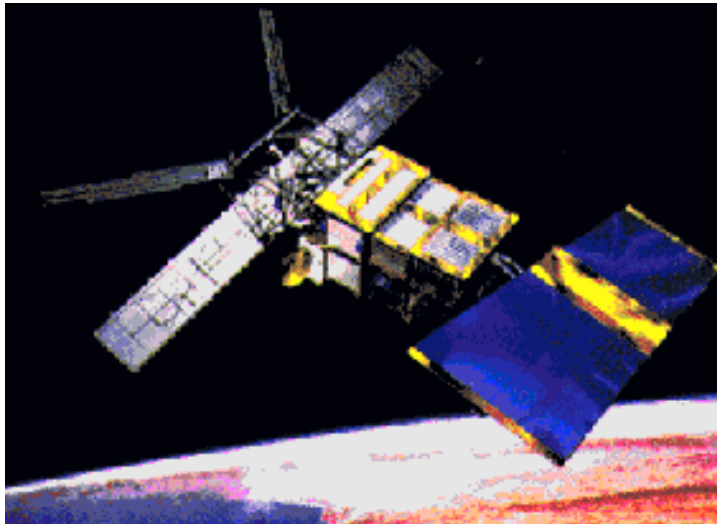


Figur 4.6 Sammensatt modell som inkluderer både fasett- og Braggspredning (Wahl & Jørgensen, 1992).

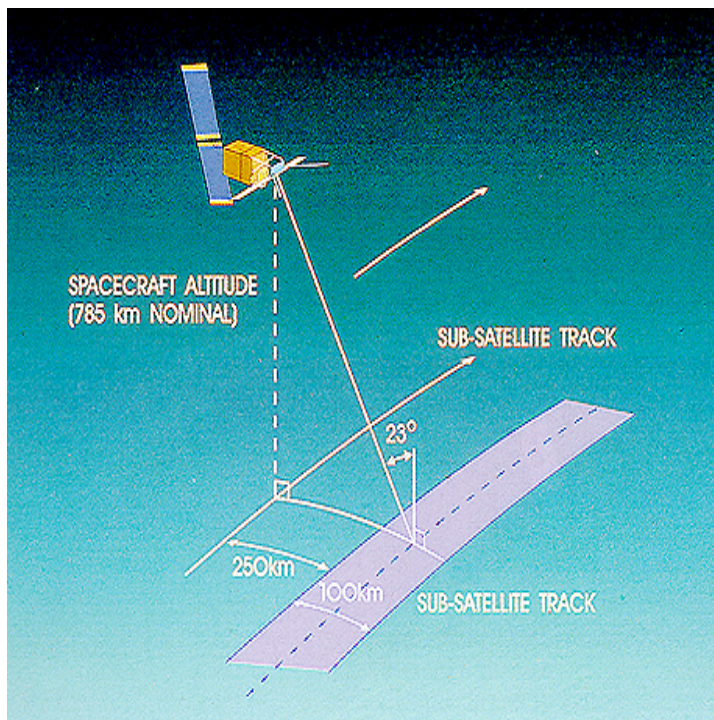
4.2 EKSEMPLER PÅ MIKROBØLGERADARER

4.2.1 ERS-2 SAR

ERS-2 vist i Fig. 4.7 er en Europeisk satellitt bygget av European Space Agency (ESA). ERS-2 er etterfølgeren til ERS-1. Radarsatellitten er blant annet instrumentert med en bildedannende radar, SAR. SAR er en forkortelse for *Syntetisk Aperture Radar*.



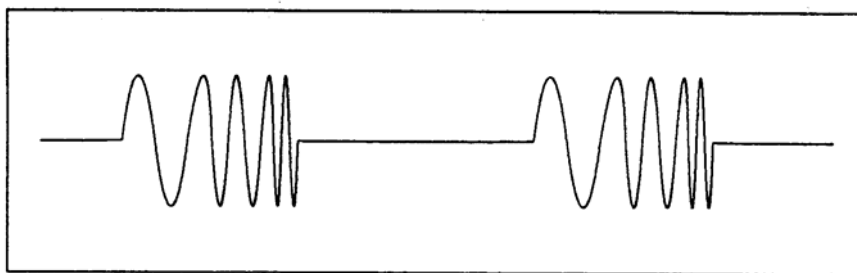
Figur 4.7 Bilde av den Europeiske radarsatellitten ERS-2. ERS-2 er etterfølgeren av ERS-1, og den interesserte leser henvises til ESA's jordobservasjonsside (<http://services.esrin.esa.it/>) for en fylldig beskrivelse av ERS-satellittene og ESA's jordobservasjonsprogram (Kilde: ESA).



Figur 4.8 Geometrien for SAR-instrumentet (Kilde: ESA).

Figur 4.8 viser geometrien til SAR-instrumentet. SAR antennen er en 10 meter lang antenne orientert langs satellittens bevegelsesretning. Antennen ser skrått ut mot høyre, 23° ut fra nadir. Korte radarpulser sendes ut mot det 100 km brede sporet, og et bilde bygges opp ved hjelp av målte tidsforsinkelser og dopplerforskyvninger av de reflekterte signalene.

For å oppnå høy oppløsning i avstandsmålingene, benyttes en FMchirp generator for å frekvensmodulere pulsene. 2 frekvensmodulerte pulser er vist i Figur 4.9. Fordelen med frekvensmodulering er at ekkofra to nabomål som overlapper tid, vil kunne skjelnes fra hverandre ved at de er i forskjellig instantan fase.



Figur 4.9 Frekvensmodulert pulstog.

Oppløsning i asimut oppnås ved å registrere både amplitude og fase av de reflekterte signalene langs banen. Pulser blir sendt ut ved regulære intervaller mens SAR antennen er i kontinuerlig bevegelse langs banen. Når ekkosignalene blir lagret og addert, blir en lang effektiv antenne syntetisert i rommet. Det er en viktig forskjell mellom en antenne med reell aperture (RAR) og en med syntetisk aperture (SAR). For en reell aperture radar, er bare en enkelt puls utsendt, mottatt og fremstilt som en enkel linje. For en antenne med fysisk lengde på 10 meter gir denne strålen en romlig oppløsning på bakken på 1-2 km. For den syntetiske antenne derimot, vil hvert objekt som belyses produsere et stort antall reflekterte pulser mens satellitten flyr. Disse vil bli lagret og bearbeidet på en slik måte at en syntetisk antenne på flere kilometers utstrekning vil simuleres med en oppløsning på et titalls meter på bakken. For klassisk antenneteori kan beambredden (åpningsvinkelen), β , hvor utsendt effekt er redusert til halvparten av topeffekten uttrykkes som

$$\beta = k \frac{\lambda}{D} \quad (4.4)$$

hvor λ er bølglengden, D er dimensjonen av antenne-aperturen, og k er en numerisk faktor som avhenger av antennens egenskaper, som er av størrelsesorden 1. For ERS-1 er lengden av den syntetiske antenne ca. 8000 meter.

Tabell 4.1 viser nøkkelparametrene for SAR-instrumentet. Den utsendte topeffekten på 4,8 kW er så høy at operasjonstiden for dette instrumentet må begrenses til ca. 10 minutter per omløp. Dataraten på 100 Mbit per sekund er også for høy til å tillate datalagring ombord på satellitten, slik at registreringer med dette instrumentet er begrenset til områder som sees av en bakkestasjon.

Topp effekt (peak power)	4.8 kW
Antennestørrelse	10m x 1m
Romlig oppløsning (3 looks)	30 m
Sporbredde	100 km
Innfallsvinkel (θ_i)	20^0 - 26^0
Frekvens	5,3 GHz
Datarate	100 Mbit/s

Tabell 4.1 Nøkkelparametre for SAR-instrumentet.

En bølgefrequens på 5,3 GHz svarer til en bølgelende på

$$\lambda = \frac{3 \times 10^{-8} \text{ ms}^{-1}}{5,3 \times 10^9 \text{ s}^{-1}} = 5,7 \text{ cm}.$$

Innfallsvinkler mot bakken på ligger i området 20^0 - 26^0 D.v.s. at SAR med hensyn til spredningsmodeller ligger i overgangsområdet mellom fasett- og Braggspredning (jf. Figur 4.6).

4.2.2 ERS-2 Radar-Altimeter

Et altimeter eller en høydemåler er en nadir-pekende pulset radar for nøyaktige målinger av avstanden til den reflekterende flaten, som f.eks. kan være land, hav, havis eller isbreer. Spesifikasjonene for altimeteret ombord på ERS-2 er gitt i Tabell 4.2. Høyden bestemmes ut fra tidsforsinkelsen mellom utsendt puls og tilbakereflektert ekko. Som for SAR blir FMchirping av pulsene benyttet for å bedre høydeoppløsningen (jf. Figur 4.9). Effekten av ekkoet er avhengig av overflaten som reflekterer. I tilfellet for hav er det avhengig av hvor opprørt havoverflata er, d.v.s at det er en sammenheng mellom vindstyrke og effekten til ekkoet.

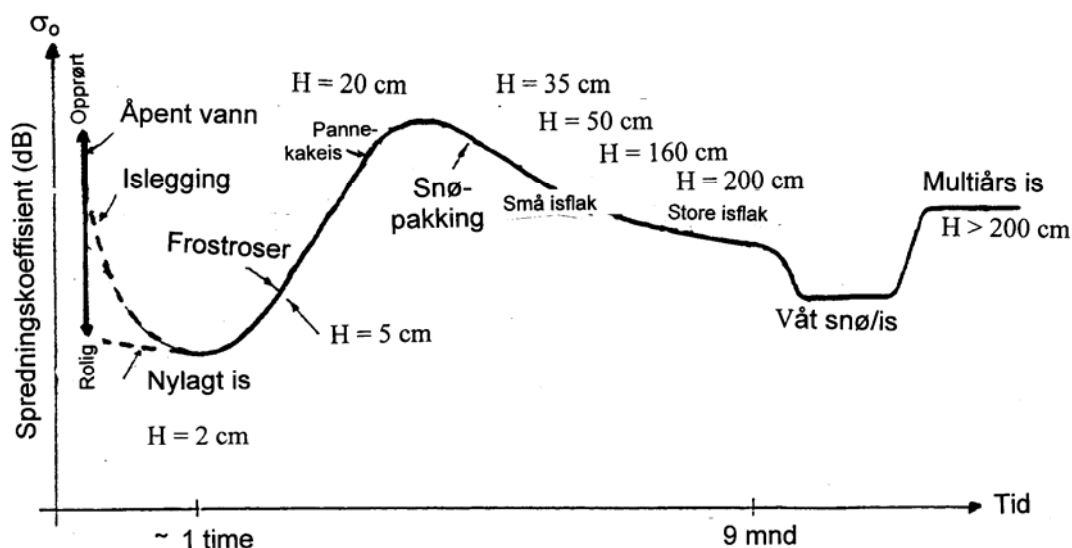
Høyde over havet	2 m absolutt, ± 10 cm relativt
Frekvens	13,8 GHz
Pulslengde	20 μm
Utsendt toppeffekt	55 W

Tabell 4.2 Nøkkelparametre for radar-altimeteret.

4.3 MIKROBØLGESIGNATURER FOR HAVIS

For en mikrobølgeradar er det spredningstverrsnittet σ som inneholder informasjon om selve objektet og som gir oss muligheten til å klassifisere overflatematerialer. For optiske sensorer benyttes spektral informasjon til å skjelne mellom forskjellige typer objektoverflater. La oss studere et eksempel på hvordan istyper kan klassifiseres ved hjelp av SAR.

De viktigste faktorer for tilbakespredning av mikrobølger er isens alder, saltinnhold og overflatestrukturer. Figur 4.10 illustrerer variasjon i tilbakespredningskoeffisienten σ_0 (normalisert versjon av spredningstverrsnittet) som funksjon av isens alder. Figuren er etablert for på grunnlag av ERS-1 SAR data.



Figur 4.10 Spredningskoeffisient for havis som funksjon av isens alder.

Starter vi fra venstre med åpent hav, ser vi at tilbakespredningen avhenger av om havet er rolig eller opprørt. Vi husker at SAR ser skrått ned mot havoverflata (Fig. 4.8). Speilblankt hav gir refleksjon vekk fra radaren og liten eller ingen tilbakespredning. Bølgeaktivitet skaper en ru overflate og som gir økt tilbakespredning mot satellitten. Det er kapillarbølgene (på noen centimeters bølgelende) som er viktigst for tilbakespredning fra havoverflata. Nylagt is gir også totalrefleksjon vekk fra satellitten, og kan ikke skiller fra en speilblank havoverflate. Når isen tykner til dannes frostroser som øker tilbakespredningen. Brytes isen opp i isflak, dannes mange irregulære flater med gode refleksjonsegenskaper. Tilbakespredningen vil deretter avta etterhvert som isflakene vokser seg større. Mot sommeren går kurven bratt ned mot et nytt lavnivå for våt is. Vann gjør det umulig å aldersbestemme isen. Videre legger vi merke til at multiårsis har bedre tilbakespredningsegenskaper enn førsteårs is. Dette skyldes at mikrobølgene trenger lengre ned i gammel is med mindre saltinnhold noe som fører til spredning fra et større volum.

4.4 OPPGAVER

Oppgave 4.1

Anvend Ligning 4.2 for tilfellet ERS-2 SAR og bestem for hvilke verdier av h overflaten vil oppleves som ru og for hvilke verdier av h overflaten vil oppleves som glatt.

Oppgave 4.2

Anvend Ligning 4.3 for tilfellet ERS-2 SAR og diskuter hvilke bølgelengder til overflatestrukturer som er spesielt gunstige for Braggspredning.

Oppgave 4.3

Bestem asinutoppløsning til en 8000 meter lang SAR-antenne? Hvilken romlig oppløsning vil det tilsvare på bakken for ERS-2 som flyr i en nominell høyde på 785 km? Hva ville oppløsningen vært i tilfelle en 10 meter lang Reell Aperture Radar (RAR)?

Oppgave 4.4

Figur 4.11 viser et SAR-bilde av havis nord for Svalbard. Prøv å gi en fortolkning av bilde ved hjelp av Figur 4.10.



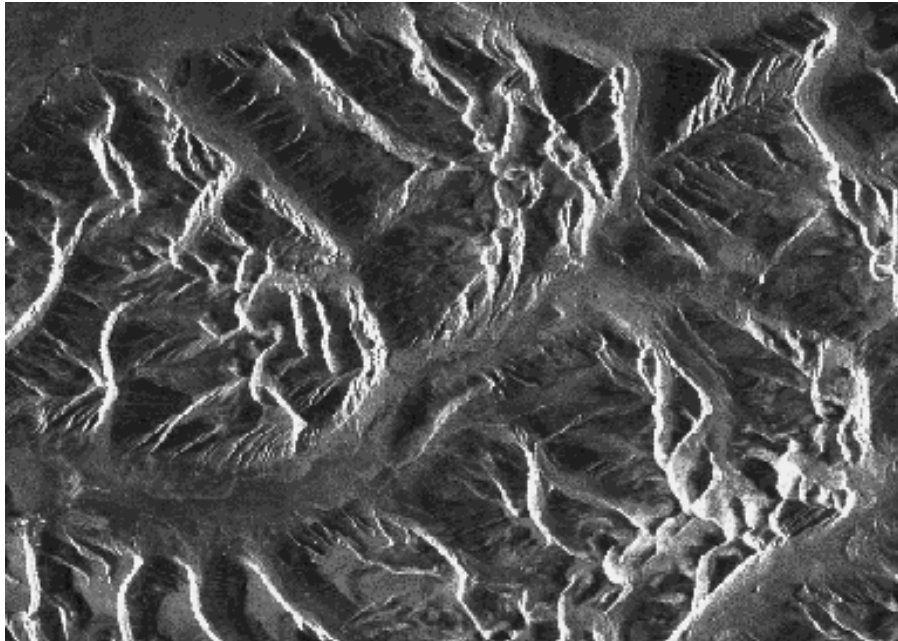
Figur 4.11 SAR bilde av havis nord for Svalbard (ESA/TSS/NERSC).

Oppgave 4.5

Figur 4.12 viser utklipp av en SAR-scene fra et fjellområde på Spitsbergen.

- 1) Forklar hvorfor fjellene er skjøvet over mot en retning.
- 2) Forklar variasjoner i mottatt intensitet. Intensitetsskalaen går fra minimum i svart til maksimum i hvitt.

(Hint: Fra hvilken retning er fjellene blitt belyst av radaren)



Figur 4.12 (Kilde: TSS)

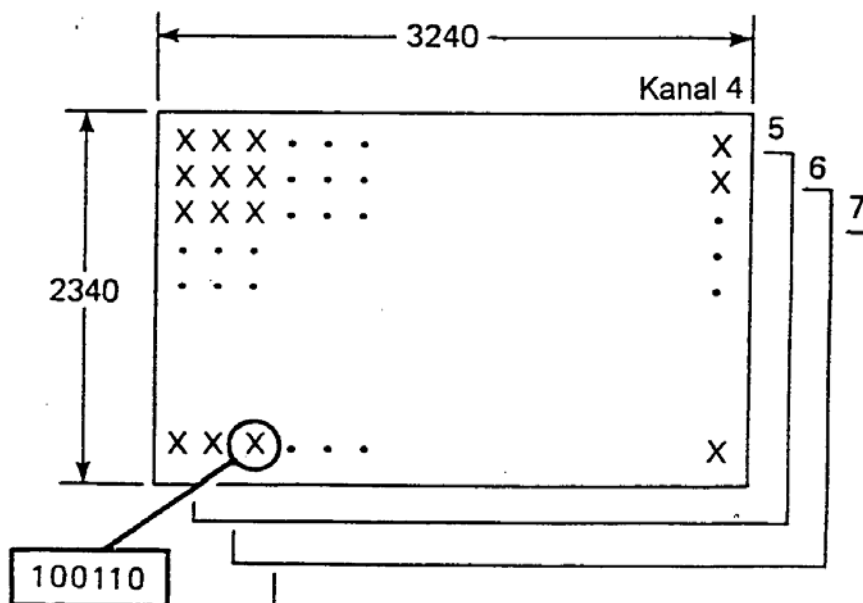
5 DIGITAL BILDEBEHANDLING

Med digital bildebehandling menes generelt manipulering og interpretasjon av digitale bilder ved hjelp av en datamaskin. Digital bildebehandling er et vidt og omfattende felt, men vi skal her nøye oss med en kort innføring av termer og konsepter som blir hyppig brukt ved prosessering av digitale satellittbilder. Innfallsvinkelen er en innføring i bruk av digital bildebehandling som et verktøy for å trekke ut informasjon fra bilder tatt med jordobservasjonssatellitter.

5.1 DIGITALE BILDER

Et digitalt bilde er et bilde representert med tall. Bildet er inndelt i et gitt antall elementer (pixler) som hvert er assosiert med en tallverdi. Jo større pixlene er desto mer grovkornet blir bildet å se til. For et arealfoto vil et pixel representere et lite arealelement av det bakkeområdet som scenen dekker. Pixelverdien er et tall som representerer intensitetsverdi eller gråtone i bildet.

Et satellittbilde kan for eksempel oppnås ved at en satellittbåren sensor måler energien til innfallende stråling for et utvalg av bølgelengdeområder (jf. avsnitt 3.4). Et bølgelengdeområde filtrert ut av det elektromagnetiske spekteret betegnes gjerne som et spektralt bånd eller en kanal. Figur 5.1 viser matriserepresentasjon av et multikanals digitalt bilde. Hvert bildeark (hver kanal) består av linjer (rasters) med pixler. Det digitale bildet vist Figur 5.1 består av 2340 linjer hver med 3240 pixler for kanalene 4-7.



Figur 5.1 Matriserepresentasjon av et multispektralt bilde.

Intensitetsverdien til det angitte pixlet er 100110. Dette er et såkalt binært tall med 2 som grunntall. Vi merker oss at det binære tallet har *seks elementer* som kun kan anta verdiene null og ett (tilsvarende negative og positive ladninger i en datamaskin). Vi sier at bildet har 6 bits oppløsning. Antall intensitetsnivåer ved n bits oppløsning er 2^n . 6 bits oppløsning vil altså si at vi kan skjelle mellom 64 nivåer. De fleste av oss er vant til å forholde oss til tallverdier i titalssystemet, dvs. med 10 som grunntall. Tabell 5.1 nedenfor viser noen eksempler på konvertering fra 2-talls til 10-tallsystemet. Dette arbeidet gjør imidlertid datamaskinen for oss uten at vi trenger å tenke på det.

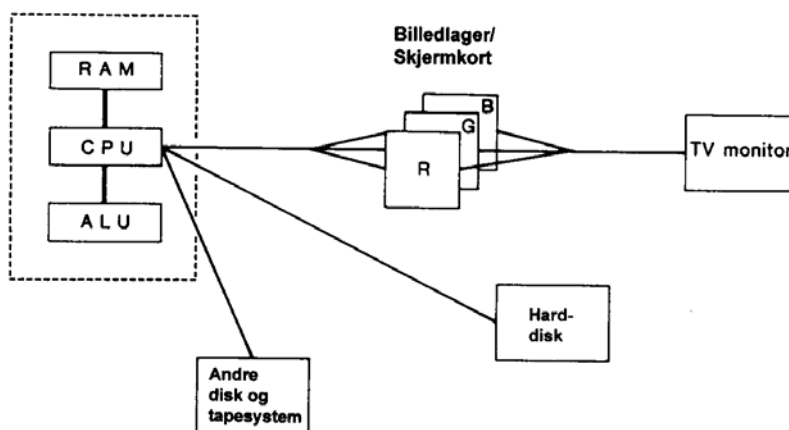
000000	$0x2^5 + 0x2^4 + 0x2^3 + 0x2^2 + 0x2^1 + 0x2^0 =$	0_{10}
100110_2	$1x2^5 + 0x2^4 + 0x2^3 + 1x2^2 + 1x2^1 + 0x2^0 =$	38_{10}
001101_2	$0x2^5 + 0x2^4 + 1x2^3 + 1x2^2 + 0x2^1 + 1x2^0 =$	13_{10}
111111_2	$1x2^5 + 1x2^4 + 1x2^3 + 1x2^2 + 1x2^1 + 1x2^0 =$	63_{10}

Tabell 5.1 Eksempler på konvertering fra 2- til 10-tallsystemet.

5.2 DATAMASKINER OG BILDEPROSESSERING

5.2.1 Generelt om Datamaskiner

En datamaskin er en maskin som er kjent for å utføre lange, komplekse og repeterende sekvenser av operasjoner og beregninger med en veldig høy hastighet. Vår oppgave blir å bruke en datamaskin til å manipulere digitale satellittbilder. Selv når en skal bruke en datamaskin som et verktøy kan det være nyttig å kjenne til de mest fundamentale begrepene som RAM, CPU, harddisk, klokkefrekvens og skjermkort. Figur 5.2 viser skjematisk de viktigste komponentene til en datamaskin med monitor. Det er *prosessoren*, CPU'en (CPU - central processing unit) som er selve arbeidshesten i en datamaskin. Hvis klokkefrekvensen til en maskin er oppgitt til 133 Mhz, betyr det at prosessoren kan utføre 133 millioner operasjoner per sekund. Når en skriver et dataprogram f.eks. i dataspråket FORTRAN, PASCAL eller C, må det kompiles før det sendes inn til prosessoren. En kompilator omsetter det engelskspråklige dataspråket til en binærkode som er datamaskinens arbeidsspråk. Når vi kjøper ferdige program klare til bruk er det altså binærkodete program klar til innlesning i CPU'en. Når vi starter et program leses et sett av maskinkodete ordrer inn til prosessoren om hva som skal utføres. Programmet trenger gjerne data som input og/eller sender ut noe data i løpet av operasjonen. Data hentes fra harddisken eller et annet lagringsmedium (floppy disk, CD-rom, magnetooptisk disk osv.). Da dette tar relativt lang tid, har CPU'en tilgang på et *indre lager* som kalles RAM - random access memory. Prosessoren har like lett tilgang på alle data som ligger i RAM. Data kan hentes ut og legges tilbake til RAM med arbeidshastigheten til prosessoren. Det er ikke uvanlig med 16-32 Mb(yte) RAM for en vanlig PC idag (1 byte = 8 bit). Hvis det er for lite RAM til rådighet, vil det si at prosessoren må hente/legge data på harddisken, noe som vil sette ned prosesseringshastigheten betydelig. Derfor er det viktig å ha tilstrekkelig RAM for de oppgaver som skal løses.



Figur 5.2 Skjematisk fremstilling av de viktigste komponenter til en datamaskin med skjerm. Forkortelsene RAM, CPU og ALU står for de engelske uttrykkene Random Access Memory, Central Process Unit og Arithmetic and Logic Unit. Se teksten for en nærmere beskrivelse.

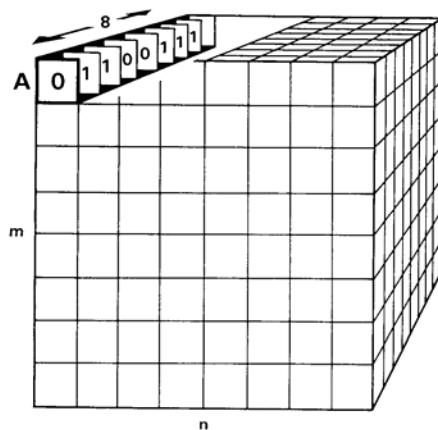
Hvor mye harddiskplass en skal trenge for å jobbe effektivt med satellittbilder avhenger selvsagt av hvor mange bilder og hvor store scener en trenger å lagre i maskinen til enhver tid. Størrelsen på et 4 kanals LANDSAT MSS bilde med 2286 scanlinjer som hver har 3600 8-bits pixler vil være ca. 33 Mb.

Før at et digitalt bilde kan vises på skjerm må det sendes fra RAM til bildeminnet i skjermkortet. I skjermkortet foregår en digital til analog konvertering og et analogt signal sendes mot en TV-skjerm og vises der. Et vanlig oppsett på en 17" skjerm er 1024 x 768 pixler. D.v.s. at en ikke vil kunne se hele scenen av et LANDSAT MSS bilde som nevnt ovenfor på en gang. Når en kjøper PC til et visst formål bør en alltid sjekke at grafikkortet (skjermkortet) har en tilstrekkelig skjermoppløsning, også med hensyn til antall farger som fremvises på skjermen. Dette med fargeoppløsning kommer vi tilbake til i neste avsnitt.

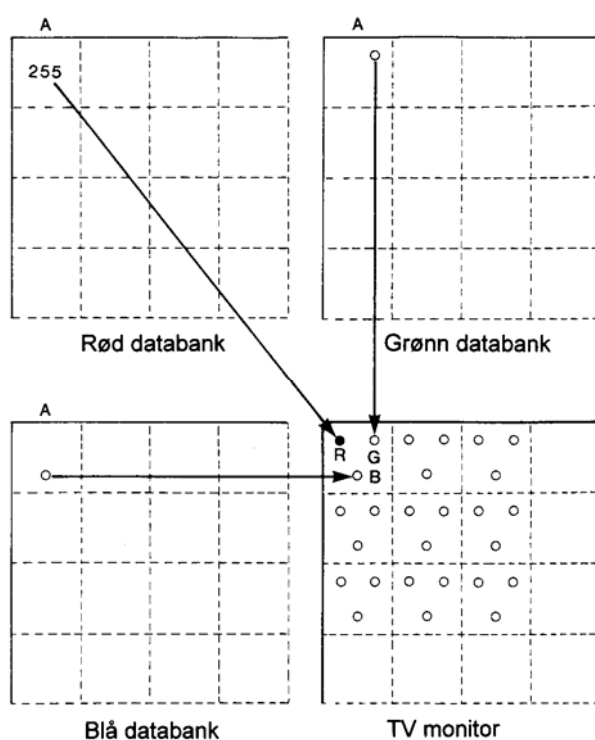
5.2.2 Prinsippene ved Fremvisning av Fargebilder

Når et satellittbilde ligger i minnet til skjermkortet kan det betraktes som et elektronisk kart organisert som en $m \times n$ - matrise av celler som vist i Figur 5.3. Origo er oppe i venstre hjørne. Hver celle i matrisen okkuperes av en pixelverdi. Figur 5.3 viser et eksempel på et bildeminne med 8-bits dype celler/pixler.

Ved fargefremvisning av bilder benyttes tre slike databanker, en for hver av de tre primærfargene rød, grønn og blå. Hvert pixel blir altså assosiert med tre tallverdier som er komponentene til en {rød,grønn,blå} fargevektor.



Figur 5.3 Bildeminne organisert som en matrise med m rader og n kolonner (Mather, 1987).



Figur 5.4 Rød, grønn og blå databanker for fargemonitor. Verdien er 255 for rød og 0 for grønn og blå, noe som tilsvarer en skarpest mulig rød farge på skjermen.

Vektoren $\{0,0,0\}$ betyr at det hverken er rødt, grønt eller blått, noe som betyr svart. Vektoren $\{0,255,0\}$ betyr maksimum intensitet i grønt og null intensitet i rød og blå kanal, altså grønt. Tabell 5.2 viser forholdet mellom digitale intensitetsverdier i bildeminnet og farge på skjermbildet.

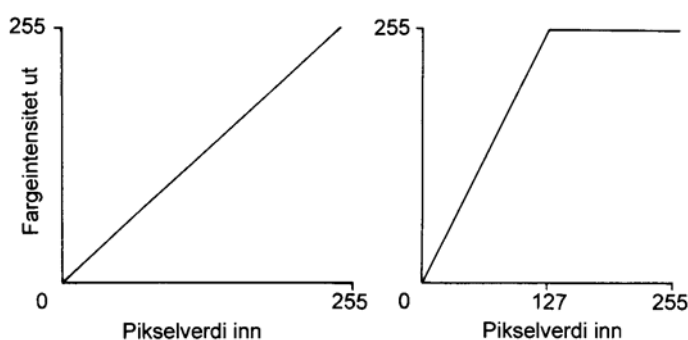
Siden det er 256 intensitetsnivå av hver primærfarge, og nivåene til hver farge kan settes uavhengig vil det å være $256^3 = 16\,777\,216$ mulige fargekombinasjoner (menneskeøyet kan trolig ikke skjelve mer enn 2000 fargenyanser). Billigere skjermssystemer har gjerne ikke mer enn $2^8 = 256$ farger som er selektert fra en pallett med 256^3 farger. For å vise frem et 3-bånds fargekompositt-bilde med et slikt system er det vanlig å allokere tre bits til den røde komponenten, 3 bits til den grønne og to til den blå komponenten. D.v.s. at antall nivåer til den røde og den grønne kanalen må

reduseres til 8 nivåer hver, og den blå kanalen til fire nivåer før bildet plasseres i bildebanken. 0-intensitet regnes også som ett nivå.

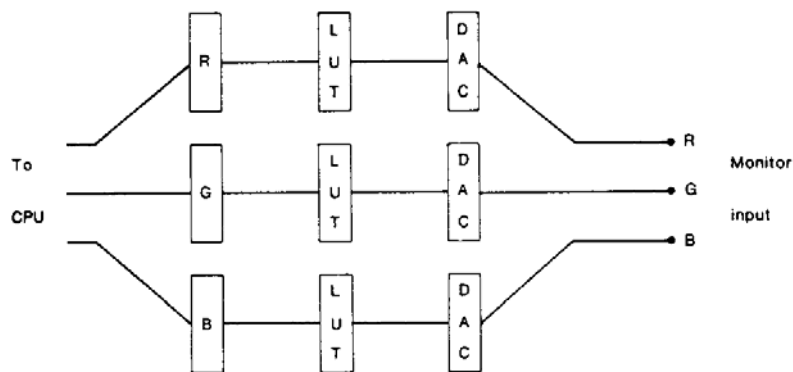
Pixelverdi			
Rød	Grønn	Blå	Farge på monitor
255	255	000	lys gul
127	127	000	mellomgul
000	127	127	mellomturkis
255	000	255	lys magenta
100	000	000	dunkel rød
100	000	100	dunkel purpur
255	180	120	lys beige
255	255	255	hvit
127	127	127	mellomgrå
000	000	000	svart
000	255	000	skarp grønn
000	000	255	skarp blå

Tabell 5.2 Relasjon mellom digitale intensitetsverdier lagret i bildeminnet og farge på skjermen.

Det kan ofte være hensiktsmessig å forandre fargene til et bildet på skjermen uten først å endre pixelverdiene i originalbildet eller bildeminnet. Dette gjøres ved å endre på *lookup table* (LUT). Det er en LUT for hver av de tre primærfargene. Grafen til venstre i Figur 5.5 viser en default LUT som mapper en inngående pixelverdi til en utgående fargeintensitetsverdi, en lineær funksjon med stigningstall en. Kurven til høyre viser en LUT som endrer inngående pixelverdier i intervallet 0-127 til fargeintensitetsverdier i spennet fra 0-255. Alle pixelverdier over 127 tilordnes verdien 255. Figur 5.6 viser skjematisk at LUT-tabellen står mellom bildeminnet og digital-til-analog omformeren (DAC) som sender signal til monitoren.



Figur 5.5 Eksempler på LUT-tabeller (lookuptable). Se tekst for nærmere forklaring.



Figur 5.6 Skjematisk representasjon av et skjermbildesystem. Data fra datamaskinens prosessor (CPU) sendes inn til rød, grønn og blå databank, via den respektive LUT til en digital til analog omformer som sender videre mot en videokanon/monitor (Mather, 1987).

5.2.3 Bildebehandlingsprogram

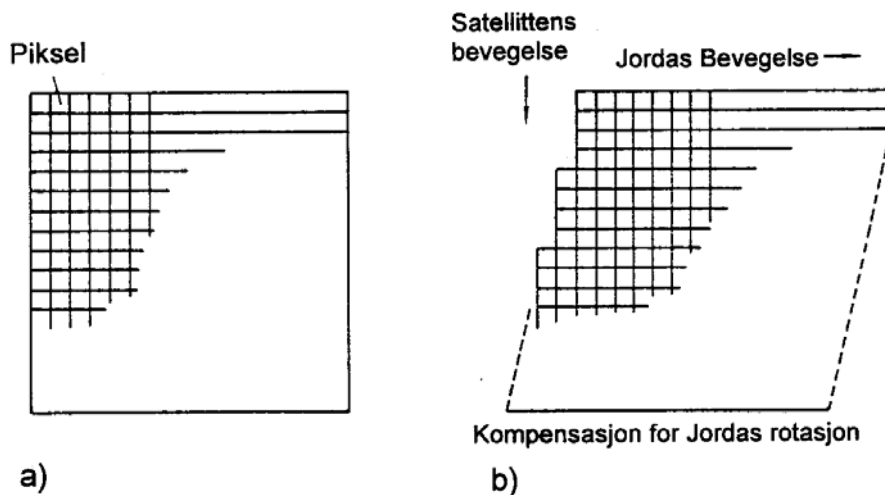
De fleste brukere av digitale fjermmålingssystemer benytter seg av kommersiell programvare istedenfor selvprogrammerte programmer. Disse er gjerne umulig å tillegge nye applikasjoner da brukeren ikke vil ha tilgang på kildekoden som er skrevet i eksempelsesvis C eller FORTRAN. Det eksisterer mange forskjellige bildebehandlingsprogram på markedet som kjører under forskjellige typer operativsystemer, DOS, Windows NT, UNIX osv., og er mere eller mindre avanserte med hensyn til brukergrensetilsnitt og funksjonalitet.

5.3 KORRIGERING AV SATELLITTBILDER

Et ubehandlet satellittbilde inneholder en rekke unøyaktigheter som må korrigeres for. For å bruke bildene kvantitativt er det normalt to typer korreksjoner som må foretas: geometrisk korreksjon og radiometrisk korreksjon.

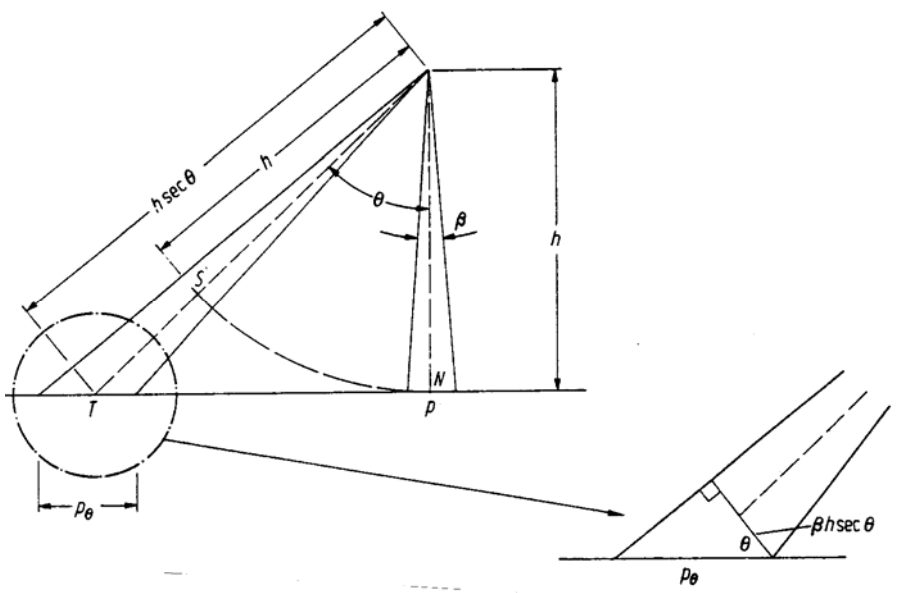
5.3.1 Geometrisk Korreksjon

Et råbilde er både vindt og skjevt. Dette skyldes flere ting. Skjevheten kommer hovedsakelig av at jorden roterer fra vest mot øst når bildet bygges opp. Som forklart i avsnitt 3.4. bygges bilde opp i linjer av pixler (rasters). P.g.a. at jorda roterer østover, vil hver linje i bilde starte på et punkt lengre vest enn det foregående. Figur 5.7 demonstrerer jordrotasjonen kan kompenseres ved å forskyve suksessive linjer vestover.



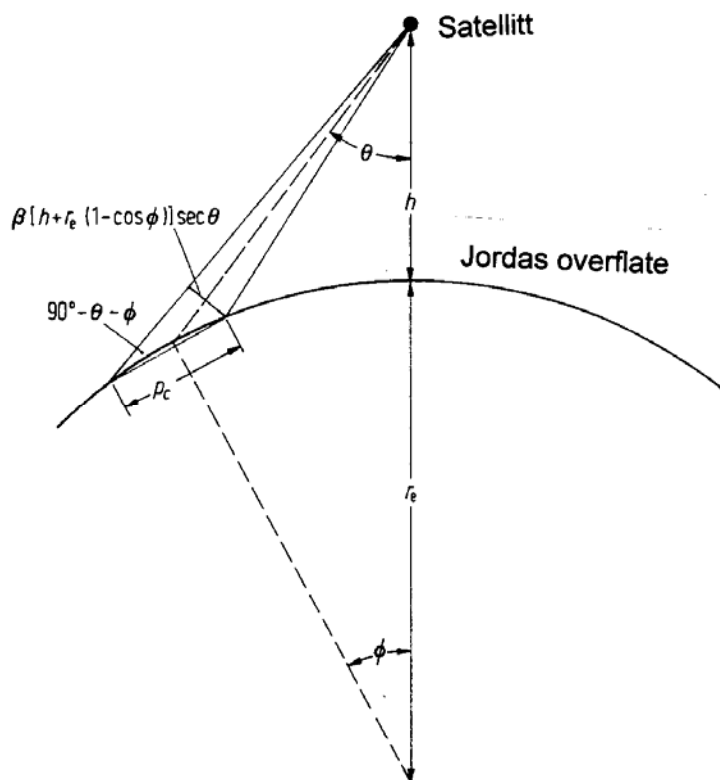
Figur 5.7 Effekt av jordrotasjon på satellittbilder som bygges opp linje for linje mens satellitten flyr. a) bilde representert i firkantet rasterformat. b) Demonstrere hvordan suksessive linjer i bilde må forskyves vestover for å kompensere for jordrotasjonen.

At et bilde blir vindt skyldes panoramisk forstyrrelse og at jorda krummer. Dette er to forstyrrelser som begge øker med sporbredden. Panoramisk forstyrrelse er demonstrert i Figur 5.8. Åpningsvinkelen for det instantane synsfeltet er konstant, noe som medfører at den effektive pixelstørrelsen øker fra nadir og ut mot kantene. For NOAA AVHRR og SeaStar SeaWiFS vil dette være meget betydelig. For AVHRR husker vi at et pixel i nadirposisjon utgjorde 1,1 km på bakken, mens 5,5 km ut mot kantene.



Figur 5.8 Konstant åpningsvinkel for ISF fører til at den effektive pixelstørrelsen øker som funksjon av scanvinkel (Richards, 1993).

Effekten av jordkrumningen er illustrert i Figur 5.9. Denne effekten er ubetydelig for LANDSAT TM med sin smale sporbredde men betydelig for NOAA AVHRR og SeaWiFS.



Figur 5.9 Effekten av jordkrumningen på pixelstørrelsen.

Andre årsaker til geometriske forstyrrelser er at måleplattformen/satellitten er ustabil i banen.

En vanlig prosedyre for geometrisk oppretting er å identifisere noen kontrollpunkter i bildet og spesifisere de geografiske koordinatene til disse. Raffinerte bildebehandlingsprogram har da innebygd en transformasjonsfunksjon hvor et sett transformasjonskoeffisienter beregnes ut fra de angitte kontrollpunktene, og bildet blir automatisk *resamplet* og tilpasset en valgt kartprojeksjon. Det er verdt å legge merke til at geometrisk oppretting på denne faktisk foretas uten å kjenne til geometriske spesifikasjoner til det aktuelle kamerasystemet.

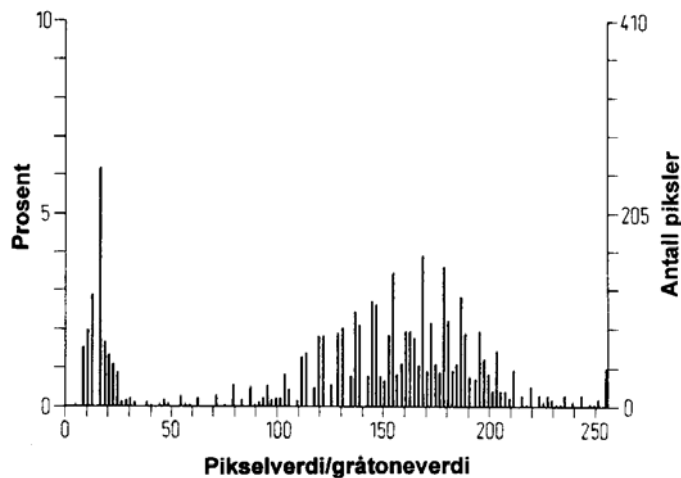
5.3.2 Radiometrisk Korreksjon

Med radiometrisk forstyrrelse menes at radiansen (strålingsenergien) målt over bildet er forskjellig fra hva som er tilfellet på bakken. Atmosfærisk spredning av sollys mot sensoren (Rayleigh- og Miespredning, jf. avsnitt 3.2.2) er hovedårsaken til atmosfæriske forstyrrelser i det synlige og nærinfrarøde området. I og med at atmosfærisk spredning er bølgelengdeavhengig, fører dette til en fargeforvringning. F.eks. ved bestemmelse av sjøfarger er det helt nødvendig å foreta en radiometrisk korreksjon. Rayleigh-spredningen kan beregnes veldig nøyaktig ved hjelp av en modellatmosfære. Mie-spredningen er noe verre å hanskes med, siden den avhenger av type og tetthet til de partikler som sprer som ofte er ukjent. Det fins imidlertid empiriske prosedyrer for å beregne partikkelspredning som vi ikke skal gå inn på her.

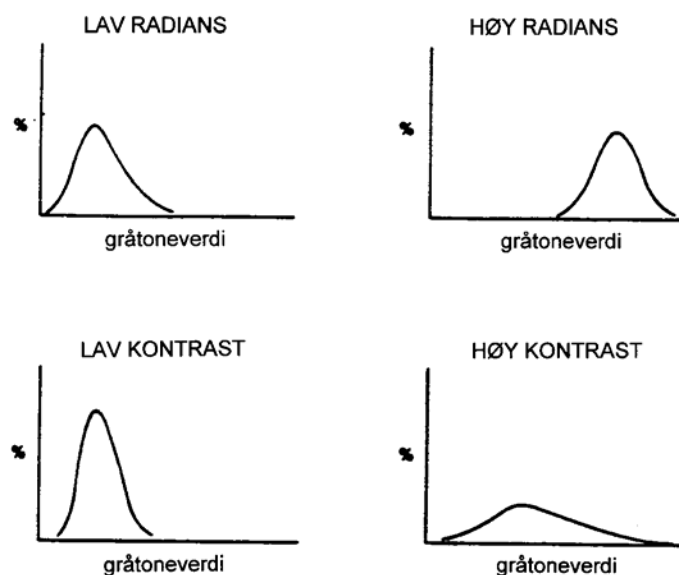
5.4 KONTRASTMANIPULASJON

Ved kontrastmanipulering foretar man en justering av forholdet mellom pikselverdi og gråtone slik at interessante kontraster i bildet blir fremhevet. Kontrasten i et bilde kan endres ved å anvende en radiometrisk transformasjon på hvert enkelt pixel i bildet. Dette er en såkalt punktoperasjon. Hvert pixel kjøres gjennom en transformasjonsformel og tilordnes en ny verdi. Her skal vi ta for oss de to mest brukte kontrastforbedringsmetodene: *lineær kontraststrek* og *histogram utjevning*.

Et histogram viser hvordan pixlene i bildet er fordelt på de forskjellige gråtonene. Figur 5.10 viser eksempel på et histogram. Stolpene kan enten angi prosentandelen av pixler eller antall pixler som funksjon av gråtoneverdi.



Figur 5.10 Eksempel på et histogram.



Figur 5.11 Karakteristiske histogramfunksjoner for forskjellige scenetyper.

Figur 5.11 viser formen på noen karakteristiske histogrammer med hensyn til radians og kontrast. En lavradians-scene betyr at lite energi er strålt inn mot sensoren og at bildet blir å se mørkt ut på skjermen i en gråtoneskala. Høy radians betyr at mye energi er strålt inn mot sensoren og at det uamanipulerte bilde vil fremstå som lyst i en gråtoneskala. Satellittbilder hører har svært ofte hjemme i kategorien lav radians, d.v.s. at stolpene i histogrammet klumper seg opp for lave pixelverdier. Med kontrastmanipulasjon kan en lage “nye radiansverdier”, ved at vi sprer histogramstolpene utover på et størst mulig antall gråtoneverdier. La oss først se på lineær kontraststrekk.

En lineær kontraststrekkfunksjon er funksjon på formen

$$y = f(x) = ax + b \quad (5.1)$$

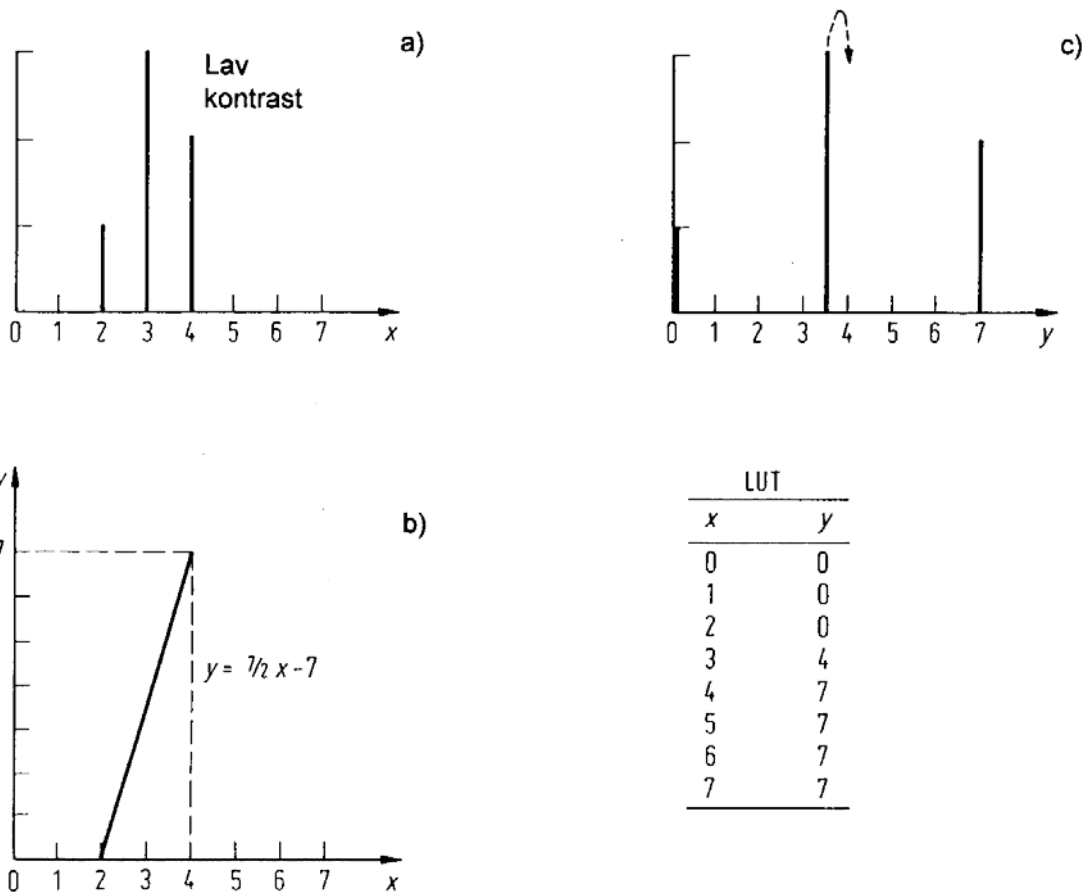
hvor x er den originale pixelverdien og y er blir den nye pixelverdien. Som et eksempel skal vi forbedre lavkontrast-scenen i Figur 5.12a. Vi vil få maksimum kontrast ved en transformasjonsfunksjon $f(x)$ som tilordner $x = 2$ og 4 de nye verdiene $y = 0$ og 7 . Bestemmer ut fra dette konstantene a og b i Ligning 5.1 til å være henholdsvis $7/2$ og -7 . D.v.s. vi har nå etablert strekkfunksjonen

$$y = f(x) = \frac{7}{2}x - 7$$

som illustrert i Figur 5.12b. Når vi skal bruke denne formelen til å beregne en LUT (lookup table) må vi huske på at en pixelverdi kun kan være et heltall (integer). Dette indikeres med følgende notasjon

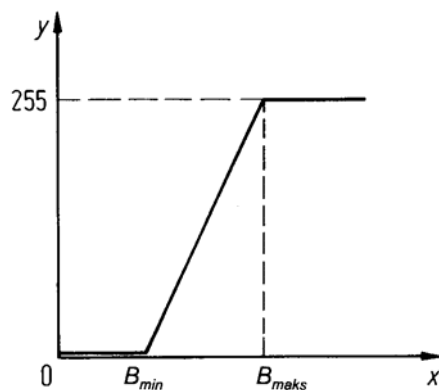
$$y = f(x) = \text{int} \left[\frac{7}{2}x - 7 \right]$$

som betyr at den nye pixelverdien avrundes til nærmeste heltall. I vårt eksempel vil $x=3$ gi $y=3,5$ som avrundes til 4 (jf. Figur 5.12c)



Figur 5.12 Et enkelt numerisk eksempel som viser en lineær kontrastmanipulasjon. De tilgjengelige gråtoneverdier er 0-7 (dvs. 3-bits oppløsning).

Ved lineær kontrastforbedring kan det av og til være hensiktsmessig med å la pixler i nær den hvite og/eller den svarte enden av histogrammet gå i metning. Figur 5.13 viser et eksempel på dette. Her vil alle pixelverdier lavere enn B_{\min} bli tilordnet verdien 0 og alle pixler med verdi høyere enn B_{\max} tilordnes verdien 255.



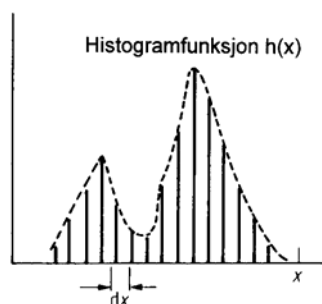
Figur 5.13 Eksempel på lineær kontrastforbedring som går i metning utenfor terskelverdiene B_{\min} og B_{\max} .

Histogram utjevning er basert på den såkalte kumulative histogramfunksjonen $\int h(x)dx$. Figur 5.14 illustrerer sammenhengen mellom et diskrete histogram og den

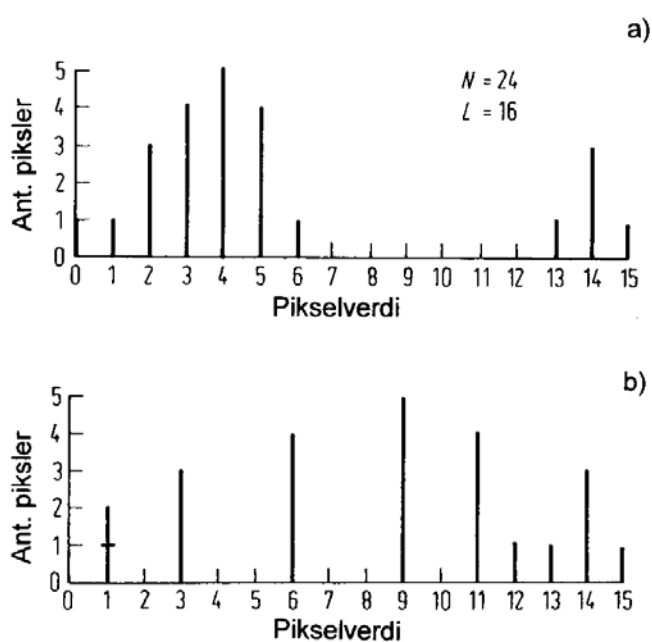
kontinuerlige histogramfunksjonen $h(x)$. Transformasjonen histogram utjevning er gitt ved ligningen

$$y = f(x) = \frac{L-1}{N} \int h(x) dx \quad (5.2)$$

hvor L er det totale antall gråtoner eller radiansverdier, og N er totalt antall pixler i bildet. Dette er en standard funksjon innebygget i de fleste bildebehandlingsprogrammer og beregner et histogram hvor stolpene blir mest mulig jevnt fordelt over hele gråtoneskalaen. Figur 5.15 viser et eksempel på histogram utjevning.



Figur 5.14 Kontinuerlig histogramfunksjon $h(x)$ og dens relasjon til det diskrete histogrammet når $dx = 1$.



Figur 5.15 Eksempel på histogram utjevning. a) Originale histogrammet. b) Nytt kvasiuniformt histogram fremkommet ved bruk av histogram utjevningfunksjonen.

5.5 MULTIBÅNDSMANIPULASJON

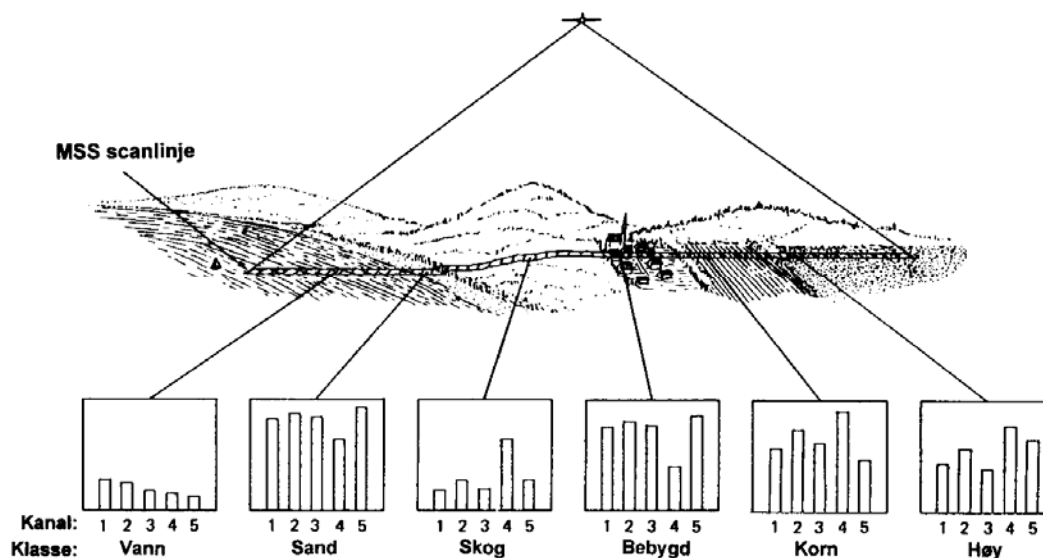
Dette er en bildeforsterkningsteknikk som involverer bruk av algebraiske funksjoner på to eller flere kanaler/spektrale bånd. Det nye bildet som genereres bygger på informasjon fra minst to kanaler i et multikanals satellittbilde. En spesiell applikasjon er at en dividerer hver pikselverdi i et nærinfrarødt bånd på den korresponderende pixelverdien fra det røde båndet. Dette forholdet vil gi høye verdier for frisk vegetasjon og lave verdier for magert vegeterte eller uvegeterte områder. Den resulterende brøken refereres gjerne til som en vegetasjonsindeks. I litteraturen finner en flere definisjoner på vegetasjonsindeks. Et eksempel er Normalisert Differens Vegetasjons Indeks (NDVI) gitt ved formelen

$$NDVI = \frac{N - R}{N + R} \quad (5.3)$$

hvor N står for nærinfrarødt og R for rødt.

5.6 KLASSIFISERING

Målet med klassifisering er å tilordne alle pixelene i et satellittbilde en type overflatedekke. Som illustrert i Figur 5.16 gir forskjellige type overflater som vann, sand, skog, bebyggd, korn og høy forskjellig spektral respons, dvs. ulike radiansverdier på de fem kanalene til LANDSAT MSS. Det at forskjellige overflatetyper reflekterer sollys ulikt og derfor har ulik farge, muliggjør klassifisering av multibånds satellittbilder. En skiller mellom to hovedteknikker: *styrt klassifisering* og *ikke-styrt klassifisering*. Ved styrt klassifisering plukker en ut treningsområder som en vet hva er (går gjerne ut i terrenget og sjekker eller benytter seg av vegetasjon og geologiske karter). Det vil si at en tilordner en gruppe pixler en bestemt overflatetype. Med basis i representative treningsområder for et ønsket antall klasser vil bildebehandlingsprogrammet klassifisere hele bilde for oss. Med ikke-styrt klassifisering oppgir vi et antall klasser vi ønsker bildet delt inn i og klassifiseringen skjer helt automatisk. En bør gjerne ha en ide om hvilke overflatetyper en forventer å ha i den aktuelle scene. Styrt og ikke-styrt klassifisering er standard funksjoner i de fleste litt mer avanserte bildebehandlingsprogram og involverer en del statistiske beregninger som vi ikke skal komme inn på her.



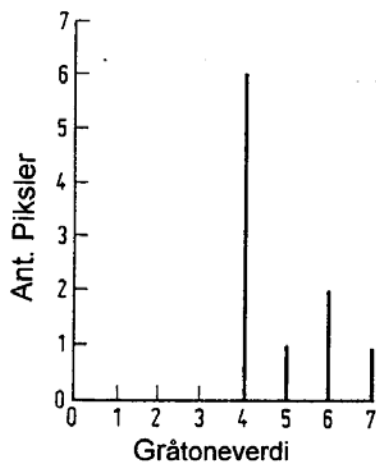
Figur 5.16 LANDSAT MSS målinger langs en linje av pixler. De fem kanalene dekker følgende spektrale bånd: kanal 1 - blå, kanal 2 - grønn, kanal 3 - rød, kanal 4 - nær-infrarød, kanal 5 termisk infrarød.

5.7 OPPGAVER

Oppgave 5.1

a) Figur 5.17 viser histogrammet for et bilde med kun ti pixler. På grunnlag av histogrammet, gi en beskrivelse av det korresponderende bildet med hensyn til radians (gråtone) og kontrast.

b)

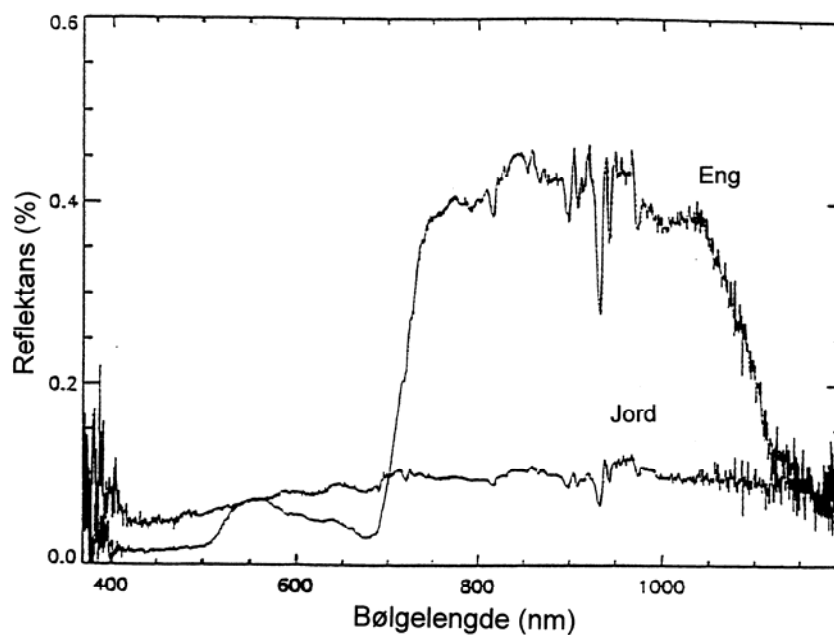


Figur 5.17

b) Introduser en lineær kontraststrekkfunksjon på formen $y = ax + b$. Bestem konstantene a og b for maksimal kontrast. Beregn en LUT og tegn det modifiserte histogrammet.

Oppgave 5.2

Figur 5.18 viser de spektrale signaturer for eng og jord målt i Adventdalen på Svalbard 10 September, 1996.



Figur 5.18

- Tegn inn bølgelengdeplasseringen for kanal 1-4 på LANDSAT TM, og kanal 1 og 2 på NOAA AVHRR.
- Diskuter spektral, romlig og temporær oppløsning for de to sensorene med hensyn til i) Vegetasjonskartlegging og ii) Vegetasjonsovervåkning.
- Beregn NDVI-indeksen for eng og jord basert på reflektansekurvene i Figur 5.18. Kommenter resultatet.

6 UTVALGTE ANVENDELSER

Satellittbasert jordobservasjon anvendes innen en rekke fagområder, og for noen operative anvendelser. Virksomheten har en stadig økende betydning for forvaltning og overvåking av jordens ressurser og miljø. Målet med dette kapitlet er å demonstrere et utvalg av anvendelser. Vi har funnet det hensiktsmessig å dele inn i tre hovedkategorier; atmosfære, landrelaterte og marine anvendelser.

6.1 ATMOSFÆRISKE ANVENDELSER

6.1.1 Meteorologi

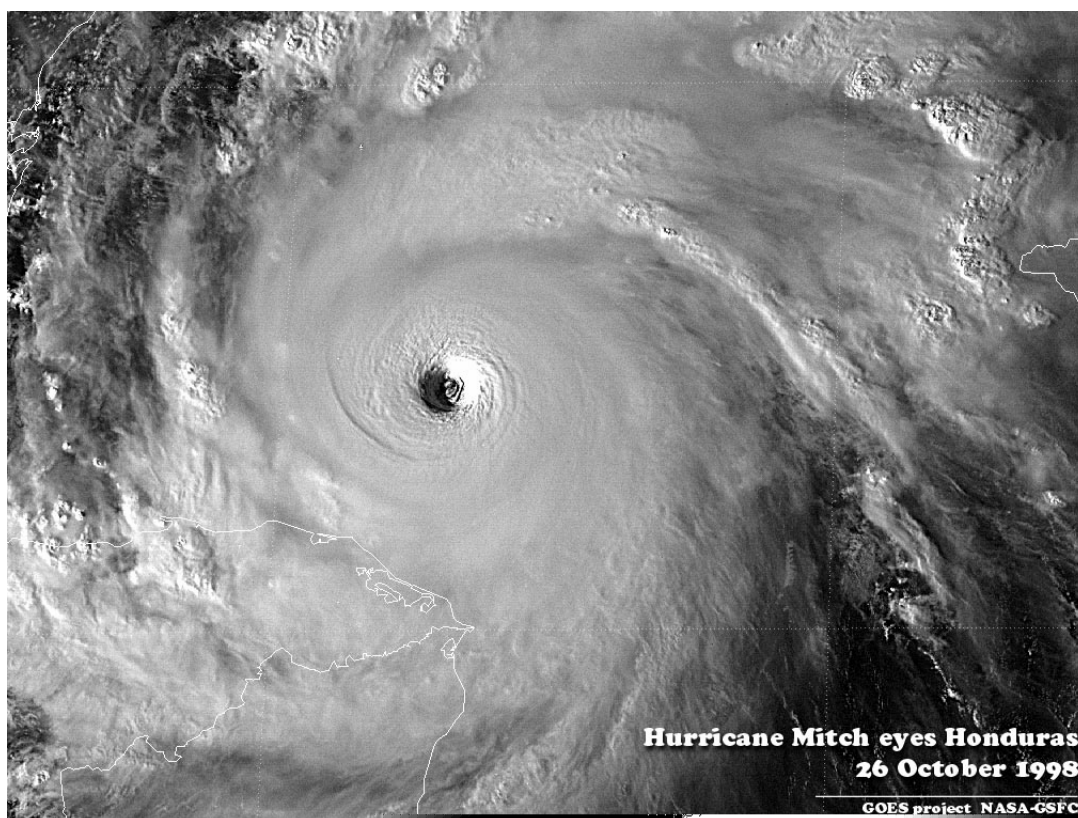
Meteorologene er avhengig av oppdaterte værobservasjoner fra store områder, med så god tidsoppløsning som mulig da værdatablir fort utdaterte. En løpende oppdatering av vær-situasjonen er essensielt viktig som input til værvarslingsmodeller for å beregne



Figur 6.1 NOAA AVHRR bilde av stormen som raste på kysten av Møre og Romsdal og Trøndelag i nyttårshelgen 1992. Lavtrykksenteret sees som senteret i skyvirvelen. Temperaturen var 20⁰ varmere sør for fronten sammenlignet med nord for fronten. De varme skyene kommer frem som gult i bildet (Kilde: TSS/NRS).

langtidsvarsel for bevegelser og utvikling av lavtrykks- og nedbørssystemer. Satellittbilder er en viktig kilde for synoptiske observasjoner, og gir meteorologene billedlig informasjon om værsystemenes status. Skytyper kan bestemmes og den erfarne meteorolog kan varsle type og mengde nedbør ved å sammenligne synoptiske data med trykk og temperaturdata målt fra bakken. Dette er til særlig stor hjelp for korttidsvarsel, kontroll og korrigerende av modellberegninger. For Norge med en lang og værhard kyst og store havområder hvor det tildels er langt mellom meteorologiske målestasjoner, er satellittovervåking til stor hjelp for pålitelige værvarslingstjenester og øker sikkerheten for fiske, sjøfart og oljeinstallasjonene i Nordsjøen.

Felles for alle værsatellitter er at de produserer bilder i det synlige, nærinfrarøde og termisk infrarøde området. Figur 6.1 viser et NOAA-bilde av orkanen som gjorde store materielle ødeleggelser på Nordvestlandet og Trøndelag nyttårshelgen 1992. Maks vindhastigheten ble anslått til 190 km/time, ikke målt da DNMI's vindmålere måler maks 170 km/time. Bildet er en RGB kompositt av kanal 5, 4 og 3. De termisk infrarøde kanalene på NOAA AVHRR er svært nyttige for skyobservasjoner om natten, da de kalde skytoppene vil stå i kontrast til bakken under. De brukes selvsagt også til å beregne skytemperatur som er en svært viktig parameter for meteorologenes klassifisering av skyer. Ferske NOAA-bilder over Skandinavia er tilgjengelig på Tromsø Satellittstasjon (TSS) sin hjemmeside: <http://www.tss.no/>. De har også et flott bildegalleri som anbefales et besøk.



Figur 6.2 Bilde av orkanen Mitch tatt 26. oktober, 1998 fra satellitten GOES. Orkanensenteret sees som et øye og beveget seg vestover mot Sentral-Amerika og traff Honduras og Nicaragua noen dager senere. Bildet er hentet fra NASA's hjemmesideadresse: <http://rsd.gsfc.nasa.gov/goes/text/hotstuff.html>

Figur 6.2 viser et bilde av orkanen Mitch tatt fra den geostasjonære satellitten GOES 26. oktober, 1998. Orkanen bygde seg opp over det karibiske hav og feide inn over Sentral-Amerika i månedsskiftet oktober/november og titusener av menneskeliv gikk tapt. Nicaragua ble særlig hardt rammet, 3. november ble det meldt om 70 cm nedbør i løpet av et døgn i Nicaragua, og ca. 7000 menneskeliv fryktet godt tapt.

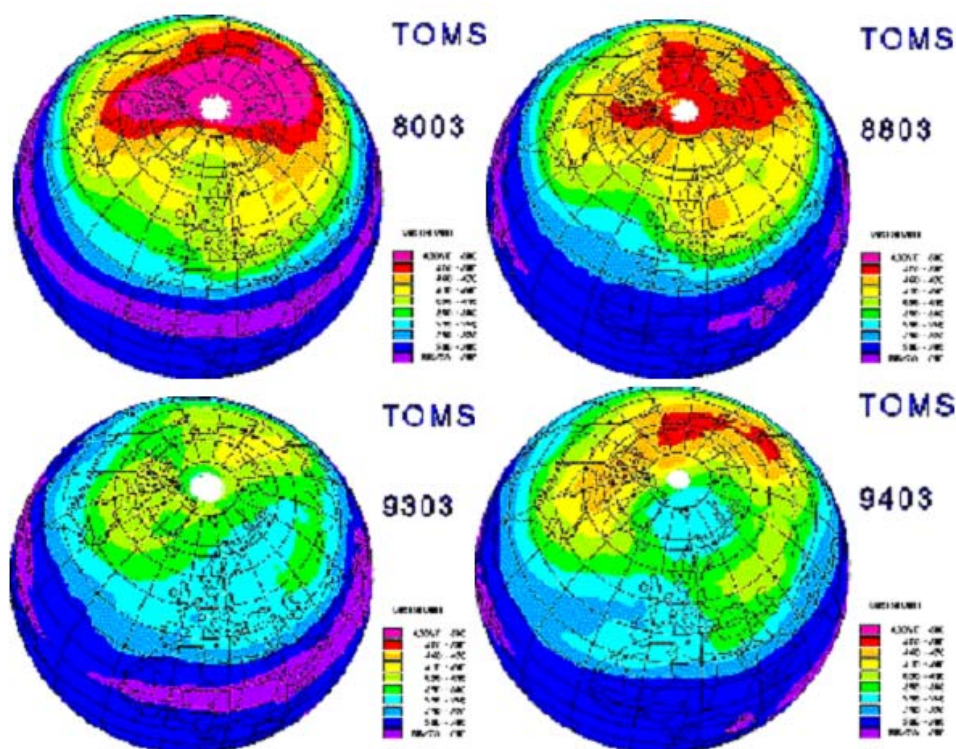
6.1.2 Kartlegging og Overvåking av Ozon

Pålitelige metoder for satellittbaserte målinger av stratosfærisk ozon er etablert. Det viktigste instrumentet har vært TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Dette instrumentet, som måler den tilbakespredte UV-strålingen, ble første gang fløyet av satellitten NIMBUS 7, som var operativ fra 1978. Ozon-hullet over Antarktis ble første gang observert med dette instrumentet i 1979. TOMS instrumenter har senere også vært tatt med på en rekke andre satellitter, og en videreføring av virksomheten er planlagt. Flere norske institusjoner har anvendt TOMS-data i sin forskningsvirksomhet. Spesielt har Norsk Institutt for Luftforskning (NILU) i en årrekke analysert slike data for å kartlegge variasjoner i ozonlaget på den nordlige halvkule. Figur 6.3 viser resultatet av denne analysen for utvalgte år i perioden fra 1980 til 1994 i mars måned. NILU bygger også opp en videre virksomhet for overvåking av atmosfærisk ozon, hvor målinger med det nye instrumentet GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) vil spille en vesentlig rolle.

Satellittmålinger av atmosfæren brukes som regel sammen med bakkebaserte målinger. Den nye ALOMAR (Arctic Lidar Observatory for Middle Atmospheric Research) installasjonen ved Andøya Rakettskytefelt blir viktig for virksomheten. ALOMAR er etablert som et internasjonalt samarbeidsprosjekt med deltagelse fra England, Frankrike, Tyskland, Canada og USA. En rekke viktige parametre, inklusive en høydefordeling av tettheten av stratosfærisk ozon, kan måles med installasjonen. ALOMAR-målinger og satellittmålingene vil utfylle hverandre, og ALOMAR planlegges som en referansestasjon for kalibrering og validering av ESAs nye satellittinstrumenter. NILU har på oppdrag for ESA utført kalibreringer av GOME-målingene fra ERS-2. Som nevnt vil en virksomhet basert på bruk av instrumentet GOME være viktig fremover. Hovedprinsippet for GOME-målingene er at den tilbakespredte solstrålingen fra atmosfæren blir registrert. Instrumentet har fem kanaler innenfor bølgelengdeområdet fra 240 til 790 nm (nanometer). Ved at målingene blir gjort ved flere bølgelengder, kan en få informasjon om ulike gasser. De viktigste er: O_3 , O_2 , O_4 , H_2O , NO , NO_2 og BrO .

Et tilsvarende prinsipp blir også benyttet for ALOMAR målingene. For ozon-lidaren registreres de tilbakespredte signalene på to bølgelengder: 308 og 353 nm. Prinsippet er at strålingen i den ene spektrallinjen på 353 nm spres fra luftmolekylene uten å absorberes vesentlig i ozonlaget, mens strålingen på 308 nm både absorberes og spres. Ved å sammenligne de mottatte signalene i de to kanalene, kan en utlede ozonkonsentrasjon som funksjon av høyde i atmosfæren.

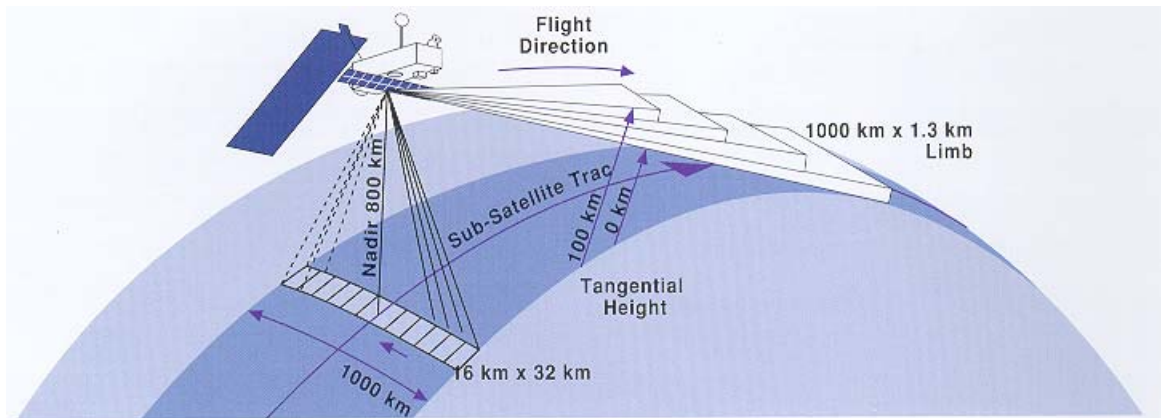
GOME-målingene kan også gi informasjon om høydefordelingen av gassene ved at målingene utføres på mange bølgelengder, men det vil være viktig å få kalibrert hvor godt dette kan gjøres. Kombinasjonen av satellittmålingene og ALOMAR gir norske forskere en god utgangsposisjon.



Figur 6.3 Totalkolonnen av ozon på den nordlige halvklule for mars måned i årene 1980, 1988, 1992 og 1994. Kartene er basert på data fra NASAs Total Ozone Mapping Spectrometer. Fargenøkkelen fra bunn til topp går fra 280-800 Dobson enheter (Kilde og analyse: NILU.)

6.1.3 Nye Instrumenter for Overvåkning av Atmosfæregasser

Et av hovedformålene med ENVISAT (en ny ESA-satellitt som planlegges skutt opp mot slutten av 1999) er å bidra til økt forståelsen av de kjemiske prosessene i atmosfæren gjennom måling av høydefordelingen av tettheten av en lang rekke atmosfæregasser. Satellitten vil ha tre komplementære atmosfæreinstrumenter ombord, SCIAMACHY, GOMOS og MIPAS. Instrumentene vil bli kort beskrevet nedenfor: SCIAMACHY (Scanning imaging absorption spectrometer for atmospheric cartography) vil bli en videreutviklet utgave av GOME. En viktig forbedring vil være at bølgelengdeområdet for målingene er utvidet til å dekke også den nære infrarøde delen av spektret (opp til 2400 nm). Dette er viktig for studier av reflektert og tilbakespredt lys fra skyer og aerosoler. En annen viktig forbedring er at SCIAMACHY også vil foreta målinger i kantområdet, som illustrert i Figur 6.4 nedenfor. Dette vil muliggjøre bedre bestemmelse av høydefordelingen av gasstetthetene. Som det fremgår av figuren vil målingene dekke et 1000 km bredt spor, og målinger vil bli foretatt rett under satellitten med en rommelig oppløsning på 16 km x 32 km, og i kantområdet med en høydeoppløsning på 1,3 km.

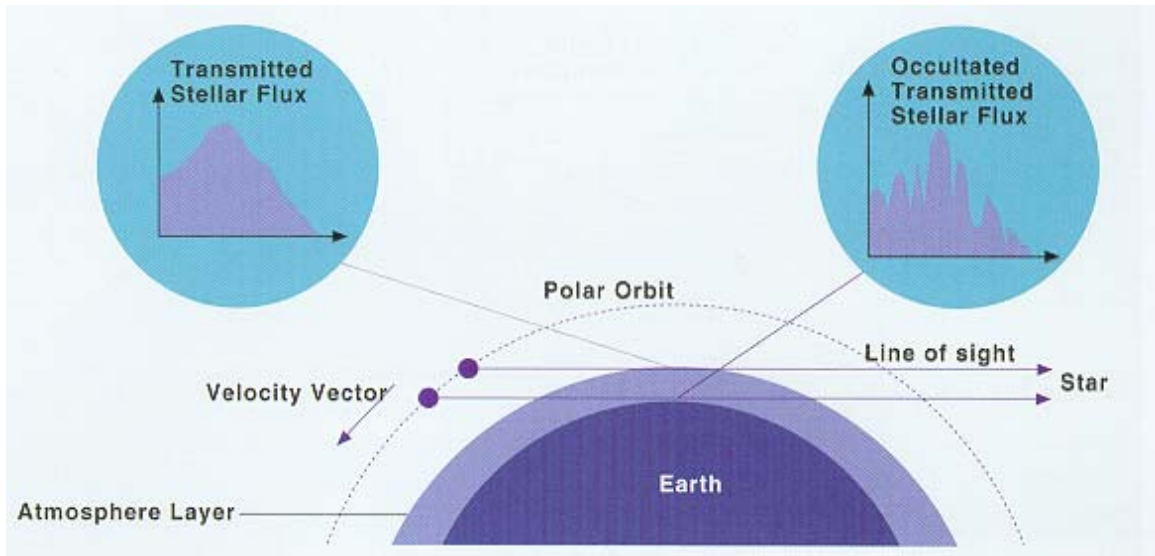


Figur 6.4 Geometri for SCIAMACHY – målingene (Kilde:ESA).

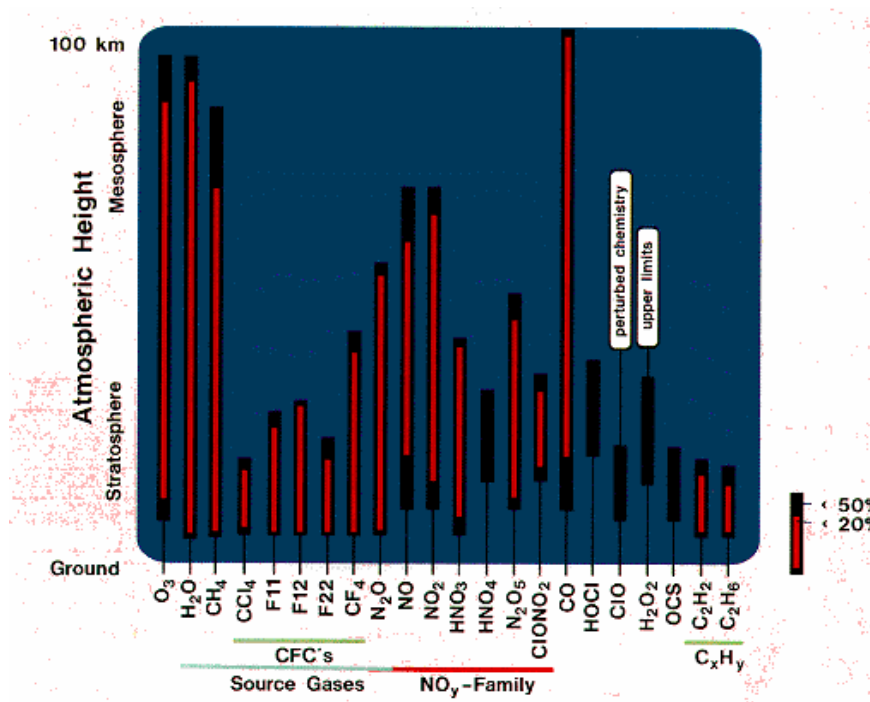
GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars) vil måle hvordan atmosfærens gasser absorberer strålingen fra stjerner. Måleretningen for instrumentet kan stilles inn mot på forhånd utvalgte stjerner. Omkring 25 stjerner kan betjenes hvert omløp. Dette gir en meget god global dekning ved at omkring 350 observasjoner av forskjellige stjerner kan gjennomføre i løpet av et døgn. Instrumentet måler strålingen i seks bånd i bølgelengdeområdet fra 250 til 940 nm, og vil måle pålitelige høydeprofiler for de emitterende gassene. De viktigste gassene som kan måles er: O_3 , NO_2 , NO_3 og H_2O . Prinsippet er illustrert i Figur 6.5.

MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) vil måle den termiske strålingen fra gassene i kantområdet. Målingene vil bli foretatt i bølgelengdeområdet mellom 4,5 og 14,6 μm . Det vil være mulig å skille mellom omkring 20 forskjellige gasser inkludert ozon og de viktigste KFK-gassene. Høydeområdene for måling av de ulike gassene er illustrert i Figur 6.6. Vi merker oss spesielt at det vil bli mulig å måle høydefordelingen av de viktigste KFK-gassene, F11, F12 og F22. Disse har spesiell betydning for nedbrytningen av ozon-laget gjennom dannelse av de såkalte frie radikalene.

De andre store romfartsorganisasjonene, spesielt NASA, vil også ha en rekke nye avanserte instrumenter for måling av atmosfæregassene. Et instrument for ozon-overvåking, OMI (Ozone Monitoring Instrument) vil også bli tatt med i METOP-satellittene (METeorological Operational Programme). METEOP-1 vil bli den første europeiske polarbane-satellitten for meteorologiske observasjoner.



Figur 6.5 Geometri for GOMOS – målingene (Kilde: ESA)



Figur 6.6 Høydeområdene for de viktigste parametre som kan måles med MIPAS (Kilde:ESA).

6.2 LANDRELATERTE ANVENDELSER

Nest etter meteorologi, er det for de landbaserte anvendelsene utviklingen har kommet lengst for JO-basert virksomhet. Viktig informasjon er innsamlet for blant annet: kartlegging og overvåking av vegetasjon, jordbruk, skogbruk, geologi, hydrologi og glasiologi. Det er målinger i den synlige og nær-infrarøde del av spekteret som oftest er blitt anvendt, men også mikrobølge-teknologi er i økende grad blitt tatt i bruk. De viktigste satellittene for denne virksomheten har vært de amerikanske NOAA- og LANDSAT-satellittene, samt den franske SPOT-satellitten. Kommersielle organisasjoner er blitt etablert for distribusjon av satellitt-produktene. Følgende landrelaterte anvendelser er valgt for en videre behandling: Vegetasjonskartlegging, kartlegging av tropisk regnskog, snødekke og flomovervåking, samt arealdekkeklassifisering generelt.

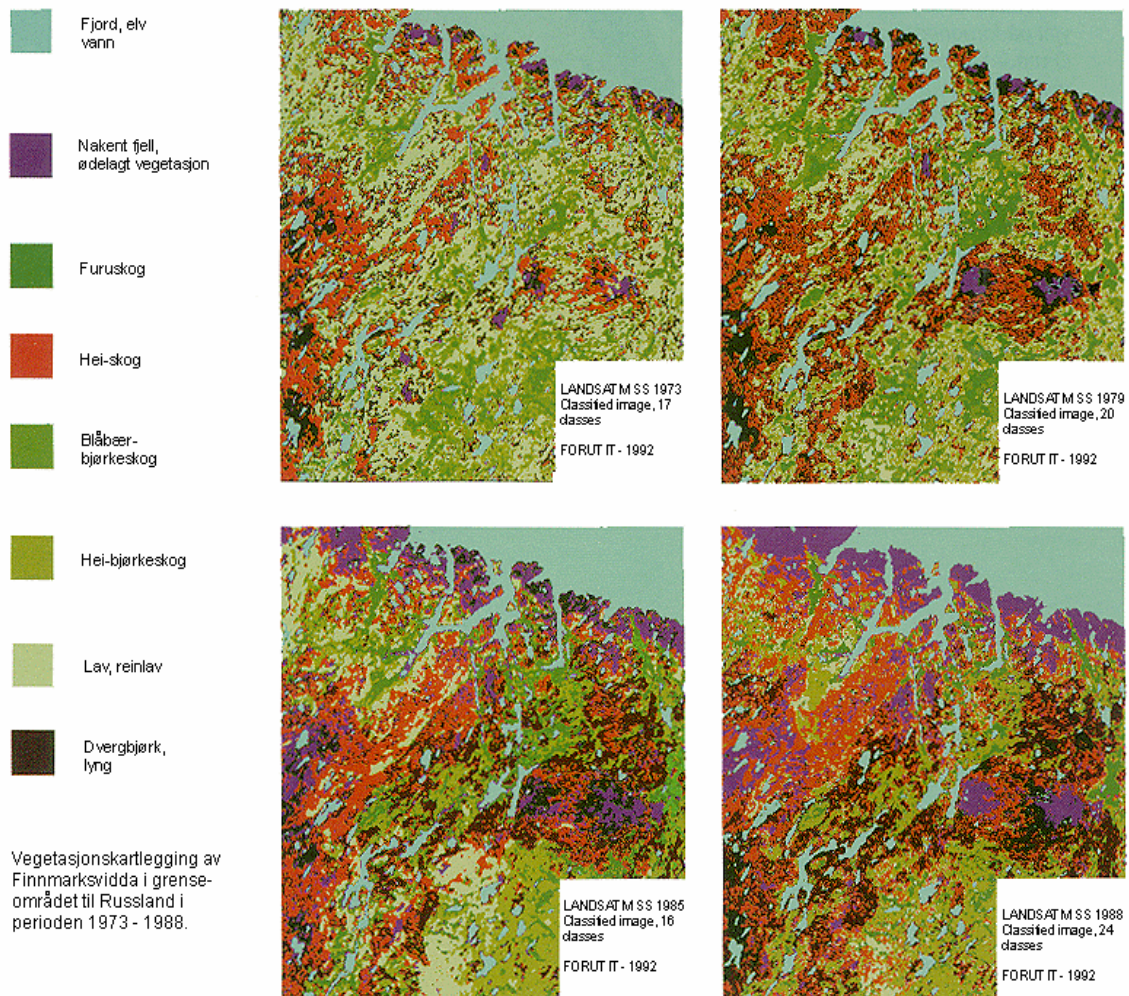
6.2.1 Vegetasjonskartlegging

Vegetasjon og arealdekket endrer seg hele tiden. Det er viktig for samfunnet å skaffe seg løpende oversikt over de forandringer som skjer, ettersom utnyttelsen av landområder har stor innvirkning på mange områder i samfunnet. Det gjelder for eksempel vannressurser, samfunnsplanlegging, miljøvern og skogindustri. Satellittdata kan utnyttes for slik kartlegging, fordi vi dermed kan få bilder over store områder.

Ved flere norske miljøer er det blitt opparbeidet god kompetanse for kartlegging og overvåking av ulike elementer av vegetasjon. NORUT IT har for eksempel gjennomført en undersøkelse av vegetasjonsendringer i Øst-Finnmark, og de viktigste resultatene fra denne er vist i Figur 6.7. Data fra LANDSAT MSS-sensoren (Multi-Spektral Scanner er forgjengeren til TM med en geometrisk oppløsning 80 m) er anvendt og arealdekket er klassifisert innen 6 grupper ulik vegetasjon, samt for fjord, elv, vann og for nakent fjell, ødelagt vegetasjon. Satellittdataene, som er tatt over en 15-årsperiode fra 1973-1988 viser en reduksjon vegetasjonsutbredelsen og en dramatisk formagring som skyldes luftforurensning (svoveldioksyd og tungmetaller) fra nikkelsmelteverkene i de russiske byene Nikkel og Zapolyarno. Arealer med lilla farge (nakent fjell, ødelagt vegetasjon) har økt dramatisk, og formagringen sees som fremmasj av hei-skog (rødt) hvor det tidligere har vært hei-bjørkeskog og blåbærbjørkeskog (gul-grønt/grønt). Reinlaven har også fått særlig hard medfart.

6.2.2 Kartlegging av Tropisk Regnskog

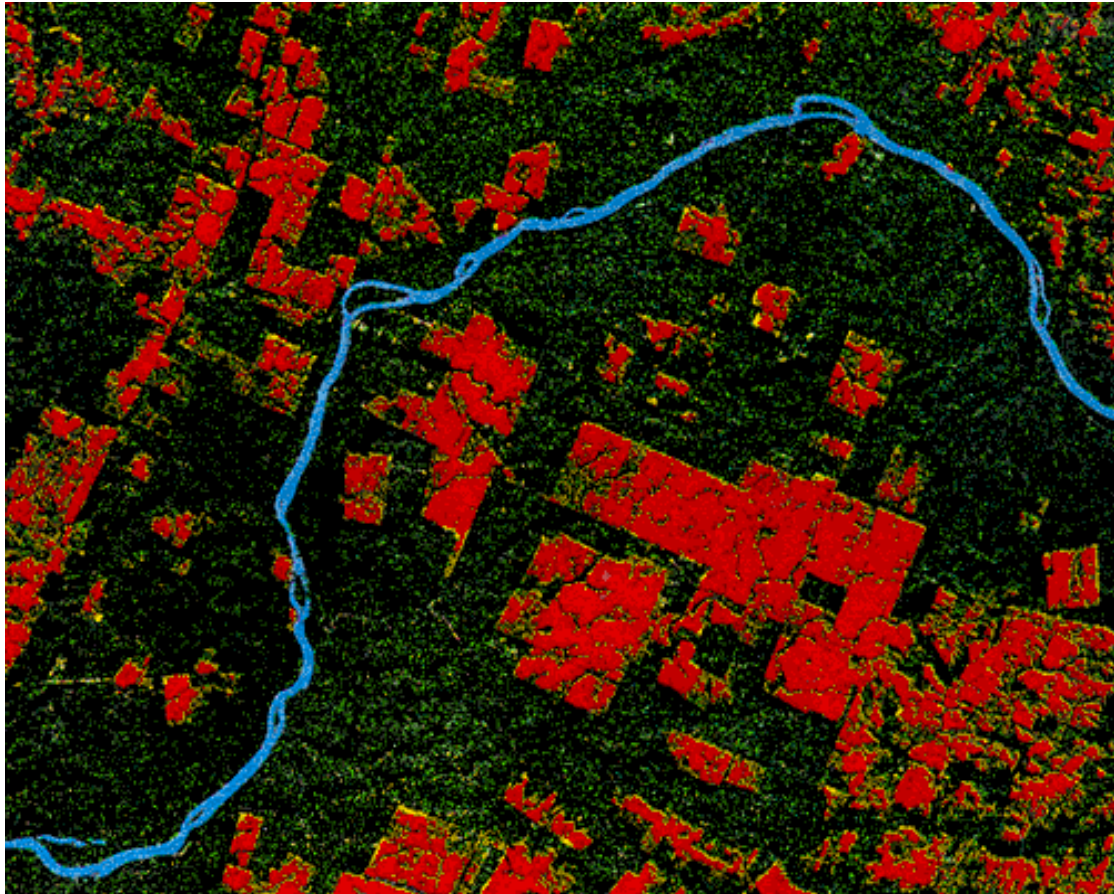
Regnskog er skog i tropiske eller tempererte soner med sterk nedbør. Den består av en blanding av mange forskjellige sorter løvtrær og et rikt mangfold av planter og dyr. Mange steder er regnskogen så tett at den er ugjennomtrengelig. Den tropiske regnskogen er et sårbart økosystem. Årlig blir store deler ødelagt ved at trærne hugges. Det bygges stadig nye veier slik at store områder blir lagt åpne. Dermed vil regnet lettere vaske vekk næringsrik jord slik at det ikke vokser opp nye trær.



Figur 6.7 Vegetasjonsendringer i Øst Finnmark i perioden fra 1973 til 1988 (Kilde: NORUT IT)

På grunn av den livlige fotosyntesen absorberer regnskogen store mengder karbondioksid CO_2 fra luften og produserer tilsvarende mengder O_2 . Ødeleggelsen av den tropiske regnskogen vil derfor føre til at det blir mer karbondioksid i atmosfæren, og er en viktig faktor i den globale klimaprosessen.

En overvåking av den tropiske regnskog ved hjelp av optiske satellittsensorer er vanskelig på grunn av skydekket og den sterke nedbøren i områdene. Resultatene fra ERS-1 satellitten har imidlertid vist at dette er mulig ved hjelp av SAR-instrumentet, som vist i Figur 6.8. De rødbrune områdene viser hvordan regnskogen er systematisk hugd ned. Gjennom et storstilet internasjonalt samarbeide er grunnlaget for et operasjonelt satellittbasert system for å overvåke utviklingen av skogødeleggelsene demonstrert. Både optiske- og mikrobølgesensorer er anvendt.

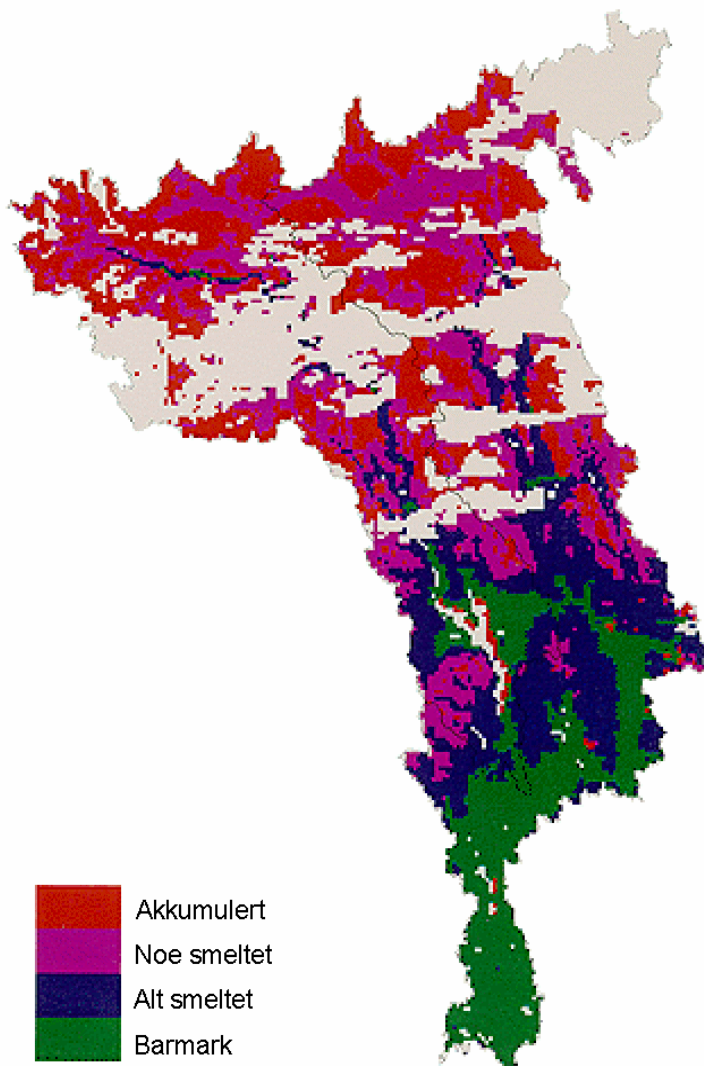


Figur 6.8 SAR-registrering av sterk nedhugst av tropisk regnskog for et område i Amazonas. De rødbrune områdene viser hogstfelt hvor regnskogen er ødelagt (Kilde: ESA).

6.2.3 Snødekke og Flomovervåking

Norges vassdrags og energiverk (NVE), Hydrologisk avdeling, anvender satellittdata i sin flom og snøovervåking. Institusjonen kan tilby data om snødekke relatert til høyde. Opplysningene kan gis for fritt definerte felt eller områder i hele Norge. Til grunn for dataene ligger NOAA-satellittbilder, som tolkes og bearbeides ved hjelp av et GIS (Geografisk informasjonssystem) som er etablert ved institusjonen. Tjenesten vil være tilgjengelig ved å abonnere på de ønskede delfelt eller som enkeltbestilling. I tillegg til snødekkets utbredelse og eventuelt tykkelse vil Hydrologisk avdeling være interessert i en mulig estimering av snøens vannekvivalent fra SAR i satellitt, som blir et viktig forskningsfelt fremover.

Vårflommen i 1995 på Østlandet var en av de største flommene vi kjenner i Norge. Det var ikke bare Trysil, Glommas dalføre og Gudbrandsdalen som fikk stor flom. Også de øvrige hovedvassdragene på Østlandet hadde store, men ikke ekstreme vannføringer.



Figur 6.9 Endring av snødekke i perioden 24. april til 22. mai 1995 målt med NOAA AVHRR for Glommas nedslagsfelt i Østerdalen. (Kilde: NVE).

Den satellittbaserte tjenesten bidro til en tidlig varsling av en mulig flom, samt til å følge utviklingen av snødekket gjennom smelteperioden. Allerede tidlig på våren viste satellittmålingene store snømengder i Sør-Norge. Det spesielle i 1995 var at snøen lå uvanlig lenge og faktisk økte i store deler av Glommas nedbørsfelt utover i mai. Da DNMI meldte om betydelig kjøligere vær for perioden fra 8. mai og en uke fremover, ble det klart at flomfaren økte betydelig. Dette resulterte i at NVE gikk ut med en klar advarsel om flomfaren som pressemelding 9. mai.

I Figur 6.9 er endring av snødekket i perioden 24. april til 22. mai vist. De hvite feltene er områder hvor pålitelige målinger ikke kunne gjøres på grunn av skyer. Blått viser områder som er blitt helt avsmeltet siden aprilbildet, og rosa står for delvis avsmelting. Rødt viser akkumulasjon, d.v.s. at det har snødd i høyereliggende strøk. Selve flomutviklingen kunne man følge ved å studere SAR-bildene fra ERS-1. Ved å kombinere bilder fra ulike datoer, kunne man få frem utviklingen av flommen. SAR-instrumentet har også et stort potensiale for snøovervåking, og vil kunne være spesielt viktig for en estimering av vanninnholdet i snømassene.

Satellittovervåking av isbreer er også et aktuelt emne i Norge inkludert Svalbard på grunn av at breene er følsomme for endringer i klimaet og fordi de har hydrologisk betydning som vannkraftressurs. Virksomheten har vært basert hovedsakelig på optiske sensorer, men bruk av SAR er under evaluering.

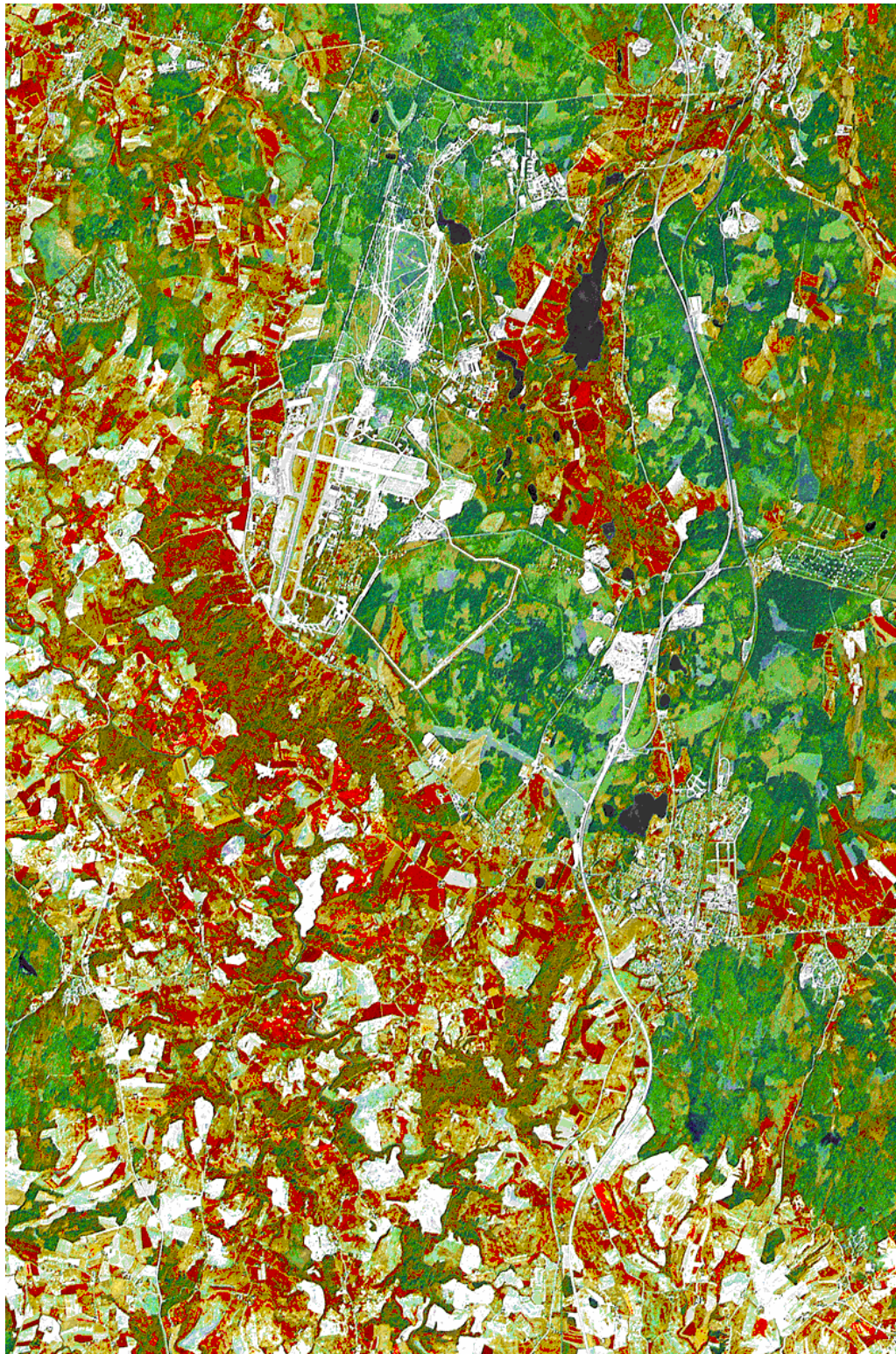
6.2.4 Arealdekkeklassifisering Generelt

Det finnes ingen oppdatert arealoversikt for Norge, og Miljøverndepartementet har satt igang et stort "Areal dokumentasjonsprogram". En mangler tildels betydelig informasjon om type, status og endringer av arealer. Omlag halvparten av Norge er dekket med økonomiske kart i målestokk 1:5000 og/eller 1:10000. Typisk for disse detaljerte kartlegginger er at de er ressurskrevende å holde oppdatert. For å fremskaffe oppdaterte arealoversikter, vil det være kosteffektivt å utnytte satellittdata. Slik kartlegging gjøres i de fleste europeiske land.

Historisk sett finnes det JO-data fra de siste 20-25 årene. Disse vil kunne analyseres og dermed bidra med kunnskap om arealendringer i løpet av denne perioden. Dette er informasjon som ikke kan skaffes til veie på annen måte, da endringer i realiteten allerede har skjedd uten at arealstatus er tilstrekkelig dokumentert. En vesentlig begrensning i bruk av optiske satellitter er at de avhenger av skyfrie forhold og dagslys for å få et godt opptak. I praksis har det vist seg å være en vesentlig begrensende faktor for datatilgangen. Dette medfører at det vil kunne gå fra tre til fem år for å få en tilstrekkelig arealdekning med brukbare JO-data.

Figur 6.10 viser et satellittbilde fra Gardermoen området hvor kartinformasjon er kombinert med arealinformasjon fra den franske SPOT-satellitten (SPOT har en oppløsning på 20 m i multispektral mode og 10 m i pankromatisk mode). EU har utviklet CORINE Land Cover klassifisering, som i det vesentlige kategoriserer landarealer basert på informasjon fra JO-data. Konklusjonene fra studier som gjennomført ved Statens Kartverk er, at en ved bruk av JO-data, ser gode muligheter for dokumenterte anvendelser innen:

- Forskning, undervisning og informasjon
- Arealbruk og -tilstand
- Arealplanlegging og -statistikk
- Hovedtrekk i vegetasjon og biologisk mangfold
- Vegetasjonskartlegging og landskapsanalyse
- Geologisk kartlegging
- Kartlegging av naturkatastrofer (f.eks. flomskader)



Figur 6.10 Satellittbilde fra Ullensaker hvor kartinformasjon er presentert sammen med et arealklassifisert, multispektralt og pankromatisk SPOT-bilde. (Kilde: Statens kartverk. Copyright: SPOT® ©CNES 1995, ©SSC Satellittbild 1995.)

Bruk av JO-data gir mulighet til ensartet klassifisering både i tid og rom. Etter at basiskartlegging er gjennomført vil JO-data med stor grad av presisjon bidra til å kartlegge endringer i landskapet. Arealinformasjonen som kan avledes fra JO-data egner seg godt for sambruk i geografiske informasjonssystem (GIS) med annen stedfestet miljøinformasjon.

6.3 MARINE ANVENDELSER

Satellittsystemene NOAA, LANDSAT og SPOT, som har vært de viktigste for utviklingen av de landrelaterte anvendelsene, har hatt og vil fortsatt ha stor betydning også for de havrelaterte anvendelsene. Foruten utvikling av optiske sensorer med forbedret spektral oppløsning (SeaWiFS), har utviklingen innen dette området i de senere år vært drevet av mikrobølgeradar-teknologien. ERS-satellittene har vært de viktigste elementene i Norges virksomhet de senere årene, og ERS-2 satellitten vil trolig fortsatt være operativ i flere år fremover.

Følgende marine anvendelser er valgt for en videre behandling: Havstrømmer, havis, oljeforurensing, samt alger og vannkvalitet.

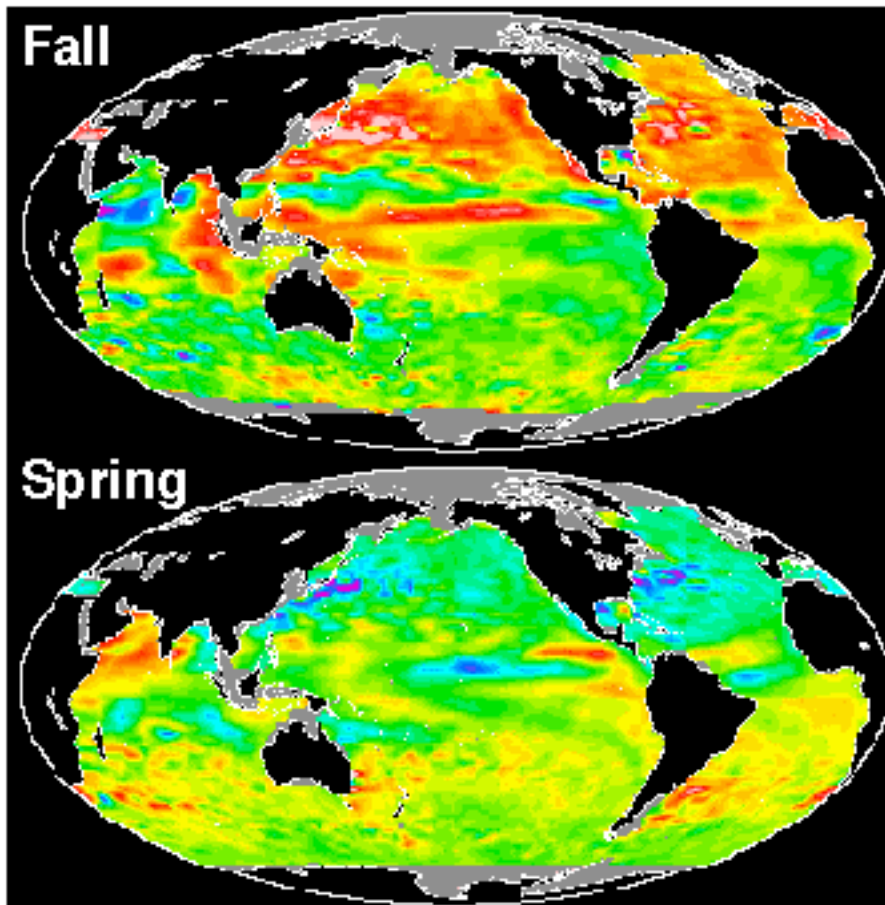
6.3.1 Havstrømmer

Det er kjent at forandringer i havets strømsystemer kan påvirke de regionale vær- og klimaforhold. De kan også påvirke de globale klimaforhold, og studier av strømsystemene vil derfor også være viktige for å påvise og studere en mulig global klimaendring.

De viktigste satellittsensorene som kan anvendes for å studere havstrømmene er radaraltimetre, SAR og sensorer for måling av overflatetemperatur. Vi skal i det følgende begrense oss til å vise to eksempler som illustrerer hvordan disse sensorene kan anvendes for fundamentale studier av strømsystemene.

Figur 6.11 viser havets høydevariasjoner (overflatetopografi) målt i forhold til geoiden. Denne varierer over kloden med opp til 100 meter på grunn av jordklodens ikke uniforme massefordelingen. Den tidsvariable delen i havoverflatetopografien skyldes dynamiske variasjoner i havstrømmene, som vist i figuren for en typiske vår- og høstsituasjon.

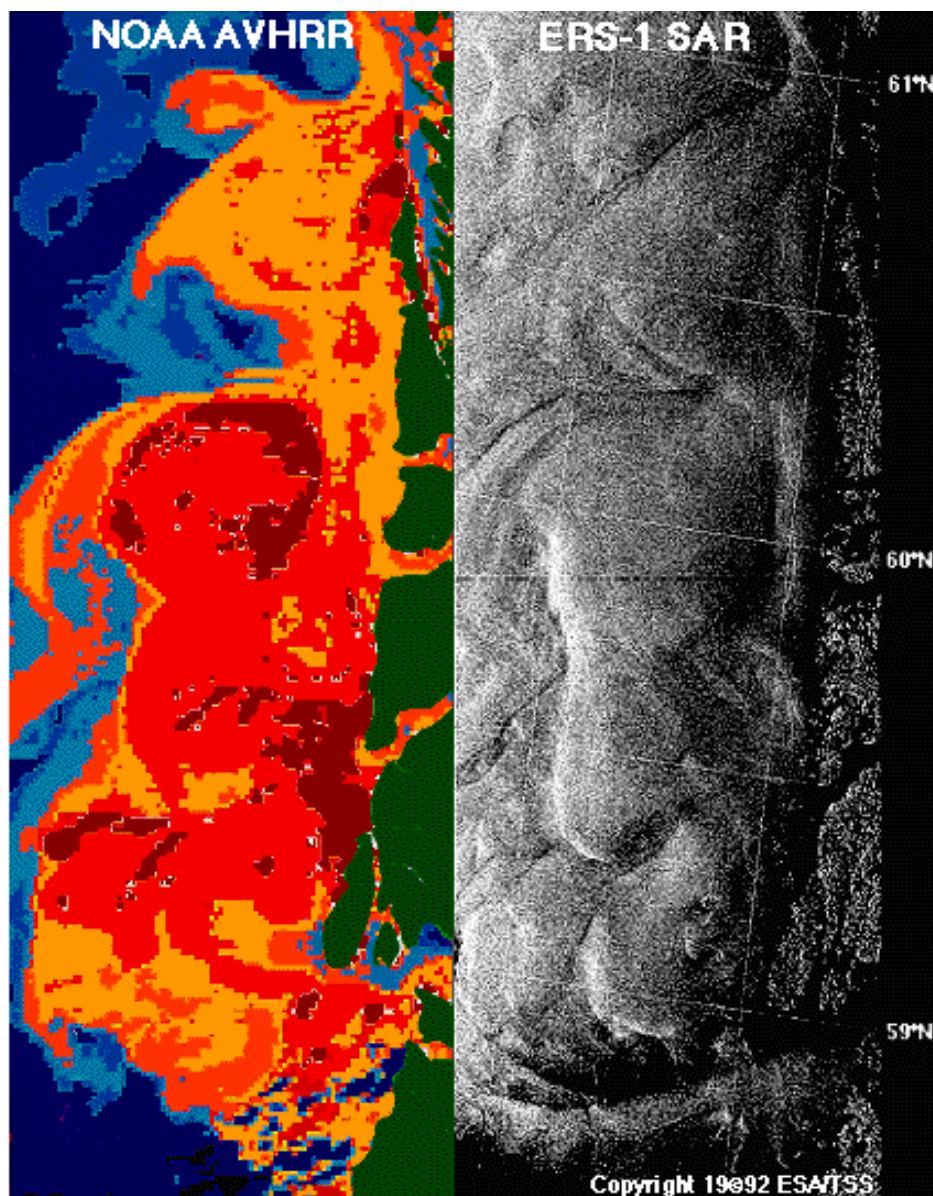
Målingene som er vist i Figur 6.11 ble foretatt med radaraltimeteret på TOPEX/POSEIDON satellitten. Havnivået varierer i forhold til referansegeoiden innenfor et område på ca. 2 meter, og kan måles med en relativ nøyaktighet på 2-3 centimeter. De store havstrømmene og deres sesongmessige variasjoner trer tydelig frem som fargeskiftninger på bildene. Fargekoden går fra rødt til blått svarende til positive og negative anomalier.



Figur 6.11 Havoverflatens topografi målt med en nøyaktighet på noen få centimeter med radaraltimeteret i Topex/Poseidon satellitten. Fargeskalaen går fra rødt til blått som korresponderer med henholdsvis positive og negative anomalier. (Kilde: NASA/JPL).

Havets overflatetopografi kan måles direkte med radaraltimeteret i satellittene, og mulige forandringer av havstrømmene med tiden kan derfor overvåkes med slike instrumenter. Radaraltimetermålinger ble gjort med den amerikanske satellitten GEOSAT fem år før ERS-1 satellitten ble skutt opp i 1991, og gjennomføres for tiden også med den fransk/amerikanske TOPEX/POSEIDON og den europeiske ERS-2 satellitten. Dette betyr at utviklingen av havstrømsystemene allerede har vært overvåket i en ti års periode ved hjelp av satellittbårne radaraltimetre.

En kombinasjon av radar og temperaturmålinger har vært anvendt for å studere strømmer av mindre skala (10 til 100 km). SAR-målinger har bare i liten grad vært anvendt for slike studier, men representerer en viktig ny metode for slike undersøkelser. Dette er illustrert i Figur 6.12 hvor målinger av havets overflatetemperatur er sammenholdt med nær samtidige målinger med SAR-instrumentet i ERS-1 satellitten. Den romlige oppløsning for AVHRR-bildet er 1 km, mens SAR-bildet er prosessert til en oppløsning av 100 meter. For AVHRR målingene avtar temperaturen fra ca 14° ved kysten (områdene vist som røde) til ca. 12° i bildets ytterkant (områdene vist som mørke blå).



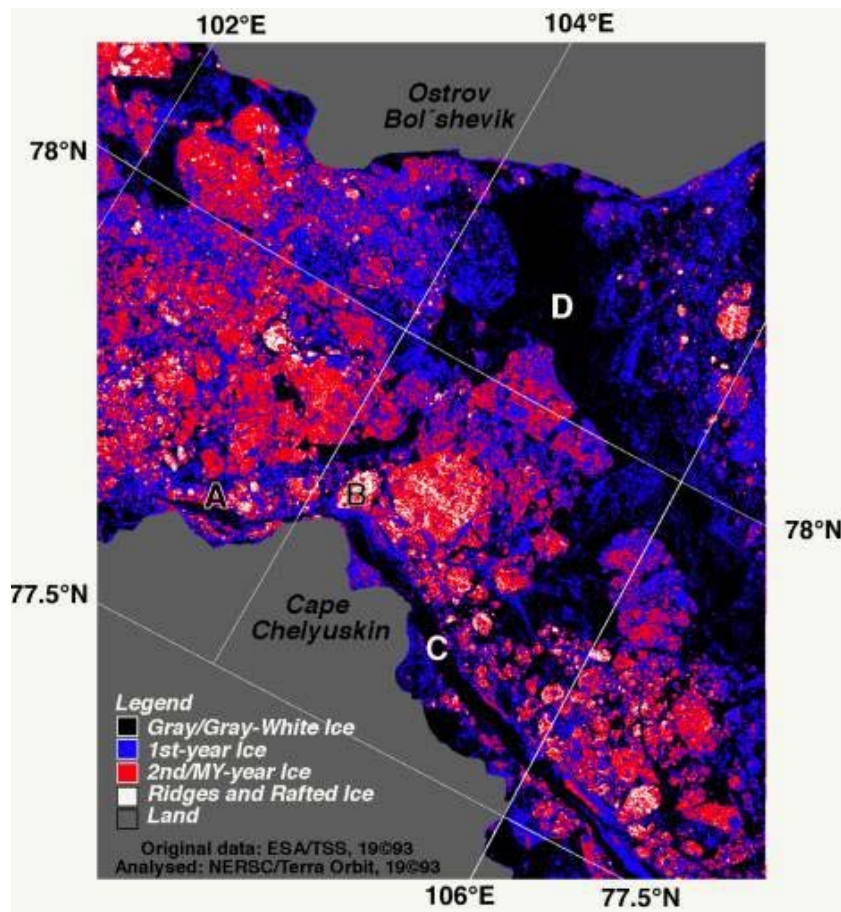
Figur 6.12 Kyststrømmen langs Vestlandet. NOAA AVHRR og ERS-1 SAR data fra kystområdet vest for Bergen. Opptakene er fra 3. oktober 1992 og er gjort med 6 timers mellomrom. Forklaring til AVHRR-opptaket: Grønt – Land, Rødt – ca. 14° vann, Blått – ca. 12° vann. SAR: Virvelstrukturene gir økt tilbakespredning mot radaren. (Kilde: NERSC, <http://www.nrsc.no/>).

Den maksimale temperaturgradient er ca 0,75°C pr. km. Strukturen av havoverflate-temperaturfeltet med de virvelformede strømsystemene, som er ca 50 km store, er typiske for de ustabile forhold i kyststrømmen. Landområdene er vist som grønne, mens skyer i bildets nedre del er vist som sorte.

ERS-1 SAR registreringen viser de lignende strømsystemer som temperaturregistreringene, og overensstemmelsen mellom de to typer målinger er overraskende god. Gråtoneskalaen fra sort til hvitt korresponderer med fra lav til høy tilbakespredning. For SAR sees virvlene som strukturer i tilbakespredningen. SAR-målingene er i motsetning til temperaturmålingene ikke er avhengige av skyfrie forhold, har således et stort potensiale for studier av mesoskala strømsystemer i havets overflatesjikt.

6.3.2 Havis

Havis er et område hvor DNMI i mange år har anvendt NOAA AVHRR-data sammen med andre observasjoner for å utarbeide ukentlige og til dels daglige kart over havis og sjøtemperatur. Et videre utviklingspotensiale for operative anvendelser ligger i bruk av mikrobølgedata med optiske sensorer som et supplement under skyfrie forhold. Figur 6.13 viser et eksempel på klassifisert SAR-bilde fra Vilkitsky-stredet på Sibirkysten. Bildet ble lest ned i Tromsø 28. november 1993. Derfra ble det overført til Terra Orbit/NERSC i Bergen, hvor det ble tolket og videresendt til en russisk isbryter hvor det ble anvendt i nær sann tid til hjelp for navigering. Klassifiseringen er foretatt på bakgrunn av spredningkoeffisienten endrer seg som funksjon av isens alder og tykkelse, jf. avsnitt 4.3. Virksomheten blir videreført som et samarbeidsprosjekt mellom ESA og den russiske romfartsorganisasjonen RKA med det klare målet å utvikle en operativ istjeneste for fartøysnavigasjon i isbelagte områder. Prosjektet gjennomføres i samarbeid med russiske ansvarlige myndigheter, inklusive isbryttertjenesten. Virksomheten er viktig også for utvikling av operative anvendelser for andre isbelagte områder.

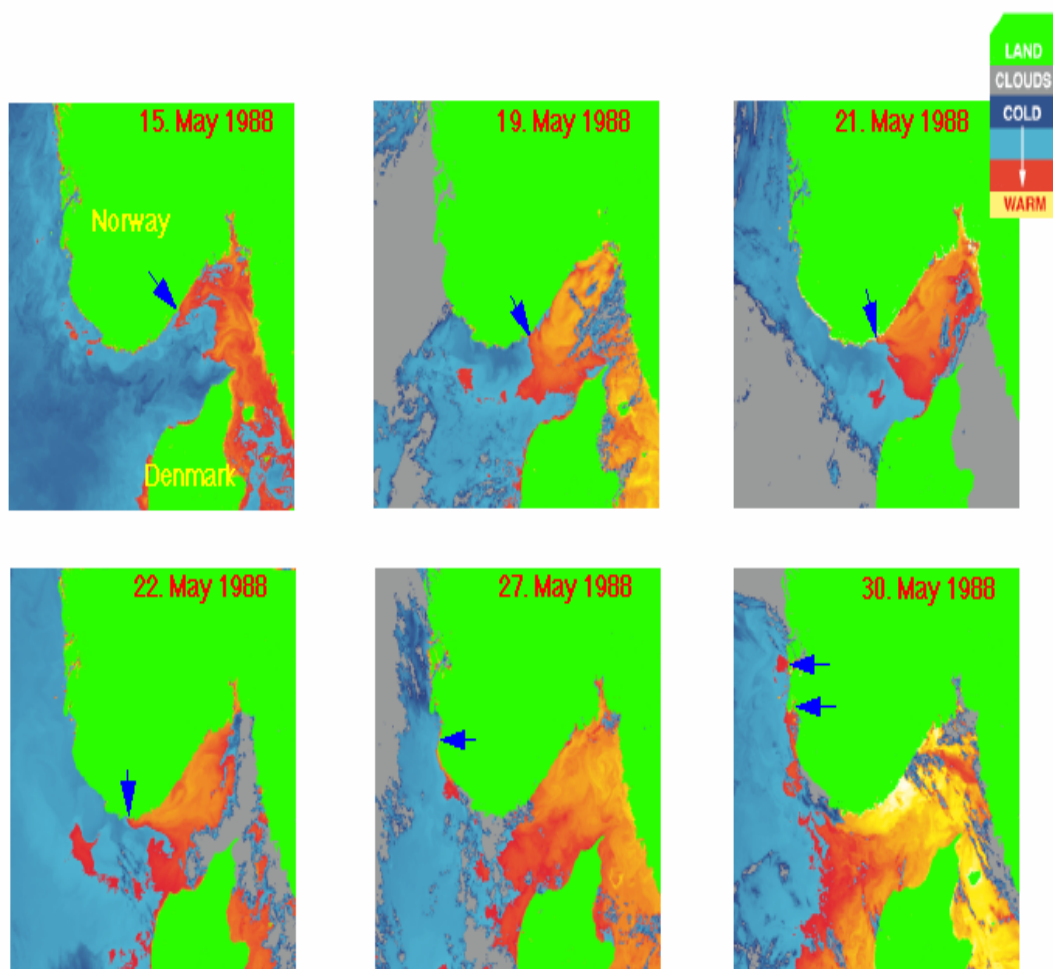


Figur 6.13 Klassifisert tolkning av istypeinformasjon i en ERS-1 SAR scene fra Vilkitski-stredet på Sibirkysten 4. november 1993. Tolkningen er inndelt i 4 nivåer og sammenholdt med feltobservasjoner og russiske iskart for området i samme periode. Fargekode: Sort: grå og gråhvit is, Blå: førsteårsis; Rød; andreårsis (residual); Hvit: røff is/skrugrader. (Kilde: Terra Orbit A/S).

6.3.3 Alger og Vannkvalitet

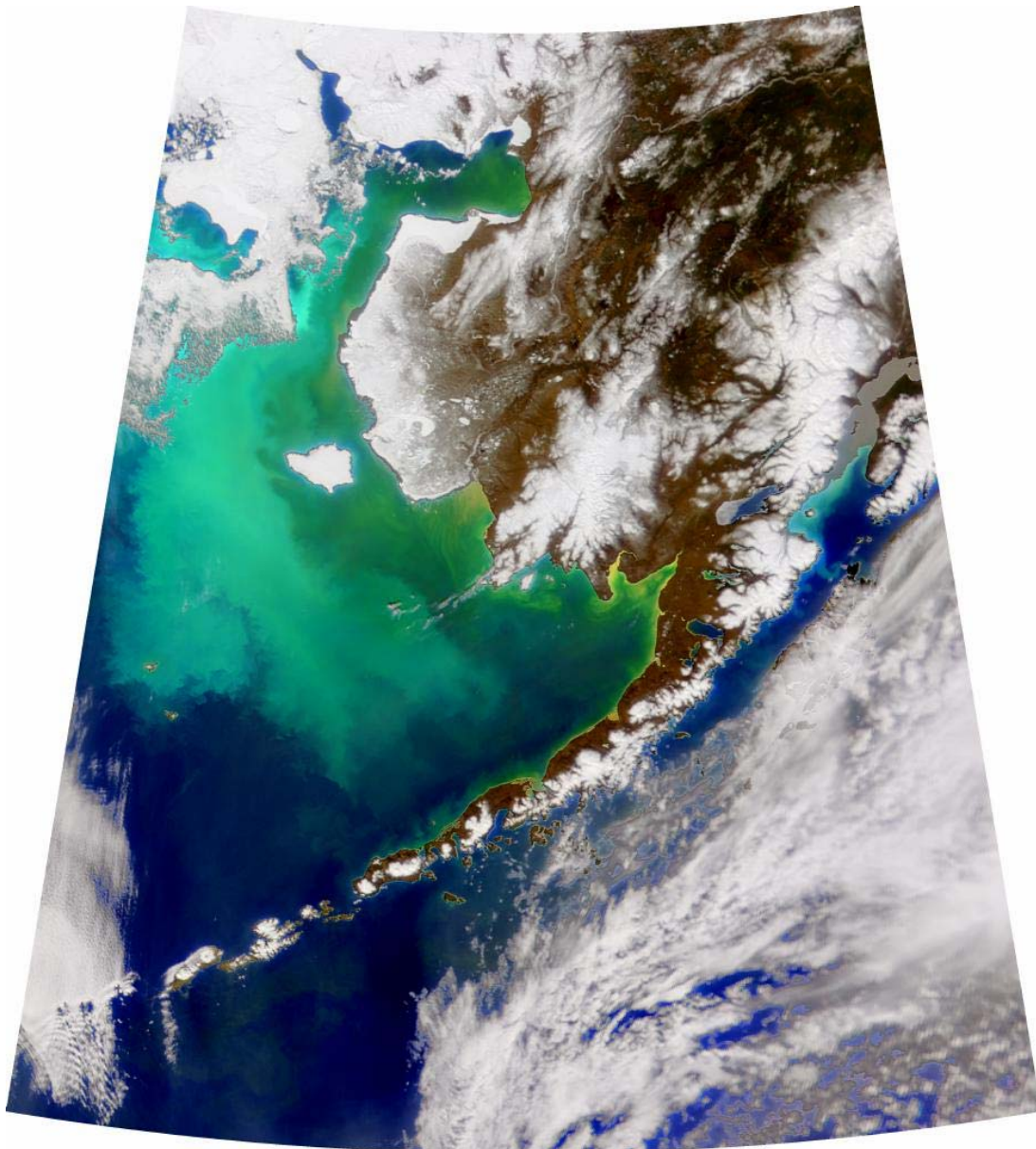
Ofte kan vi indirekte studere algeutbredelsen ved å studere hvordan havtemperaturen forandrer seg. Mange alger formerer seg raskere hvis temperaturen øker og algene følger passivt med havstrømmen. Som et eksempel er det i Figur 6.14 vist hvordan den skadelige algeoppblomstringen i 1988 kunne studeres ved hjelp av temperaturmålinger fra NOAA-AVHRR. Opptakene er gjort over en 14 dagers periode. Forflytningen (markert med piler) av de varmere vannmassene (oransje områder) langs Sørlands- og Jærkystene viste seg å være sammenfallende med forflytningen av algefronten under deler av blomstringen.

En direkte måling av algeforekomstene må baseres på måling av de spektrale egenskapene av det tilbakespredte sollyset. Havfargen avhenger av det innkommende sollys, samt av havets spektrale absorpsjon og refleksjon av lyset. Havets absorpsjon av sollys blir primært bestemt av de optiske egenskapene til det rene sjøvann og de alger, oppløst organisk materiale (gulstoff) og sedimenter fra land avrenning som befinner seg i vannmassene. I de åpne havområder dominerer algene og organisk materiale fra disse. I de kystnære områder får en ofte et komplekst bilde sammensatt av bidrag fra en rekke kilder.



Figur 6.14 Havoverflatetemperatur i en tidsserie av AVHRR bilder fra våren 1988 under blomstringen av den skadelige algen *Chrysocromulina polylepis*. Forflytningen av de varme vannmasser (markert med piler) langs Sørlands- og Jærkystene viste seg å være sammenfallende med forflytningen av algefronten under deler av blomstringen . (Kilde: NERSC).

Figur 6.15 viser en kraftig oppblomstring av zoo-algen coccolithophore i Bering Havet våren 1998. Bildet er tatt med SeaWiFS og viser algeoppblomstringen som en melkegrønn farge, mørkest nærmest land hvor konsentrasjonen er størst. Den uvanlig sterke oppblomstringen ble stimulert av en ca. 2 °C høyere havtemperatur enn vanlig og mindre skydekke enn vanlig, d.v.s. mere sollys. Disse uvanlige forholdene gav en forrykking av økosystemet, og den interesserte leser finner mer informasjon på følgende web-adressen: <http://rho.pmel.noaa.gov/vance/seawifs/bering.html>.



Figur 6.15 Algeoppblomstring i Bristol Bay på sydkysten av Alaska sett med SeaWiFS 25. april 25, 1998. Dette er nært opp til virkelige farger, og algeoppblomstringen sees som melkegrønt, økende konsentrasjon fra lyst mot mørk. Det hvite i nedre del av bildet mot høyre er skyer, mens hvite felter lenger nord i bildet er for en stor del snø og is. Universitetet i Alaska har gjort bildet tilgjengelig på bildegalleriet til SeaWiFS: http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS/IMAGES/SEAWIFS_GALLERY.html.

Informasjon av om forskjellige type algevekster har sin interesse i kartlegging av fiskeressurser hvor algene er det første ledd i den marine næringskjede. Informasjonen er også viktig for klimaovervåkning, inkludert assimilering i marin økosystemmodellering.

6.3.4 Oljeforurensing

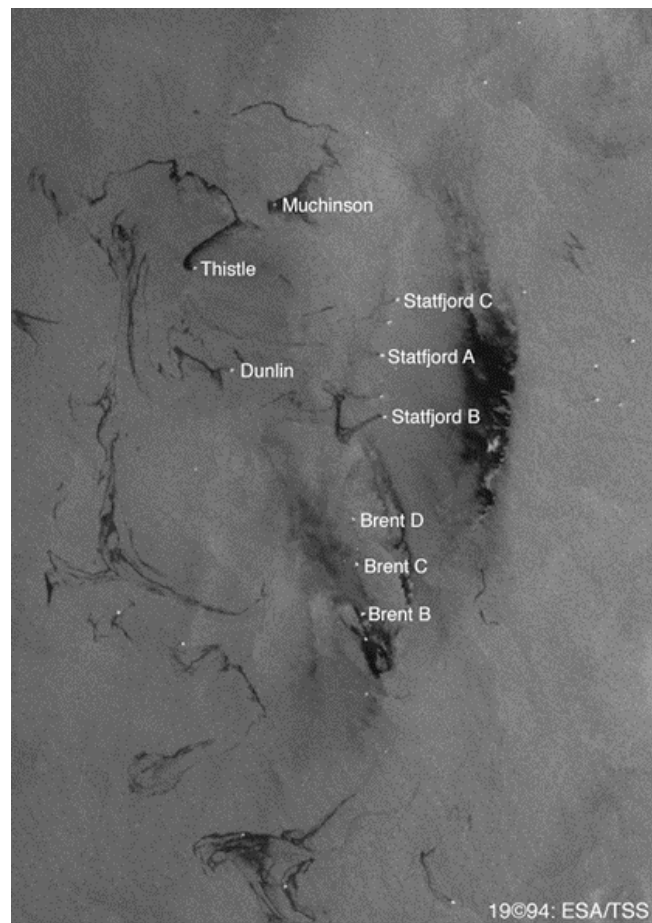
Norge har sin oljeproduksjon til havs, samtidig som skip transporterer olje og annen kjemikalieleast langs kysten. Myndighetene, ved Statens forurensingstilsyn (SFT), har ansvaret for overvåkingen av slik aktivitet til havs. Vi har i de senere år hatt flere eksempler på dramatiske katastrofer hvor supertankskip har vært involvert. Et eksempel på en slik er da det 147 000 tonn store tankskipet Sea Empress grunnstøtte under innseilingen til Milford Haven i Wales 15. februar 1996. Et annet eksempel er Exxon Valdez katastrofen utenfor kysten av Alaska i 1989. Det er imidlertid ikke bare de store utslippene som utgjør trussel mot miljøet. Alle små ufrivillige eller ulovlige utslipp er ikke noe bedre. Det er anslått at summen av slike til alle verdenshav utgjør tre millioner tonn pr år. Det er nok til å fylle 20 supertankere av Exxon Valdes størrelse. Det er ikke mye olje som skal til for å gjøre stor skade. Oljen legger seg som et tynt lag på havoverflaten og kan drive over svært store avstander. Den kan også brytes ned eller blandes ut med vann hvis vinden er sterk nok. De skadelige effektene på organismene er giftvirkning, hindring av opptak av viktige næringsstoffer og tap av isolerende og vannavstøtende egenskaper. Små utslipp kan gi store lokale skader, og skadene vil generelt avhenge av oljetype, vegetasjon på stedet, årstid, vindstyrke og beredskap.

Norge ligger langt fremme når det gjelder å utvikle overvåkingstjenester med satellitter som verktøy. Det er spesielt SAR-instrumentet i ERS satellittene som har vært viktige for denne utviklingen. En oljeflekk vil under gitte forhold fremkomme i SAR-bildene som en mørk flekk (lav tilbakespredning) mot en mere grå flate. Flekken blir mørk fordi oljen demper kapilærbølgene og gjør havoverflaten mindre ru, som gir en lavere spredning av mikrobølgene. Det er imidlertid også andre fenomener eller stoffer som kan ha denne dempende effekten på havoverflaten, f.eks. fiskeolje. I Figur 6.16 er det presentert et ERS-1 bilde fra Nordsjøen som viser SAR-signaturer av mulig oljeforurensning eller driftsutslipp fra en rekke oljeinstallasjoner på både engelsk og norsk side av sokkelen.

Uhell på boreplattformer og lekkasjer ved rørledninger mellom off-shore felt og fastlandet er også kilder til oljeforurensing i havene. I samarbeid med Statens Forurensningstilsyn (SFT) er det etablert en oljeovervåkings-tjeneste ved Tromsø Satellittstasjon basert på data fra de europeiske ERS-satellittene. Tromsø Satellittstasjon har gjennom de senere år bygget ut for å kunne gi brukere av satellittdata informasjon så raskt som mulig. Tjenesten for oljesølovervåking har som mål å gi informasjon om mulig oljesøl detektert ved hjelp av SAR innen to timer etter at satellitten har passert over stedet. Fly anvendes av SFT for å få bekreftet at de mulige utslipp er reelle oljeutslipp.

SAR-data er bare tilgjengelig i begrenset omfang for de aktuelle norske farvann. SAR-sensoren på den kanadiske RADARSAT-satellitten dekker de norske områdene bedre og hyppigere enn ERS-satellittene, men med en større datakostnad. Ta et besøk

innom Tromsø Satellittstasjon's bildegalleri for flere eksempler på deteksjon av oljespill: <http://www.tss.no/gallery>.



Figur 6.16 SAR-opptak over Statfjord-feltet (ESA/TSS/NERSC).

APPENDIKS

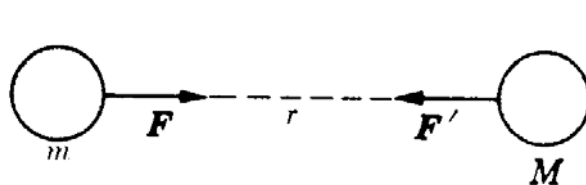
A.1 FUNDAMENTALE KONSTANTER BENYTTET

Konstant	Symbol	Verdi
Boltzmanns konstant	k	$1,3805 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$
Jordas masse	M_j	$5.97 \times 10^{24} \text{ kg}$
Jordas midlere radius	R_j	6370 km
Lyshastigheten	c	$3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$
Plancks konstant	h	$6.6256 \times 10^{-34} \text{ J s}$
Tyngdens akselerasjon	g	9.7805 m s^{-2}
Universelle gravitasjonskonstant	G	$6.67 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$

A.2 GRAVITASJONSLOVEN

Den universelle gravitasjonsloven ble formulert av Newton i 1666 men ble først publisert i 1687 (i *Principa Mathematica Philosophiae Naturalis*) og var et svært viktig bidrag til fysikken. Tiltrekningskrefter mellom legemer på grunn av at de har en endelig masse er en universell egenskap til all materie. Vi skal her utlede gravitasjonsloven for to punktmasser.

Gravitasjonskraften mellom massene M og m er en sentralkraft som virker langs den rette linjen som forbinder de to legemene i Figur A.1. Kraftene \mathbf{F} og \mathbf{F}' er like i store men motsatt rettet.

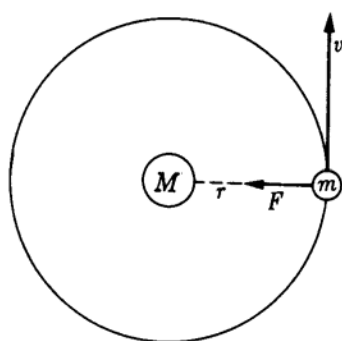


Figur A.1 Gravitasjonstiltrekning mellom to masser. Kraftene på M og m er like store men motsatt rettet.

Siden gravitasjonsvekselvirkning er en universell egenskap til all materie, er det rimelig å anta at kraften \mathbf{F} mellom 2 legemer er proporsjonal med mengde materie til hvert av legemene (d.v.s. til deres respektive masser M og m), og avstanden \mathbf{r} mellom massene. Vi kan derfor uttrykke kraften \mathbf{F} som

$$\mathbf{F} = m M f(\mathbf{r}) \quad (\text{A2.1})$$

hvor $f(\mathbf{r})$ er en ukjent funksjon. Neste skritt blir å bestemme formen på $f(\mathbf{r})$. Vi skal her begrense oss til spesialtilfellet hvor masse m beveger seg i en sirkulær bane rundt masse M som vist i Figur A.2.



Figur A.2 Bevegelse av masse m ved gravitasjonsvekselvirkning med M .

Med utgangspunkt i Newton's 2 lov

$$F = ma = m \frac{v^2}{r} \quad (\text{A2.2})$$

hvor $\frac{v^2}{r}$ er et uttrykk for sentripetalakselerasjonen. For at et legeme med masse m skal kunne gå i en sirkulær bane rundt masse M må legemet hele tiden ligge i “fritt fall” mot masse M . Fra dagliglivet vet vi at tilbakelagt vei er gjennomsnittshastighet multiplisert med tiden. Tilbakelagt vei for sirkelbevegelsen er $2\pi r$ i løpet av en omløpsperiode T , d.v.s. vi har at

$$2\pi r = vT \quad (\text{A2.3})$$

hvor v er den tangensielle hastigheten i banen (jf. Figur A.2).

Benytter vi Keplers 3. lov finner vi lett at

$$v^2 = \frac{4\pi^2}{K r}$$

og at

$$F = m \frac{v^2}{r} = m \frac{4\pi^2}{K r^2} \propto \frac{1}{r^2}$$

Vi kan derfor uttrykke gravitasjonskraften som

$$F = G \frac{Mm}{r^2} \quad (\text{A2.4})$$

hvor proporsjonalitetskonstanten G er den universelle gravitasjonskonstanten som kan bestemmes eksperimentelt:

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2\text{kg}^{-2}$$

Tiltrekningskraften mellom to masser er altså omvendt proporsjonalt med kvadratet av distansen mellom legemene.

Et uttrykk for hastigheten som funksjon av radius fås ved å kombinere Ligning A2.2 og Ligning A2.4:

$$v = \sqrt{\frac{MG}{r}} \quad (\text{A2.5})$$

Setter vi inn dette uttrykket får hastigheten i Ligning A2.3 får vi baneperioden uttrykt som funksjon av radius

$$T^2 = \frac{4\pi^2}{MG} r^3 \quad (\text{A2.6})$$

A.3 LISTE OVER HYPPIG BRUKTE FORKORTELSER INNEN JORDOBSERVASJON

ADEOS	Advanced Earth Observing Satellite - NASDA satellitt
ALOMAR	Arctic Lidar Observatory for Middle Atmospheric Research, forskningsstasjon på Andøya
AMI	Advanced Microwave Instrument - ERS sensor
ARGOS	Data Collection and Platform Localization System
ATSR	Along tracking scanning radiometer - ERS sensor
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer - NOAA sensor
CNES	Centre National Etudes Spatiale - Den Franske romfarts organisasjonen
CZCS	Coastal Zone Colour Scanner - NIMBUS 7 havfarge sensor
DMSP	Defence meteorological satellite program
DNMI	Det norske meteorologiske institutt
EEM	Earth Explorer Mission - ESA program
ENVISAT	Environmental Satellite - ESA program
EOS	Earth Observing System - NASA
EPS	EUMETSAT Polar Systems
ERS	Earth Resource Satellite - ESA JO-satellitter (1 fra 1991; 2 fra '95)
ESA	European Space Agency
EUMETSAT	European meteorological satellite organisation
EWM	Earth Watch Mission - ESA program
FFI	Forsvarets forskningsinstitutt
GIS	Geografisk informasjonssystem
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment - ERS-2 sensor
GOMOS	Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars - ENVISAT Sensor
IPCC	Intergovernmental panel on climate change
IRR	Infrared Radiometer del av ATSR
JERS	Japanese Earth Resource Satellite - NASDA satellitt
LANDSAT	Kommersiell satellitt for JO-kartlegging
MERIS	Medium resolution imaging spectrometer - ENVISAT sensor
METOP	Meteorological Operational Programme - EUMETSAT
MIPAS	Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Soundings - ENVISAT sensor
MSG	Meteosat Second Generation - EUMETSAT
MSS	Multi Spectral Scanner - LANDSAT sensor
MWR	Microwave Radiometer - ENVISAT sensor
NASA	National Aeronautics and Space Administration - USA
NASDA	National Space Development Agency of Japan
NERSC	Nansen senter for miljø- og fjernmåling, Bergen
NILU	Norsk institutt for luftforskning
NIMBUS 7	NASA JO forskningssatellitt, skutt opp i 1978
NORUT	Forskningsstiftelsen ved Univ. i Tromsø
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration, USA
NRS	Norsk Romsenter
OCTS	Ocean colour thermal scanner -ADEOS sensor
PRARE	Precise range and range rate equipment - ERS sensor for banebestemmelse

RA	Radar altimeter sensor
RADARSAT	Kanadisk satellitt med SAR radar sensor
RKA	Russian Space Agency
SAR	Synthetic Aperture Radar
SCARAB	Scanner Radiasjonsgo balansa - sensor for måling av atmosfærens strålingsbudsjett
SCIMACHY	Scanning imaging absorption spectrometer for atmospheric cartography - ENVISAT
ORBVVIEW-2	Amerikansk satellitt med SeaWiFS sensoren
SeaWiFS	Sea-viewing wide field-of view sensor - havfargesensor
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer, NIMBUS 7 sensor
SPOT	Kommersiell satellitt for JO-kartlegging, Frankrike
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager - DMSP sensor
TM	Tematic Mapper - LANDSAT sensor
Terra Orbit	Firma for utvikling og salg av JO-produkter eablert og eid av NERSC
TIROS	Television and infrared observation satellite - NASA satellitt serie
TOMS	Total ozone mapping spectrometer
TOPEX/ POSEIDON	Fransk amerikansk satellitt med to RA sensorer
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder - NOAA
TSS	Tromsø satellittstasjon - nasjonal nedleserstasjon for JO-data

BIBLIOGRAFI

- Brekke, A., *Fysikk i den polare atmosfæren og nordlyset*, internett lærebok, <http://www.afl.hitos.no/mfysikk>, 1997.
- Egeland, A, T. Henriksen og I. Kanestrøm, *Drivhuseffekten; Jordens atmosfære og magnetfelt*, Universitetsforlaget, Oslo, 1990.
- Landmark, B., L. H. Petterson, J. Moen, *Kompendium i satellittbasert jordobservasjon*, NERSC Spesialrapport nr. 54, 1997.
- Mather, P., *Computer Processing and Image Interpretation*, John Wiley&Sons, New York, USA.
- Richards, J., *Remote sensing digital image analysis, An introduction*, SpringerVerlag, Germany, 1993.
- Wahl. T. og R. Jørgensen, *Radarsatellitter*, Universitetsstudiene på Kjeller, Kompendium, 1992.