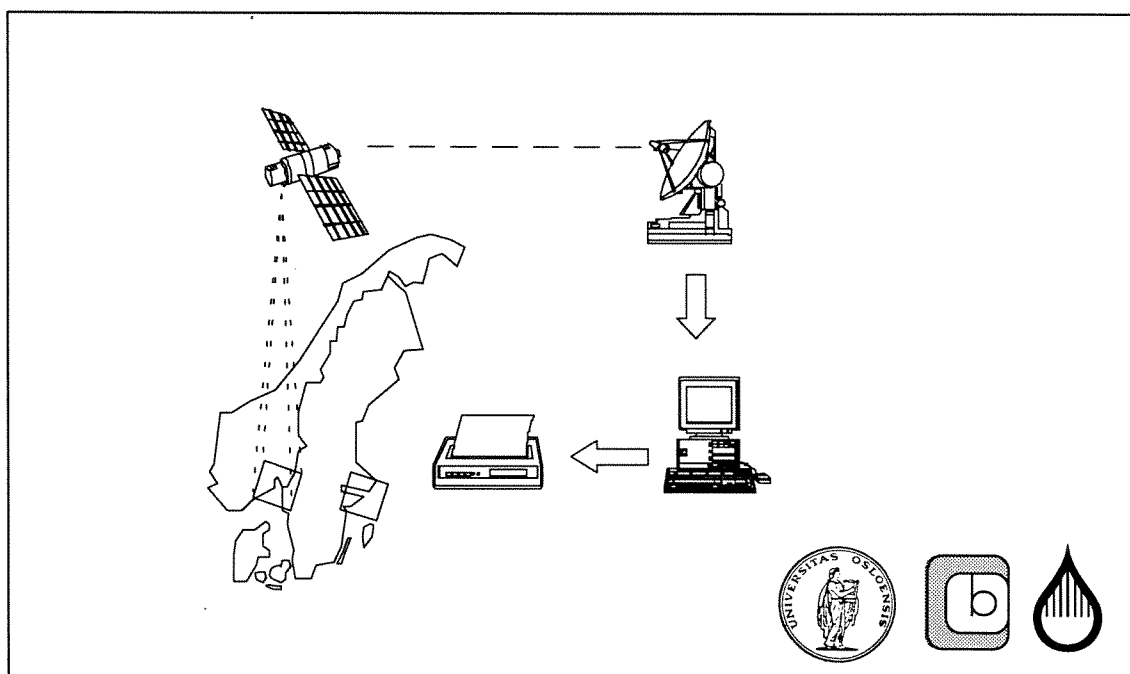


O-90236 E-86609

Fjernmåling av vannkvalitet

Videreutvikling av optisk satellittfjernmåling som metode for overvåking av vannkvalitet



NIVA - RAPPORT

Norsk institutt for vannforskning  NIVA

Prosjektnr.:	Udemr.:
O-90236	
E-86609	
Løpenr.:	Begr. distrib.:
2860	Fri

Hovedkontor	Sørlandsavdelingen	Østlandsavdelingen	Vestlandsavdelingen	Akvaplan-NIVA A/S
Postboks 69, Korsvoll	Televeien 1	Rute 866	Thormøhlensgt 55	Søndre Tollbugate 3
0808 Oslo 8	4890 Grimstad	2312 Ottestad	5008 Bergen	9000 Tromsø
Telefon (47) 22 18 51 00	Telefon (47 41) 43 033	Telefon (47 65) 76 752	Telefon (47 5) 32 56 40	Telefon (47 83) 85 280
Telefax (47) 22 18 52 00	Telefax (47 41) 44 513	Telefax (47 65) 76 653	Telefax (47 5) 32 88 33	Telefax (47 83) 80 509

Rapportens tittel:	Dato:	Trykket:
Fjernmåling av vannkvalitet - Videreutvikling av optisk satellittjernmåling som metode for overvåking av vannkvalitet.	12.3.93	NIVA 1993
	Faggruppe:	
	Analyse/Fjernmåling	
Forfatter(e):	Geografisk område:	
Kai Sørensen Eyvind Aas Bjørn Faafeng Tommy Lindell	Generellt	
	Antall sider:	Opplag:
	115	150

Oppdragsgiver:	Oppdragsg. ref. (evt. NTNF-nr.):
Statens forurensingstilsyn	

Ekstrakt: Det er gjennomført en undersøkelse for å se hvordan data fra jordressurssatellittene Landsat og SPOT best kan benyttes for overvåking av enkelte vannkvalitetsparametere i forurensete ferskvanns- og sjøvannsresipienter. Optiske satellittdata er spesielt egnet til overvåking av parametere som siktedyp, turbiditet og temperatur. Sammen med et begrenset antall felldata vil man for disse parametere oppnå en tilfredsstillende nøyaktighet. For bestemmelse av suspendert materiale og spesielt klorofyll-a, kreves et større feltmateriale samt kunnskap om de lokale forhold for å oppnå gode og pålitelige resultater. Slike data vil gi informasjon som det ikke er mulig å få frem med andre metoder, og man vil med begrenset ressursinnsats få oversikt over store områder. De to nevnte satellittene er for øyeblikket de eneste som har tilfredsstillende oppløselighet for bruk i både de nære kystområder, fjorder, elver og innsjøer. Disse satellittene har enkeltvis en lav dekningsfrekvens og optiske satellittdata er dessuten avhengig av lite skyer, men ved at man kan bruke begge disse sensorsystemer om hverandre økes dekningsfrekvensen og derved operasjonaliteten til et tilfredsstillende nivå for en rekke overvåkingsoppgaver.

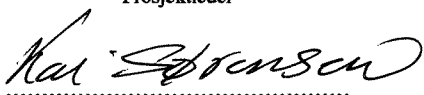
4 emneord, norske

1. Fjernmåling
2. Vannkvalitet
3. Landsat-5
4. Kalibrering

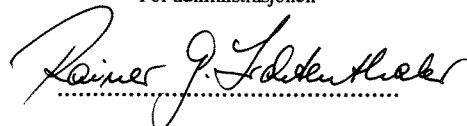
4 emneord, engelske

1. Remote Sensing
2. Water Quality
3. Landsat-5
4. Calibration

Prosjektleder



For administrasjonen



ISBN 82-577-2262-6

**Norsk institutt for vannforskning
Centrum för bildanalys
Universitetet i Oslo**

O-90236 E-86609

FJERNMÅLING AV VANNKVALITET

**Videreutvikling av optisk satellittfjernmåling som
metode for overvåking av vannkvalitet.**

Oslo: 11. mars 1993

Prosjektleder: Kai Sørensen

Forfattere: Kai Sørensen
Eyvind Aas
Bjørn Faafeng
Tommy Lindell

Medarbeidere: Gunnar Severinsen
Jakob Nisell
Tone-Jøran Oredalen
Marit Mjelde

Forord

Norsk institutt for vannforskning (NIVA) er av Statens forurensningstilsyn (SFT) blitt bedt om å videreføre utprøving av satellittfjernmåling for overvåking av vannkvalitet. Prosjektet er også i stor grad støttet av forskningsmidler fra NIVA. Dette er en oppfølging av tidligere arbeid på feltet og skal ta nærmere for seg bruken av fjernmålingsdata for ferskvann og marine vannforekomster. Denne undersøkelsen er begrenset til data fra jordressurssatellittene Landsat-5 og Spot-1. Man skal om mulig forbedre den operasjonelle bruken av slike data for overvåkingsformål.

Prosjektet utføres av NIVA i samarbeid med Centrum för bildanalys (CFB), Uppsala og Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo (UIO). CFB har deltatt i tolkning og bearbeiding av satellittdata, og har dessuten bidratt med satellittdata til prosjektet, mens UIO har deltatt i bearbeiding av felldata og arbeidet med marin optisk teori. Prosjektleder ved NIVA har vært Kai Sørensen som sammen med Eyvind Aas (UIO), Bjørn Faafeng (NIVA) og Tommy Lindell (CFB) har bearbeidet data og skrevet denne rapporten.

Gunnar Severinsen (NIVA) og Jakob Nisell (CFB) har bearbeidet og produsert satellittbilder, og NIVA-medarbeiderne Tone Jøran Oredalen har foretatt arealberegninger fra kart og deltatt i tilrettelegging av felldata, og Marit Mjelde har bidratt i flyfototolkningen. Morten Due ved Norges vassdrags og energiverk (NVE), Per Vallner ved Fylkesmannen i Østfold og Morten Nicolls ved Avløpssambandet Nordre Øyern (ANØ) har bidratt med felldata, kart-materiell og andre opplysninger til prosjektet. Alle deltagere og bidragsyttere takkes for innsatsen.

*Kai Sørensen
prosjektleder*

Innhold

Forord	2
SAMMENDRAG	4
1. INNLEDNING	6
1.1. Bakgrunn	6
1.2. Målsetting	7
1.3. Gjennomføring	7
2. MATERIALE OG METODER	9
2.1. Felldata	9
2.2. Felt- og analysemetoder	9
2.3. Satellittdata	11
3. RADIANSKALIBRERING AV LANDSAT- OG SPOT-DATA	12
4. SAMMENHENGEN MELLOM SATELLITRADIANS OG VANNPAREMETERE	16
4.1. Informasjonsinnholdet i multispektrale data for ulike vanntyper	16
4.2. Bestemmelse av ulike vannkvalitetsparametere fra optiske satellittdata	17
4.2.1. Bestemmelse av siktedyp	19
4.2.2. Bestemmelse av turbiditet	22
4.2.3. Bestemmelse av suspendert materiale, klorofyll-a og svekningskoeffisienten	27
4.3. Bestemmelse av temperatur fra Landsat-5 Thematic Mapper-data	32
5. OVERSIKT/OVERVÅKING AV EROSIJON OG TROFINIVÅ MED SATELLITTDATA	35
5.1. Areal og strandlinjeberegninger med satellittdata	35
5.2. Regional studie av Vansjø og nedre Glommaområdet 1987-88.	37
5.2.1. Eksempler på beregning av relativ vannkvalitet	39
5.2.2. Eksempler på siktedypskartlegging	41
5.2.3. Eksempler på kartlegging av suspendert materiale	43
5.3. Suspendert materiale i Nordre Øyeren og Svellet høsten 1987	47
5.4. Partikkeltransport fra Vansjø til Mossesundet mai 1988	55
5.5. Siktedyp og klorofyll-a for noen lokaliteter i Østfold og Akershus sommeren 1987	59
6. SATELLITTDATA I INNSJØER OG GRUNNE OMRÅDER	62
6.1. Studie av randeffekter i satellittdata i området omkring Femsjøen mai 1988	64
6.2. Studie av gruntvannsområdet i Karlshusbukta i Vansjø 1987-88	70
6.3. Studie av gruntvannsområdet i Fuglevikbukta ved Jeløya mai 1988	72
7. SAMMENHENGEN MELLOM OPTISKE STØRRELSER OG VANNKVALITETSPAREMETERE	76
8. SAMMENFATTENDE DISKUSJON	81
8.1. Optiske vanntyper og betydningen for tolkning av fjernmålingsdata	81
8.2. Vannkvalitetsbestemmelse fra satellittdata	82
8.3. Satellittdata for overvåkingsformål	87
9. LITTERATUR	91
Vedlegg 1. Satellittradians og vannets optiske egenskaper	97
Vedlegg 2. Siktedyp og vannets optiske egenskaper	102
Vedlegg 3. Oppoverspredt lys fra de forskjellige dyp	104
Vedlegg 4. Optiske størrelser og vannkvalitetsparametere	106
Vedlegg 5. Kalibrering av satellittradians mot feltradians	113

SAMMENDRAG

Formål

Formålet med dette prosjektet er å videreutvikle bruken av satellittfjernmåling som metode for kartlegging og overvåking av vannkvalitet. Ambisjonen er å øke bruken av satellittdata både for ferskvann og marine vannforekomster. Hovedmålet kan deles i fire delmål:

- Teste metoder for å redusere bruk av felldata slik at man i størst mulig grad kan bestemme enkelte vannkvalitetsparametere direkte fra satellittdata med begrenset feltinformasjon.
- Utprøving av satellittdata for ferskvannslokaliteter for å se om slike data kan benyttes til en hensiktsmessig oversiktsovervåking av vannkvalitet.
- Teste bruken av satellittdata for kartlegging og bestemmelse av ulike biomasseparametere for planktonalger i både innsjølokaliteter og marine vannforekomster.
- Teste kalibreringene til de ulike sensorene hos Landsat og SPOT for å øke operasjonalitet og dekningsfrekvens gjennom å utnytte data fra flere satellitter.

Konklusjoner

Optiske satellittdata fra jordressurssatellittene er egnet til overvåking av visse vannkvalitetsparametre i innsjøer og kystområder, og er et viktig supplement til eksisterende overvåkingsmetoder. De er spesielt godt egnet for bestemmelse av partikkelmengder, og derved til studier og overvåking av partikkeltransport og erosjon. Ved en kombinasjon av satellittdata og felldata med annen feltinformasjon og kunnskap kan mengden av planteplankton bestemmes. Metoden kan derfor benyttes til regionale eutrofiundersøkelser i ferskvann og sjøvannsresipienter. Satellittdata kan også benyttes for å bestemme arealfordelingen av partikler i en lokalitet. En spesiell fordel med denne type data er at man med begrenset ressursinnsats kan få oversikt over relative forskjeller i store områder, og slike data vil gi informasjon som det ikke er mulig å få frem med andre metoder. Ved å bruke slike data for en samlet overvåking og kartlegging av både land og vann er kostandene ved bruk av metoden på et akseptabelt nivå. De viktigste ulempene med metoden er at den krever tilnærmet skyfrie forhold over undersøkelsesområdet, og kan bare beskrive et beskjedent antall aktuelle parametere for vannkvalitet. De vannkvalitetsparametere som best kan bestemmes fra satellitt er siktedyp, turbiditet og temperatur. Noe mindre egnet er suspendert materiale, mens klorofyll-*a* er vanskeligst av de tradisjonelle vannkvalitetsparametrene som er vurdert i denne rapporten. Ulempene ved at metoden krever lite skyer og at den enkelte satellitt har lav dekningsfrekvens reduseres noe ved at man benytter data fra flere satellittsystemer. For enkelte overvåkingsoppgaver oppnår man derfor en tilfredstillende dekningsfrekvens og datatilfang.

Satellittsignalet viste gode lineære sammenhenger med siktedypet og turbiditet både i den grønne og røde delen av spekteret. Ved å benytte den røde delen av spekteret blir effekten av partikler dominerende for det tilbakespredte lyset til satellitten. For disse to parametrene er det etablert generelle lineære relasjoner som kan brukes for ulike situasjoner. Sammen med et begrenset antall felldata kan siktedypet bestemmes med en nøyaktighet på $\pm 0,5$ - $1,0$ m i området $0,5$ - 5 m, og turbiditet med $\pm 1,0$ - $2,0$ FTU i området 1 - 10 , og med ± 2 - 4 i området 10 - 20 FTU. At det er nettopp siktedyp og turbiditet som gir de beste sammenhenger skyldes at

disse er optiske størrelser i motsetning til f.eks. suspendert materiale.

For suspendert materiale og klorofyll-*a* blir de statistiske sammenhengene svakere, og man må basere seg på noen flere feltobservasjoner for å få en tilfredsstillende kalibrering. Man kan oppnå en nøyaktighet for suspendert materiale på $\pm 1-1,5$ mg/l i området 1-10 og $\pm 2-3$ mg/l i området 10-20 mg/l. Spesielt for klorofyll-*a* kreves god feltkunnskap, og man må kombinere data fra flere satellittkanaler for å tilpasse en beregningsformel til en gitt situasjon. For høye planktonettheter vil man kunne oppnå en nøyaktighet på $\pm 10-20$ $\mu\text{g/l}$ i området 10-100 $\mu\text{g/l}$. Ved lave planktonkonsentrasjoner, tilsvarende mindre enn 10 $\mu\text{g/l}$, kan man bare angi relative fordelingsbilder, men med tilfredsstillende innsikt i området man undersøker vil slike data gi akseptable fordelingsbilder. Man må være spesielt klar over at man ikke har entydige signaler fra klorofyll-*a*, slik at denne type data må alltid tolkes med forsiktighet.

Satellittsignalet fra den termiske kanalen viser god lineær sammenheng med den observerte temperaturen. Man kan bestemme temperaturen direkte uten felldata med en nøyaktighet på $\pm 2,5$ °C, men presisjonen økes til ca. ± 1 °C hvis man benytter 1-2 kontrollpunkter. Dette gjelder for vann i temperaturområdet fra ca. -1,5 (sjøvann) til 25 °C.

Sensorene i Landsat-5 og SPOT-1 gir sammenlignbare data i de deler av spekteret hvor parametrene som siktedyp og turbiditet bestemmes. Man kan med enkle relasjoner regne om fra ett sensorsystem til en annet, og det betyr at man kan benytte data fra ulike sensorsystemer for disse parametrene. Disse satellittene har også tilfredsstillende spektral oppløselighet for disse parametrene. Jordressursatellittene er å foretrekke i kystområdene, fordi de har en meget god geometrisk oppløselighet i motsetning til de oseaniske satellittene. De sistnevnte har hittil hatt for dårlig geometrisk oppløselighet til å måle nær opp til kysten (<1-2 km) og i trange fjorder og innsjøer. Ved at man kan veksle mellom ulike systemer gjenvinnes noe av den dårligere dekningsfrekvensen for den enkelte satellitt, og man kan, forutsatt godvær, få flere brukbare satellittpasseringer pr. uke. I innsjøene er disse satellittene det eneste alternativet pga. den gode geometriske oppløseligheten, og her har man dessuten mindre krav til dekningsfrekvens pga. at vannkvaliteten i innsjøene ikke forandres så raskt.

Variierende optiske forhold i atmosfæren er den viktigste enkeltfaktor som forstyrrer muligheten til å bestemme vannparametre fra satellitt uten bruk av noe felldata. Denne er det vanskelig å korrigere for, og selv om forslag til slike metoder finnes, er de arbeidskrevende og kompliserte, og det vil alltid være usikkerhet knyttet til dem. Slik dagens overvåking av vannkvalitet foregår er det imidlertid ikke vanskelig å kombinere satellittdata og tradisjonelle metoder, slik at man kan få tilgang til relevante kontroll- eller kalibreringspunkter. Dette gjør at man kan unngå de mest arbeidskrevende atmosfærekorreksjonene og samtidig fjerne de usikkerhetene man ville sitte igjen med når det gjelder presisjonen på de beregnede data. Man kan i stedet benytte et fåtall felldata, eventuelt kombinert med "bakgrunnsradians" fra klart vann som da vil gi en tilnærmet korreksjon for atmosfærebidraget.

Vi har testet åtte optisk sett forskjellige vanntyper fra SørøstNorge og fra Bottenhavet og Mälaren i Sverige. Undersøkelsen viser at de metoder som ble benyttet til å bestemme de optiske størrelsene i disse vanntypene gir god overenstemmelse med resultater fra undersøkelser i andre områder. Det ble imidlertid funnet at den aksepterte klassiske teori for siktedyp ikke synes å holde i grumsete fjord- og innsjøvann, og heller ikke etablert teori for sammenhengen mellom satellittradians og vannets optiske egenskaper ga tilfredsstillende resultater. Det er behov for å videreutvikle de optiske teorier for slike vanntyper.

1. INNLEDNING

1.1. Bakgrunn

Ved NIVA er det gjennomført flere metoderettede prosjekter for bruk av satellittfjernmåling til overvåking av vannkvalitet (Sørensen og medarb., 1989a,b, 1990c). Satellittdata har dessuten vært benyttet operasjonelt i en undersøkelse av eutrofisituasjonen i Ytre Oslofjord i 1988-89 (Sørensen og Lindell, 1990 og Sørensen og medarb., 1990a,b, og slike data er for tiden i bruk i et 5-års overvåkingsprogram av forurensningssituasjonen i Hvaler-området (1990-94).

I Norge har satellittfjernmåling hovedsakelig vært anvendt for overvåking av marine vannforekomster, og erfaringene fra disse arbeidene er at metoden kan benyttes til visse typer kartlegging og overvåkingsoppgaver (Sørensen og medarb., 1991). Data fra jordressurs-satellitene Landsat og SPOT har vist gode sammenhenger med vannkvalitetsparametere som bl.a. temperatur og turbiditet. Tidligere tester og undersøkelser i Hvalerområdet og Ytre Oslofjord i 1987-1989 (Sørensen og medarb., 1990a,c) har vist at for de enkelte situasjoner kan man oppnå nøyaktigheter på 10 - 20 % mellom satellittdataene og de enkelte vannparametere. Det må understrekes at de beste resultater oppnås ved en kombinasjon av satellittdata med andre måledata (felldata), sammen med kunnskaper om vannsystemenes fysiske, kjemiske og biologiske egenskaper.

Vurdering av satellittfjernmåling for bruk i ferskvann er tidligere beskrevet av bl.a. Lindell og Rosengren (1981) og Lindell og Sørensen (1990), men i Norge er det foretatt lite praktisk utprøving av metoden for kartlegging av vannkvalitet i innsjøer. Metodearbeidet så langt har ikke sett spesielt på f.eks. typiske biomasseparametere for planktonalger som klorofyll-a. Klorofyll-a er en vanskelig parameter i fjernmålingssammenheng, da dagens satellittsensorer ikke er spesielt utviklet for å måle algepigmenter. Det er vanskelig å finne spesifikke optiske "signaturer" fra vannet som entydig lar seg tolke som en gitt klorofyll-a konsentrasjon. Likevel er det mulig å finne statistiske sammenhenger mellom satellittsignaler og klorofyll-a. Pigmentinnholdet i planktonalgene vil også variere, avhengig av lysforhold og andre fysiologiske forhold, og dette påvirker dessuten bruken av klorofyll-a som biomasseparameter. På den annen side er klorofyll-a bare én av flere parametre som benyttes for kvantifisering av planktonalger. Andre parametere er celletall (biovolum), og mindre spesifikke parametere som siktedyp, suspendert organisk materiale osv. En viktig parameter for å beskrive mengden av erosjonsmateriale (hovedsakelig uorganiske partikler) er f.eks. turbiditet.

Innen en region finnes ofte vannforekomster med ulik trofigrad og stor variasjon i sammensetningen av de optiske komponentene. De optiske komponentene som påvirker vannets absorpsjons- og spredningsegenskaper, består av oppløste stoffer, suspenderte uorganiske og organiske partikler, inkludert planktonalger med klorofyll-a og andre pigmenter. Sammensetningen av disse komponentene bestemmer vannets reflektans, som kan registreres av fjernmålingssensorer. Når målet er å tolke den optiske informasjon som fjernmålingen gir oss, blir det nødvendig å kjenne sammenhengen mellom vannmassenes optiske egenskaper og deres optiske komponenter.

Det vil ofte være ønskelig å benytte satellittdata for å kvantifisere ulike vannkvalitetsparametere direkte uten bruk av felldata. Dette innvolverer kompliserte absoluttkalibreringer

av sensordataene, samt solvinkel- og atmosfærekorreksjoner eller tilsvarende teknikker for å normere de ulike satellittscenenes informasjon. Absoluttkalibrering av dataene er nødvendig for å få overført dataene til korrekte optiske størrelser, og er en av flere teknikker som benyttes for senere å kunne utføre nødvendige korreksjoner og modellering. Det er mange problemer knyttet til disse forhold, og for flere av dagens sensorer er disse problemene fortsatt ikke tilfredsstillende løst. For den første multispektrale sensoren i Landsat-satellittene har man likevel utviklet en statistisk modell som kan benyttes for enkelte parametere (Lindell og medarb., 1986). Hvis det lar seg gjøre å få slike modeller til å fungere tilfredsstillende, vil de være nyttige der hvor felldata mangler. Men som nevnt vil fortsatt en kombinasjon av satellittdata med felldata ofte gi et bedre resultat.

1.2. Målsetting

Den overordnede målsettingen med dette prosjektet er å videreutvikle satellittfjernmåling som metode for bruk til kartlegging og overvåking av vannkvalitet. Ambisjonen er å muliggjøre økt bruk av metoden både for ferskvann og marine vannforekomster. Hovedmålet kan deles i fire delmål:

- Teste metoder for å redusere bruk av felldata slik at man i størst mulig grad kan bestemme enkelte vannkvalitetsparametere direkte fra satellittdata med begrenset feltinformasjon.
- Utprøving av satellittdata for ferskvannlokaliteter for å se om slike data kan benyttes til hensiktsmessig oversiktsovervåking av vannkvalitet.
- Teste bruken av satellittdata for kartlegging og bestemmelse av ulike biomasseparametere for planktonalger i både innsjølokaliteter og marine vannforekomster.
- Teste kalibreringene til de ulike sensorene hos Landsat og SPOT for å øke operasjonalitet og dekningsfrekvens gjennom å utnytte data fra flere satellitter.

1.3. Gjennomføring

Prosjektet er gjennomført av Norsk institutt for vannforskning i samarbeid med Institutt for geofysikk ved Universitetet i Oslo og Centrum för bildanalys, Uppsala. Samtidige felt- og satellittdata er innsamlet gjennom tidligere prosjekter fra perioden 1986-89 finansiert av NTNFs Miljøkomite, Norsk Romsenter og SFT (se referanser i kap 2.1). Rapporten inkluderer også resultater som tidligere bare er publisert i begrenset grad, samt upubliserte felldata fra diverse prosjekter i 1990-91. Videre inngår det data fra Sverige i perioden 1984-1987 innsamlet gjennom diverse metodeprosjekter ved Statens Naturvårdsverk (SNV) og Centrum för bildanalys (CFB) finansiert av SNV og Delegasjonen för Rymdvirksomhet (DFR). Noe overvåkingsdata fra Sverige for 1979 og 1981 er også inkludert. Det er benyttet data fra de multispektrale sensorene i jordressurssatellittene Landsat-5 og SPOT-1 for perioden 1984-1989. Det har ikke vært vår hensikt å foreta noen tolkning av forurensnings-situasjonen i det materialet som er bearbeidet, så dette er bare foretatt der dette har vært en naturlig del under tolkningen av de satellittbilder ("temakart") som er laget. Situasjonskartene som er tatt med er valgt ut for å gi ulike eksempler på bruk av slike data for overvåkingsformål.

For utprøvingen av slike data på ferskvann er hovedsakelig data fra Sørøst-Norge blitt benyttet, og i de statistiske testene også data fra Mälaren og noen få andre lokaliteter i Sverige. Videre er det benyttet data fra SFTs prosjekt "Landsomfattende undersøkelse av eutrofierte innsjøer" (Faafeng og medarb., 1990), data fra Avløpssambandet for Nordre Øyeren (ANØ) for under-søkelse av Romeriks-vassdragene (Nicholls, 1988), samt data og andre opplysninger fra Miljøvernavdelingen ved Fylkesmannens kontor i Østfold (Per Vallner, pers. medd.) Vann- standsdata er fremskaffet av Morten Due ved NVE.

I vurderingen har vi benyttet parametere som siktedyp, turbiditet, suspendert materiale, klorofyll-a, svekningskoeffisient til en parallell lysstråle og svekningskoeffisient til vertikal nedoverrettet irradians, svekning til oppløste stoffer, samt temperatur og saltholdighet. Felt-data fra perioden 1979-91 er oppdelt i åtte optisk sett forskjellige forurensningspåvirkede ferskvann- eller sjøvannstyper. Optiske størrelser og egenskaper ved disse vanntypene er testet for å studere variasjoner innen en region og hvilken betydning dette har for tolkning av satellittdata over store områder. Det er foretatt en statistisk sammenligning av felldata og satellittdata for å få frem oversiktskart i absolutte verdier for ulike vannvariabler. Også relative forskjeller mellom innsjøene basert på satellittdata er studert på bakgrunn av kunnskaper om trofigrad og påvirkning fra landbrukserosjon. Vi har vurdert hvordan slike data bør benyttes for å gi en hensiktsmessig oversiktsovervåking av vannkvalitet.

For arbeidet med algebiomasse og klorofyll-a er både data fra ferskvann og marine vannforekomster benyttet, med hovedvekt på data fra Oslofjorden og innsjøer i Sørøstnorge og fra Mälaren-området i Sverige. Statistiske sammenhenger såvel som begrensninger ved bruk av satellittdata til slike formål er vurdert.

Spektralradians beregnet for satellittsensorene i ulike deler av spekteret, er sammenlignet for å kontrollere satellittsystemenes kalibreringskonstanter. Det er videre foretatt en statistisk sammenligning av spektralradians med ulike vannkvalitetsparametere for å se hvilke parametere som gir best empirisk sammenheng. Vi har også vurdert om resultatene følger aksepterte optiske teorier.

2. MATERIALE OG METODER

2.1. Felldata

Det feltmaterialet som inngår i denne rapporten er tatt fra tidligere undersøkelser i Hvaler, Indre og Ytre Oslofjord, Skagerrak, Frierfjorden og innsjøer på Sørøstlandet. Innsjødataene er i hovedsak fra Østfold, Vestfold, Telemark, Buskerud, Akershus og Oslo. Data i disse områder fra prosjektet "Landsomfattende trofiundersøkelser" fra 1988 ble slått sammen med innsjødata fra tidligere fjernmålingsprosjekter fra de samme områder i perioden 1986-1991, samt felldata fra Fylkesmannen i Østfold for 1987-88. Videre inngår noe data fra svenske lokaliteter i Gävlebukten, Mälaren, Söderhamnsområdet og Stockholms skärgård for 1979, 1981 og 1984-87.

Felldata innsamlet gjennom ulike prosjekter er oppdelt etter områder og vann typer der det forelå tilstrekkelig med observasjoner. Feltmaterialet ble inndelt i 8 områder, der vi antar at vannet optisk sett er ganske likt:

1. Skagerrak og deler av norskekysten (Jomfruland/Risør-området, Langesundsbukta).
2. Ytre Oslofjord (inkl. Breidangen med Drammensfjordvann, Kosterfjorden, Tisler).
3. Grenlandsfjordene (Frierfjorden inkl. Skienselva, Langesundsfjorden).
4. Indre Oslofjord (Bunnefjorden, Havnebassenget, Frognerkilen, Lysakerfj., Vestfj.).
5. Singlefjorden (inkl. utløpet av Ringdalsfjorden (Iddefjorden)).
6. Innsjøer (Sør-Østlandet i Norge og Mälaren i Sverige).
7. Hvaler/Glomma-området (inkl. Glomma oppstrøms Sarpsborg).
8. Bottenhavet (Gävlebukten, Söderhamnsområdet) og Stockholms skärgård.

Flere opplysninger om de prosjektene hvor dataene er hentet finnes i Sørensen og Lindell (1990), Sørensen og medarb. (1989a,b, 1990a,b,c), Lindell og Sørensen (1990), Lindell (1988, 1989a), Lindell og medarb., (1986), Sørensen (1991), Petterson og medarb., (1990), Faafeng og medarb., (1990), Aas og medarb., (1989), Sæbø og medarb., (1988), og Lövgren (1980, 1982).

Felldataene i "trofiprosjektet" bestod av siktedyp og klorofyll-a, mens fra Fylkesmannen forelå data for siktedyp, klorofyll-a, suspendert materiale og noe turbiditet. For det svenske materialet forelå observasjoner på siktedyp og klorofyll-a, samt noe suspendert materiale. De svenske dataene ble først testet separat, men ble pga. et mindre parameterutvalg slått sammen med de norske innsjødataene, mens data fra Gävlebukten ble beholdt i en egen gruppe. For resten av materialet foreligger foruten de nevnte parametre flere feltoptiske data. Felldata fra perioden f.o.m. november t.o.m. februar er utelatt, da denne perioden ut fra årstid og solvinkel ikke er særlig aktuell for den type fjernmålingsdata som diskuteres her.

2.2. Felt- og analysemetoder

De vannkvalitetsparametere som inngår er: totalt suspendert materiale (TSM, *mg/l*), turbiditet (Turb, *FTU*), og klorofyll-a (Kla, *µg/l*), foruten parametrene temperatur (Temp., °C) og saltholdighet (Salt, ‰). TSM på sjøvannsprøver er bestemt ved filtrering gjennom 0,4 µm Nucleoporefilter med etterfølgende skylling og veiing på en Sartorius mikrovekt ved bruk av en avioniserende partikkelkilde. For ferskvannsprøver er TSM bestemt med bruk av

glassfiberfilter etter standard tørrstoffbestemmelser. Turb er bestemt med et HACH-turbidimeter (Mod. 2100A) kalibrert med formazin for alle prøvetyper. Kla er bestemt på glassfiberfiltrert materiale, ekstrahert hovedsakelig med metanol og analysert med en spektrofotometrisk metode. Noen av materialet er også bestemt med acetonekstraksjon og noen med et fluorimetrisk bestemmelsestrinn. Den fluorimetrisk metoden er kalibrert mot den spektrofotometriske metoden.

Videre inngår de optiske størrelsene siktedyp (S, m), den vertikale svekningskoeffisienten for integrert (400-700 nm), nedoverrettet kvanteirradians (k, m^{-1}) og svekningskoeffisienten for parallellt lys (c_g, m^{-1}). Siktedypet er bestemt med en 25 cm hvit Secchi-skive, mens koeffisienten k er bestemt med en LICOR lysmåler påmontert en kvantesensor, og c_g -verdien med et Martec eller Institutt for geofysikk's egenproduserte transmisjonsmeter. Betegnelsen c_g benyttes, fordi her inngår målinger ved grønt lys 520 nm (c_{520}) og omregnede verdier fra blågrønt lys ved 480 nm (c_{480}) til c_{520} . Omregningen er gitt av ligningen

$$(2.2.1a) \quad c_{520} = -0,107 + 0,876 c_{480}$$

som er fremkommet ved parallelle målinger på disse to bølgelengdene. I c_{520} inngår også noen målinger ved 530 nm og i c_{480} noen data målt ved 470 nm. Denne forskjellen i bølgelengder på 10 nm antar vi er uten betydning, da båndbredden til filtrene i instrumentene er forholdsvis store (ca. 40 nm).

For å bestemme innholdet av oppløste stoffer har man benyttet svekningskoeffisienten c_{gf} til filtrerte (porediameter 0,45 μm) vannprøver bestemt i et Perkin Elmer Lambda-5 spektrofotometer. Det benyttes også her grønt (520 nm) og blågrønt (485 nm) lys. Verdier fra 485 nm omregnes til 520 nm etter formelen

$$(2.2.1b) \quad c_{520f} = -0,007 + 0,708 c_{485f}$$

som også er bestemt ved parallelle målinger. Det er også benyttet noen feltmålinger av oppoverrettet spektralradians ($W/m^2 sr \mu m$) for blått lys ved 450 nm og grønt lys ved 520 nm, bestemt med et radiansmeter fra Dansk Havteknikk. I alle ligninger og figurer som forekommer senere i rapporten, er benevningene som gitt over. I vurderingene av fargetall som er bestemt ved 410 nm er omregningen til svekningskoeffisienten c_{410} er basert på en omregningsfaktor på 0,119 $l m^{-1} mg Pt^{-1}$ (Sørensen, K., unpubl.). For omregning av c_{410} til andre deler av spekteret er dette foretatt etter Davies-Colley og Vant, (1987) som oppgir en verdi på 0,0187 $m^{-1} nm^{-1}$ for gulstoff-absorpsjonen.

For klare vannmasser som i Skagerrak blir sammenhengen mellom siktedypet og svekningskoeffisientene noe usikre pga. av større relative målefeil både i siktedyp over 10 meter (10 %) og spesielt i c -målinger når disse er så lave som 0,1-0,2 m^{-1} (10-20%). En annen feil i analysen er at ikke alle data for c -målingene er midlet over siktedypet slik som k -verdiene. Ideelt sett skulle siktedypet og svekningskoeffisientene vært målt ved samme bølgelengde, eller svekningskoeffisientene skulle representert svekningen av dagslys målt i fotoniske enheter (tilsvarende hva øyet observerer), men k og c_g vil imidlertid ligge nær opp til disse.

2.3. Satellittdata

Satellittdataene er fra prosjekter nevnt tidligere, og for flere opplysninger og andre presentasjoner av dataene henvises til de nevnte rapporter. Tabell 2.3.1 gir en oversikt over satellittscener med tidsperioder for tilhørende feltdata, geografiske områder som dekkes og hvilke sensortyper som er benyttet i denne vurderingen. Det benyttes data fra de multi-spektrale sensorene TM og MSS i jordressurssatellitten Landsat-5 og fra HRV-sensoren (XS) i SPOT-1 satellitten.

I undersøkelsen inngår totalt 19 satellittscener med TM-kvartscener (90 x 90 km), hvorav 7 fra svenske lokaliteter i perioden juni 1984 - juli 1987, og 12 fra norske områder i perioden mai 1986 - juni 1989. Videre benyttes data fra 4 MSS- og 3 XS-scener. TM- og MSS-dataene er nedlest og systemkorrigert (geometrisk og radiometrisk) ved nedlesningsstasjon Esrange i Kiruna. SPOT-dataene er også nedlest der og er viderebearbeidet ved Satellitbild AB i Kiruna.

Tabell 2.3.1 Oversikt over geografiske områder og tidspunkt for satellittscener med tilhørende feltdata brukt i kalibreringene. Toktkode angir referanse til kalibreringskapitlene 4.2 og 4.3.

Satellittdato	Feltdato	Geografiske områder	Sensorer	Kode
7.6.84	5.6-13.6.84	Stocholms skärgård	TM	L
9.7.84	3.7-12.7.84	Gävlebukten	TM	M
22.10.84	22.10-25.10.84	Gävlebukten	TM	N
16.5.85	16.5.85	Gävlebukten	TM	O
3.5.86	3.5.86	Gävlebukten	TM	J
24.5.86	24.5.86	Indre Oslofjord	TM	R
13.9.86	13.-14.9.86	Innsjøer Buskerud, Vestfold, Akershus og Oslo	TM	A
22.5.87	22.5.87	Söderhamn	TM	I
18.7.87	18.7.87	Gävlebukten	TM	K
25.4.87	25.4.87	Hvaler, Ytre Oslofjord	TM	B
23.7.87	22.-24.7.87	Hvaler, Ytre Oslofjord, Innsjøer i Østfold	TM, MSS	C
31.8.87	31.8.-6.9.87	Hvaler, I. og Y. Oslofj., Frierfj., Innsjøer i Østf., Vestf., Akershus, Buskerud	TM	D
9.9.87	9.9.87	Hvaler,	TM	E
16.9.87	16.-17.9.87	Indre og Ytre Oslofjord	TM	F
13.5.88	13.5.88	Hvaler, Ytre Oslofjord	TM, MSS, XS	G
14.6.88	14.6.88	Hvaler, Ytre Oslofjord	TM, MSS	P
1.8.88	1.8.88	Hvaler, Ytre Oslofjord	TM, MSS, XS	H
23.5.89	23.5.89	Ytre Oslofjord	XS	S
10.6.89	10.6.89	Ytre Oslofjord	TM	Q

Behandlingen av satellittdata er foretatt dels på et ERDAS/PC-system ved NIVA og på et arbeidstasjonsbasert (DEC) PCI-anlegg og EBBA-system ved Centrum för bildanalys (CFB). Presentasjon av de ferdige fargebildene er foretatt via CFBs nettverk direkte til Canon fargekopimaskin (CLC500) for bilder produsert på CFB, eller ved å overføre bildefiler fra NIVAs anlegg til CFBs kopimaskin med et spesiallaget program. De fleste bildefiler er konvertert fra ERDAS-systemet til bildeformater som kan leses av Windows-baserte tegneprogrammer. Disse er printet på en HP Deskjet 500C fargeprinter ved NIVA, og senere kopiert ved CFBs fargekopimaskin. Dessuten er endel eldre bildemateriell hentet fra de nevnte rapporter og publikasjoner, og disse bildene er enten plottet på en Techtronic inkjet fargeplotter ved CFB eller på en Videoprinter ved Norsk Regnesentral.

3. RADIANSKALIBRERING AV LANDSAT- OG SPOT-DATA

Bruk av satellittdata i operative sammenhenger krever at data må kunne sammenlignes over tid, og at man har mest mulig entydige matematiske sammenhenger mellom satellittdataene og den vannparameter man ønsker å bestemme. Dette er spesielt viktig når man ikke har samtidige feltobservasjoner å støtte seg til. Da disse optiske data er avhengig av mest mulig skyfrie måleforhold, må man utnytte data fra alle jordressurssatellittene (Landsat, SPOT) og eventuelt den maritime japanske satellitten (MOS) for å øke dekningsfrekvensen. I de kystnære strøk kan en kombinasjon med AVHRR-sensorene i værstatellittene i NOAA-serien være å foretrekke (Sørensen og medarb., 1989a). Dette betyr at samkalibrering mellom de ulike sensorer er viktig og nødvendig, men når det gjelder f.eks. TM-sensoren i Landsat-5 så har det vært problemer forbundet med omregning av digitalverdier til absolutte radiansverdier.

De generelle bearbeidingsrutinene for å beregne radians er utviklet av Markham og Barker (1986), og for å gjøre dette riktig må man forutsette at nedlesningsstasjonene produserer korrekte data-taper (CCTer). Det er i og for seg mulig å produsere CCTer med andre beregningsmetoder, men dette forutsetter at det er godt dokumentert hvordan CCTene er produsert og hvordan man skal beregne radiansverdiene fra rådata. Det betyr at behandlingen av dataene ikke må være gjort på en irreversibel måte. For MSS-data fra nedlesningsstasjonen i Telespatio, Italia, har f.eks. Lindell og medarb. (1986) vist at man ikke kunne beregne riktige absoluttverdier. Problemene med disse data og absoluttradianser er også diskutert av Rosengren (1989) og Epema (1990).

Problemet blir særlig tydelig når man på samme dag og sted kan sammenligne data fra ulike sensorer fra Landsats TM og MSS, og SPOTs XS-sensorer. For TM har man konstatert at Markham og Barkers kalibreringskonstanter ikke kan benyttes for data nedlest ved ESAs (European Space Agency) mottagningsstasjoner (Sørensen og medarb., 1990a). For TM gjelder også at data som leveres fra hhv. EOSAT (USA) og Earthnet (Europa) ikke gir samme radians. Videre blir det ytterligere forvirrende om man sammenligner EOSATs TM-kalibreringer (presisjonskalibrerte) med Satellitbilds (som skal være like EOSATs), og disse heller ikke gir samme radians. Det har vist seg at dette skyldtes en programmeringsfeil ved Satellitbild (Westin, T., pers. medd.).

Signaler målt over vann er mye svakere enn signaler fra land og krever derfor spesielt gode kalibreringer. Torbjørn Westin, som er ansvarlig for produksjon av radiometrisk korrigerede data hos Satellitbild i Kiruna, konstaterer imidlertid at denne type krav om nøyaktighet i kalibrering er unik, og at ingen andre miljøer har samme behov for nøyaktighet som det NIVA med samarbeidende institusjoner har uttrykt (Westin, T., pers. medd.).

I denne undersøkelsen er det benyttet nye MSS- og TM-konstanter som foreslått av Mats Rosengren (pers. medd.), Epema (1990) og W. Jahnen (pers. medd.). Disse er også sammenlignet med radiansverdier fra samtidige målinger foretatt med HRV-sensoren (XS) i SPOT-satellitten. Ved sammenligning av ulike sensorer må man benytte spektralradians som benevnes $W/m^2 sr \mu m$, og angir stråling (W) pr. flateenhet (m^2), romvinkelåpning (sr) og båndbredde (μm). Man tar altså hensyn til sensorenes båndbredde, og nettopp på dette punkt er det oppstått endel feil i kalibreringskonstantene for TM-data, siden båndbredden kan beregnes på flere måter. I Epemas beregninger av spektralradians inngår en forsterkningsfaktor som gir en økning opp mot 20% for enkelte kanaler, mens Jahnen har innført en

konstant for å unngå negative radianser for de infrarøde kanaler. Alt tyder på at de konstanter som angis for SPOT i manualer eller som oppgis med de respektive CCTer er riktige. For MSS er de foreslåtte konstantene av Rosengren benyttet direkte. TM- og MSS-sensorene er plassert på samme satellitt, slik at disse uten videre kan sammenlignes direkte. XS-sensorene på SPOT kan derimot stilles i ulike vinkler, og dette kan påvirke SPOT-radiansen noe ved at man måler en annen utstrålt og reflektert radians ved havoverflaten enn ved måling fra nadir (rett ned), og ved at man får en lengre strålegang gjennom atmosfæren.

Hvis vi antar at kalibreringene for SPOT og MSS er riktige, kan vi plote sammenhengen mellom radians for spektralt "overlappende" kanaler. Tabell 3.1 viser bølgelengdeintervallet for de ulike sensorene i den synlige og nære infrarøde delen av spekteret. Vi ser at for den grønne og røde delen er det rimelig god overlapping (50-80 nm) mellom de tre sensorene. I den infrarøde delen har TM4 sitt optiske tyngdepunktet på omtrent 830 nm og med 40 og 30 nm innenfor hhv. MSS3 og MSS4. Videre er det en viss overlapping i det infrarøde området for TM og SPOT, mens den infrarøde MSS-kanalen har et vesentlig bredere bånd slik at en direkte sammenligning med denne er vanskelig. For TM1 i den blågrønne delen av spekteret har man pr. idag ingen tilsvarende mulighet for sammenligning med andre satellittbaserte kanaler, men her er det foretatt en sammenligning med overflatemålinger (*in situ*) av radians.

De optiske kanalene TM5 og TM7 er ikke med i tabellen, men disse dekker hhv. spektralområdet fra 1,55 - 1,75 μm og 2,08 - 3,25 μm . For disse har man ingen tilsvarende sensordata for en sammenligning, og de er ikke nærmere testet. Disse er heller ikke så viktige for akvatisk bruk som kanalene i den synlige delen av spekteret. TM6 dekker det termisk infrarøde området fra 10,45 - 12,5 μm og er nærmere behandlet i kap. 4.3.

Tabell 3.1. Oversikt over sensorene til Landsat (TM, MSS) og SPOT (XS), og deres overlapping av spektralområder (nm) og nominelle båndbredder (nm) i den synlige og nære infrarøde delen av spekteret.

Del av spekteret	TM			MSS			XS		
Blågrønn	1	450-520	70						
Grønn	2	520-600	80	1	500-600	100	1	500-590	90
Rød	3	630-690	60	2	600-700	100	2	610-680	70
Nær infrarød				3	700-800	100			
Nær infrarød	4	760-900	140				3	790-890	100
Infrarød				4	800-1100	300			

Sammenligningene av radians på delvis overlappende satellittkanaler er foretatt på data fra satellittscener i Hvaler/Ytre Oslofjordområdet i 1988. Digitalverdiene er målt for de ulike sensorer i samme posisjon (over vann), og spektralradians ($\text{W}/\text{m}^2 \text{sr } \mu\text{m}$) er beregnet etter de gitte konstanter og beregningsmetoder. Sammenhengen mellom radians for TM2 ($L(\text{sat})_{\text{TM}2}$) mot radians ($L(\text{sat})$) for sensorene MSS1 og XS1 gitt av:

$$(3.1a) \quad L(\text{sat})_{\text{TM}2} = -4,83 + 1,159 L(\text{sat})_{\text{MSS}1} \quad N = 52 \quad R^2 = 96,8 \%$$

$$(3.1b) \quad L(\text{sat})_{\text{TM}2} = -6,14 + 1,038 L(\text{sat})_{\text{XS}1} \quad N = 24 \quad R^2 = 95,9 \%$$

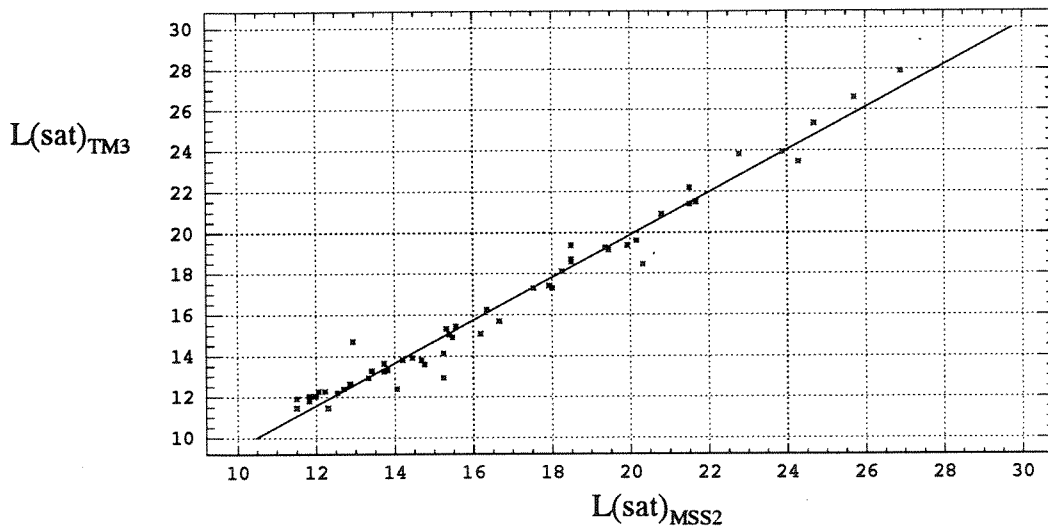
Resultatene for disse kanalene viste at med Epemas kalibreringskonstanter fikk man negative radiansverdier for TM2 sammenlignet både med MSS1 og XS1. Ut fra det kalibrerings-

materialet som ligger til grunn i sammenligningen, kan man tenke seg at det er forskyvninger i det spektrale tyngdepunktet fra blått mot grønt når radiansen øker (mer partikkelpåvirket), dvs. maksimum i reflektansen nærmer seg tyngdepunktet i TM2-kanalen, mens MSS1 og XS1 er noe mer påvirket av blått lys. Dette kan forklare noe av den forskjellen man finner mellom sensorene, men ikke de store avvikene man ser av ligning 3.1a og b. Det er derfor noe usikkerhet omkring den absolutte radianskalibreringen til TM2-sensoren, sammenlignet med MSS1 og XS1.

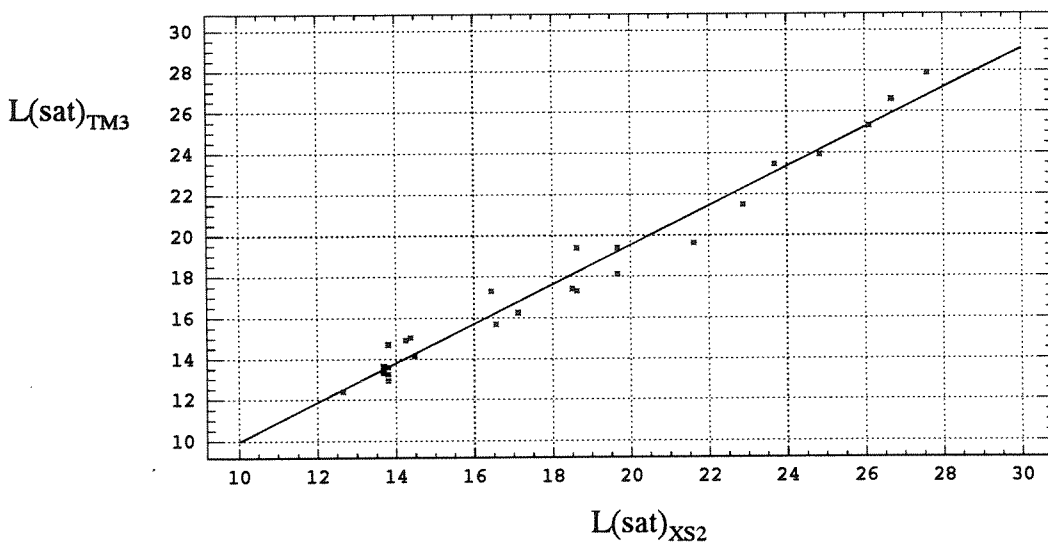
Tilsvarende korrelasjonsanalyse er foretatt for TM3 ($L(\text{sat})_{\text{TM3}}$) mot radians ($L(\text{sat})$) for MSS2 og XS2 som det fremgår av figur 3.1 og 3.2 og som er gitt av:

$$(3.2a) \quad L(\text{sat})_{\text{TM3}} = -0,863 + 1,038 L(\text{sat})_{\text{MSS2}} \quad N = 52 \quad R^2 = 97,4 \%$$

$$(3.2b) \quad L(\text{sat})_{\text{TM3}} = 0,413 + 0,9558 L(\text{sat})_{\text{XS2}} \quad N = 24 \quad R^2 = 97,2 \%$$



Figur 3.1. Sammenhengen mellom spektralradians ($\text{W}/\text{m}^2\text{sr}\mu\text{m}$) i utvalgte posisjoner over vann for TM3 ($L(\text{sat})_{\text{TM3}}$) og MSS2 ($L(\text{sat})_{\text{MSS2}}$) for Landsat-5 data fra 1988.



Figur 3.2. Sammenhengen mellom spektralradians ($\text{W}/\text{m}^2\text{sr}\mu\text{m}$) i utvalgte posisjoner over vann for TM3- ($L(\text{sat})_{\text{TM3}}$) hos Landsat-5 og XS2-data ($L(\text{sat})_{\text{XS2}}$) hos SPOT-1 fra 1988.

For TM3 var det ingen signifikant forskjell hverken med MSS2 eller XS2. XS-radiansen er ikke normalisert til senitvinkelen, dvs. vinkelrett på jordoverflaten slik TM og MSS måler, men den beregnede spektralradians er benyttet direkte. Ved de to datoer hvor SPOT-data inngår, 13. mai og 14. juni, hadde man observasjonsvinkler på hhv. 15,1° øst og 2,0° vest for senit. Årsaken til at dette ikke synes å ha noen vesentlig betydning, henger sannsynligvis sammen med at ved såpass små observasjonsvinkler får man omtrent den samme tilbake-spredningen. Kirk (1983) angir også at den oppoverrettede radiansen forandrer seg lite for observasjonsvinkler mellom 0-20°. Det er også en tidsforskjell på ca. 1 time mellom opp-takene for TM og XS som kan gi litt forskjellige radiansverdier. Solen vil stå noe høyere på himmelen under SPOT-opptaket. I denne røde delen av spekteret vil eventuelle forskjeller i vannets tilbakestråling gi liten endring innenfor spektralområdene til sensorene. Det synes som om at kalibreringen for sensorene (TM3, MSS2, XS2) i denne røde delen av spekteret er korrekte. Disse sensorene kan benyttes omhverandre og vannparametere som eventuelt benytter denne delen av spekteret bør kunne sammenlignes uavhengig av sensorsystem.

For sammenligningen av TM4 ($L(\text{sat})_{\text{TM4}}$) med XS3 forelå få observasjoner ($N = 12$), og det ble en lav forklaringsgrad ($< 50\%$) og stor spredning i dataene. På grunn av manglende overlappende MSS-kanal ble TM4 forsøkt sammenlignet med en midlere radiansverdi av MSS3 og MSS4 ($L(\text{sat})_{\text{TM34}}$). Det var noe færre data enn for TM2 og 3, men sammenhengen tyder på at kalibreringene kan være riktige. Her inngår de nye "offset"-verdiene foreslått av Jahnen, og disse ga en klart bedre sammenheng enn de som er foreslått av Epema og Rosengren. Sammenhengen ble:

$$(3.3) \quad L(\text{sat})_{\text{TM4}} = 0,578 + 1,016 L(\text{sat})_{\text{MSS34}} \quad N = 38 \quad R^2 = 90,2\%$$

Et forsøk på å sammenligne XS3 med denne middelverdien av MSS3 og MSS4 ga som for XS3 mot TM4 lav forklaringsgrad (51 %) og stor spredning. Det er derfor ikke mulig å si noe sikkert om kalibreringene for disse kanalene, i den infrarøde delen av spekteret.

4. SAMMENHENGEN MELLOM SATELLITRADIANS OG VANNPARAMETERE

4.1. Informasjonsinnholdet i multispektrale data for ulike vanntyper

Radiansen fra vannmasser vil variere både spektralt og i intensitet avhengig av ulikt innhold av løste og partikulære komponenter i vannet. Hvilke deler av spekteret som skal benyttes for å få den beste og mest pålitelige tolkningen av dataene er studert for TM-dataene for noen karakteristiske vanntyper. Det er bl.a. interessant å se om det er mulig å finne typiske og generelle signaturer for f.eks. organisk og uorganisk materiale, og om det ut fra dette er mulig å skille f.eks. planteplankton fra erosjonsmateriale.

Radiansverdiene ($L(\text{sat})$) for de ulike vanntypene observert med TM1-4 er sterkt korrelert som vist i korrelasjonsmatrisen nedenfor (tabell 4.1.1). Det er sterkest korrelasjon mellom TM2 og TM3 og lavest mellom TM3 og TM4. Det betyr at det ikke er veldig forskjellig informasjon fra vannmassene i de ulike deler av spekteret observert med denne sensoren.

Tabell 4.1.1. Korrelasjonsmatrise for 4 av TM-kanalenes radiansverdier. Antall observasjoner er 316 og inkluderer vanntypene i tabell 4.1.2.

Radians	$L(\text{sat})_{\text{TM2}}$	$L(\text{sat})_{\text{TM3}}$	$L(\text{sat})_{\text{TM4}}$
$L(\text{sat})_{\text{TM1}}$	0,94	0,866	0,881
$L(\text{sat})_{\text{TM2}}$	1	0,963	0,875
$L(\text{sat})_{\text{TM3}}$		1	0,845
$L(\text{sat})_{\text{TM4}}$			1

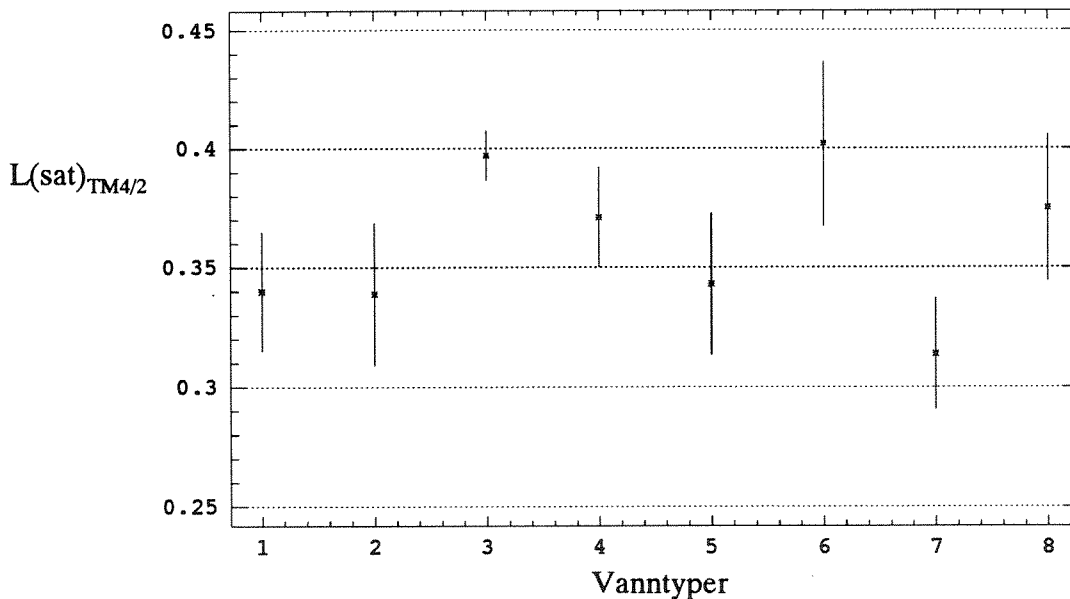
Vi har sett på hvordan ulike kanalforhold varierer for de forskjellige vannmassene for å se om det er enkelte kanaler som gir informasjon om en bestemt vanntype. Vanntypene som er testet fremgår av tabell 4.1.2 og en nærmere beskrivelse av hvilke geografiske områder dette innebærer er gjengitt i kap. 2.1. Forholdstallene er basert på radiansverdier (L) for TM-kanal 1-4.

Tabell 4.1.2. Middelerverdi (MV) og standardavvik (SA) for forholdet mellom radiansverdier ($L(\text{sat})$) for ulike TM-kanaler for de ulike vanntypene. N angir antall observasjoner.

Vanntyper			$L(\text{sat})_{\text{TM4}/2}$		$L(\text{sat})_{\text{TM4}/3}$		$L(\text{sat})_{\text{TM3}/1}$		$L(\text{sat})_{\text{TM4}/1}$	
Nr	Navn	N	MV	SA	MV	SA	MV	SA	MV	SA
1	Skagerrak	6	0,34	0,025	0,65	0,052	0,30	0,016	0,19	0,005
2	Ytre Oslofjord	40	0,34	0,030	0,61	0,059	0,33	0,038	0,20	0,015
3	Grenlandsfjordene	5	0,40	0,010	0,69	0,016	0,33	0,017	0,23	0,013
4	Indre Oslofjord	61	0,37	0,021	0,63	0,037	0,35	0,031	0,22	0,016
5	Singlefjorden	25	0,34	0,030	0,60	0,067	0,35	0,044	0,21	0,016
6	Innsjøer	78	0,40	0,035	0,67	0,056	0,38	0,035	0,25	0,024
7	Hvaler/Glomma	38	0,31	0,023	0,50	0,068	0,41	0,075	0,21	0,017
8	Bottenhavet	69	0,38	0,031	0,63	0,048	0,35	0,031	0,22	0,021

For Glommavannet (type 7) finner man et relativt stort standardavvik i verdiene for forholdet $L(\text{sat})_{\text{TM}3/1}$ som kan forklares av at det er stor variasjonen i den innbyrdes sammensetning av partikulære og oppløste stoffer. De partikulære stoffene gir stor tilbakespredning i TM3 mens de oppløste stoffene har størst absorpsjon i TM1.

Forholdet mellom den nære infrarøde kanalen TM4 og den grønne TM2 (figur 4.1.1) eller den røde TM3 skiller best mellom innsjøer (type 6) og Glomma (type 7). Det er nærliggende å tolke dette som et resultat av absorpsjonsforholdene hos den partikulære delen fordi i den infrarøde delen av spekteret er absorpsjonseffekten av oppløst organisk materiale redusert. Det bør derfor være visse muligheter til å kunne si noe om vannmassene er sterkt dominert av organiske eller uorganiske partikler ved en tolkning av slike forholdstall.



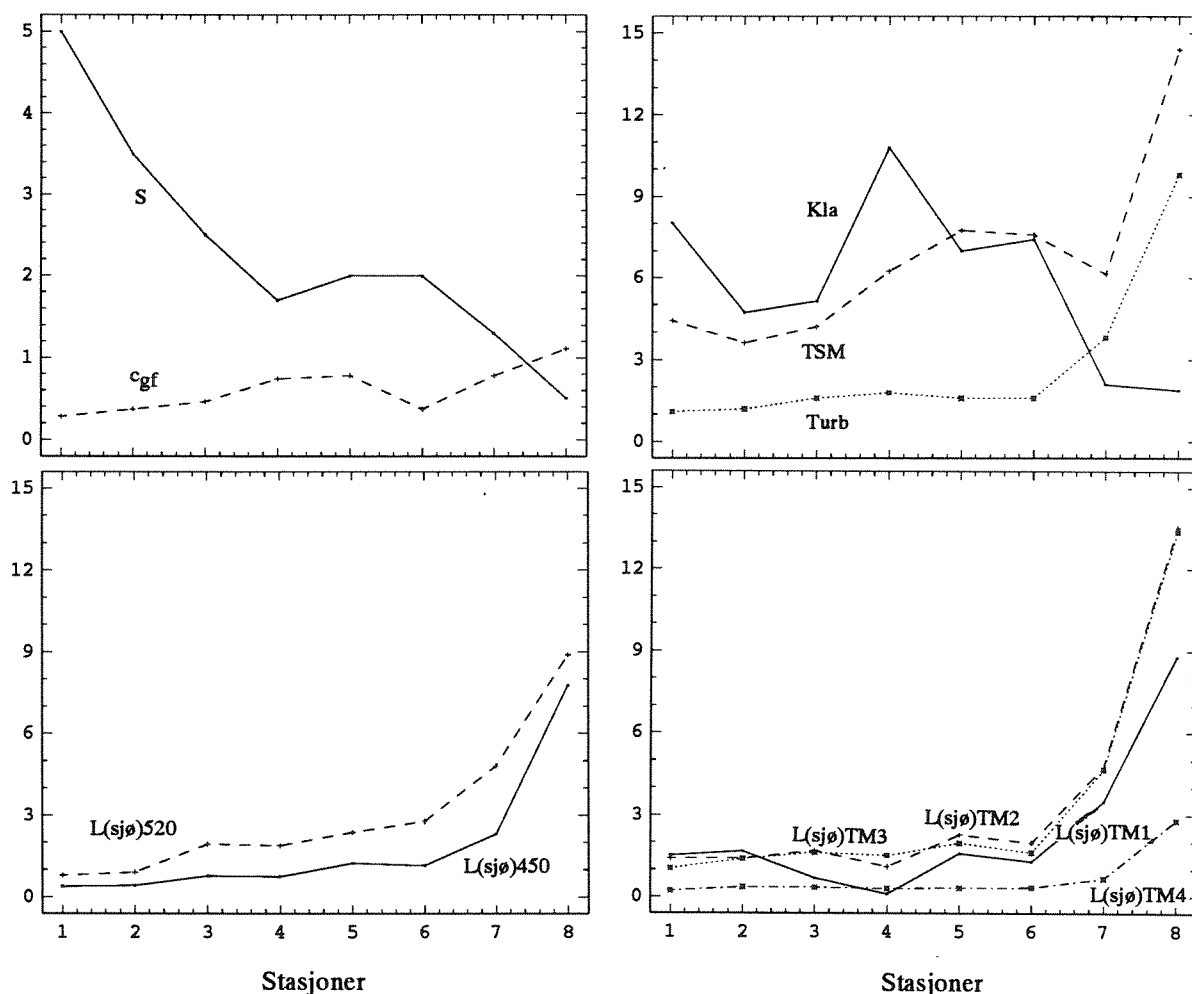
Figur 4.1.1. Middelverdi og standardavvik for forholdet mellom satellittradians for kanal TM4 og TM2 ($L(\text{sat})_{\text{TM}4/2}$) for ulike vanntyper (jfr. tabell 4.1.2).

4.2. Bestemmelse av ulike vannkvalitetsparametere fra optiske satellittdata

For optisk sett relativt homogene vannmasser og partikkelmengder tilsvarende 2-10 mg/l suspendert materiale er det tidligere oppnådd nøyaktigheter på 10-20 % (Sørensen og medarb., 1990c). Stor variasjon i sammensetningen til de optiske komponentene mellom forskjellige områder vil bety at en sammenheng mellom satellittradians og en vannkvalitetsparameter som er funnet i et område ikke nødvendigvis vil fungere med samme nøyaktighet i et annet område, jfr. kap. 7 og vedlegg 4. Dette avhenger bl.a. av hvilke deler av spekteret som benyttes i slike beregninger.

Før vi går inn på de ulike sammenhenger kan vi studere nærmere felt- og satellittdata for noen stasjoner fra en situasjon den 1. august 1988 i Hvaler/Singlefjorden og Ytre Oslofjord, (figur 4.2.1). Stasjonene dekker området fra Kosterfjorden via Singlefjorden til Glomma. Denne situasjonen var preget av en blanding av vannmasser med relativt mye uorganiske partikler og planktonalger. I Kosterfjorden og utløpet av Singlefjorden (St.1-2) lå siktedypet

omkring 3,5-5 m som avtok inn til utløpet av Ringdalsfjorden (St. 4), hvor vi hadde noe mer planteplankton ($Kla = 11 \mu\text{g/l}$) og mer oppløste stoffer ($c_{gf} = 0,7-0,8 \text{ m}^{-1}$). I Skjebergkilen (St. 5-6) var mengden av suspendert materiale relativt til klorofyll- a forholdsvis høyere ($TSM = 7-8 \text{ mg/l}$) enn lenger ut, som kan skyldes at andre typer partikler enn plankton var tilstede. Lengst vekk fra påvirkningen av Iddefjord- og Glommavann er mengden av oppløste stoffer på sitt laveste, men øker så sammen med turbiditeten ($Turb = 10 \text{ FTU}$) og suspendert materiale ($TSM = 14 \text{ mg/l}$) når andelen av Glommavann øker. Radiansen målt ved overflaten ($L(\text{sj}\phi)_{520}$ og $L(\text{sj}\phi)_{450}$) øker gradvis fra Kosterfjorden til Glomma, mens radiansen målt med TM-sensorene, som her er korrigert for atmosfæreeffekter ved bruk av minimumsverdier fra en klar vannmasse, viser en noe større variasjon i den blå ($L(\text{sj}\phi)_{TM1}$) delen av spekteret. Spesielt i Ringdalfjorden (Iddefjordvann) er den blå radiansen ($L(\text{sj}\phi)_{TM1}$) lav, noe som sannsynligvis henger sammen med en kombinert effekt (absorpsjon) av mer klorofyll- a og oppløste stoffer. $L(\text{sj}\phi)_{TM2}$ og $L(\text{sj}\phi)_{TM3}$ følger hverandre og er de som øker mest inne i Glommavannet. Den nære infrarøde kanalen ($L(\text{sj}\phi)_{TM4}$) øker svak først i det partikkelrike Glommavannet (St. 7-8), og sammen med $L(\text{sj}\phi)_{TM1}$ har den en mindre respons på turbiditeten.



Figur 4.2.1. Oversikt over feltparametere og satellittradians (korrigert for atmosfæren) på et utvalg av stasjoner i Ytre Oslofjord og Hvaler/Singlefjorden den 1. august 1988. (Siktedypet = S (m), oppløste stoffer = c_{gf} (m^{-1}), klorofyll- a = Kla ($\mu\text{g/l}$), suspendert materiale = TSM (mg/l), turbiditet = $Turb$ (FTU), radians ved overflaten ved to bølgelengder = $L(\text{sj}\phi)_{450}$, $L(\text{sj}\phi)_{520}$ ($\text{W/m}^2\text{sr}\mu\text{m}$), og satellittradians etter korreksjon for laveste verdi = $L(\text{sj}\phi)_{TM1}$, $L(\text{sj}\phi)_{TM2}$, $L(\text{sj}\phi)_{TM3}$, $L(\text{sj}\phi)_{TM4}$ ($\text{W/m}^2\text{sr}\mu\text{m}$).

Atmosfærens bidrag til satellittsignalet er stort, og for bedre å kunne sammenligne signalene kan man trekke fra atmosfærebidraget. Som beskrevet i vedlegg 5 fant man at radians fra områder med tilnærmet klart vann (siktedyp >6-8 meter) stemte ganske godt med radiansverdier for atmosfærebidraget funnet med andre metoder. Dette kan man benytte til å korrigere for atmosfærebidraget forutsatt at dette er homogent over hele bildet. For klare vær-situasjoner vil bidraget være lite, og vi kan anta at det også vil være relativt konstant innenfor de scenestørrelser vi her snakker om. Når vi foretar en korreksjon for laveste radiansverdi kan vi også betrakte dette som om vi beregner konsentrasjoner av en vannparameter relativt til et område med "klart" vann (lite partikler).

4.2.1. Bestemmelse av siktedyp

Det er foretatt en analyse av sammenhengen mellom siktedyp (S) og satellittsignaler i de ulike deler av spekteret. Til dette har man benyttet radiansdata (L(sat)) for de enkelte tokt, eller reflektansverdier (R(sat)) etter formel (V1.18) i vedlegg 1 når flere tokt skal sammenlignes. Denne formelen tar i en viss grad hensyn til ulike solvinkler ved at den normaliserer reflektert oppoverrettet radians til nedoverrettet irradians utenfor atmosfæren.

Etter endel testing av de enkelte situasjoner ble det valgt ut seks tokt (Kode: A,C,D,F,G,H i tabell 2.3.1) fra norske områder som tilfredsstiller krav til en "god" atmosfære og samtidig har sammenlignbare datasett når det gjelder feltobservasjoner. Disse dekker perioden 1986-88 og årstidsvariasjonen er mellom mai og september. Data fra Bottenhavet den 22. mai 1987, 3. mai 1986 og 22. oktober 1984 (jfr. tabell 2.3.1) skilte seg såpass mye ut fra de norske at de ikke ble tatt med, siden vi ikke hadde tilstrekkelig med optiske feltdata til å verifisere eller forklare avvikene. Avvikene de 22. oktober kan derimot skyldes en effekt av den lave solvinkelen eller de spesielle forholdene (bidrag fra omgivelser) som det var i testområdet (Biotesten, Forsmark). For det samlede materiale har vi har testet den inverse formen av siktedypet ($1/S$) mot reflektansverdier ($R(\text{sjø})$) etter korreksjon for laveste verdi i vannet for de 4 TM-kanalene. Vi fant at korrelasjonen synker når man beveger seg mot den blågrønne og den nære infrarøde delen av spekteret, men forholder seg høy i den grønne og røde delen (520-690 nm).

(4.2.1.1a)	$1/S = 0,098 + 67,2 R(\text{sjø})_{\text{TM1}}$	$R^2 = 49,2 \%$	$N = 100$
(4.2.1.1b)	$1/S = 0,097 + 44,9 R(\text{sjø})_{\text{TM2}}$	$R^2 = 77,4 \%$	$N = 100$
(4.2.1.1c)	$1/S = 0,17 + 38,4 R(\text{sjø})_{\text{TM3}}$	$R^2 = 80,9 \%$	$N = 100$
(4.2.1.1d)	$1/S = 0,29 + 50,9 R(\text{sjø})_{\text{TM4}}$	$R^2 = 46,4 \%$	$N = 100$

Årsaken til noe av den lavere korrelasjonen for TM1 skyldes det nevnte effekten av klorofyll-a og oppløste stoffers sterkere absorpsjon i denne delen av spekteret, mens den lavere korrelasjon for TM4 kan forklares av at tilbakestrålingen fra denne delen av spekteret kommer fra et tynt sjikt i overflaten.

Vi fant også en høy korrelasjon for den røde og grønne delen av spekteret selv om vi ikke korrigerer for laveste radians- eller reflektansverdi, mens for den blågrønne og tildels den nære infrarøde delen brøt korrelasjonene sammen.

Tester man en multipel regresjon hvor alle korrigerede reflektansverdier ($R(\text{sjø})$) for TM-kanalene er med, får man

$$(4.2.1.2) \quad 1/S = 0,18 - 23,6 R(\text{sjø})_{\text{TM1}} + 31,4 R(\text{sjø})_{\text{TM2}} + 24,3 R(\text{sjø})_{\text{TM3}} - 4,6 R(\text{sjø})_{\text{TM4}}$$

$$R^2 = 83,1\% \quad N=100$$

hvor TM2 og 3 betyr mest. Om vi bruker reflektansverdier ($R(\text{sat})$) som ikke er korrigeret for minimumsverdier fra klare områder, oppnås omtrent samme forklaringsgrad, men nå får TM1 en større betydning i formelen, og TM4 bidrar positivt.

$$(4.2.1.3) \quad 1/S = 0,49 - 30,9 R(\text{sat})_{\text{TM1}} + 26,0 R(\text{sat})_{\text{TM2}} + 22,4 R(\text{sat})_{\text{TM3}} + 120,8 R(\text{sat})_{\text{TM4}}$$

$$R^2 = 82,1\% \quad N = 100$$

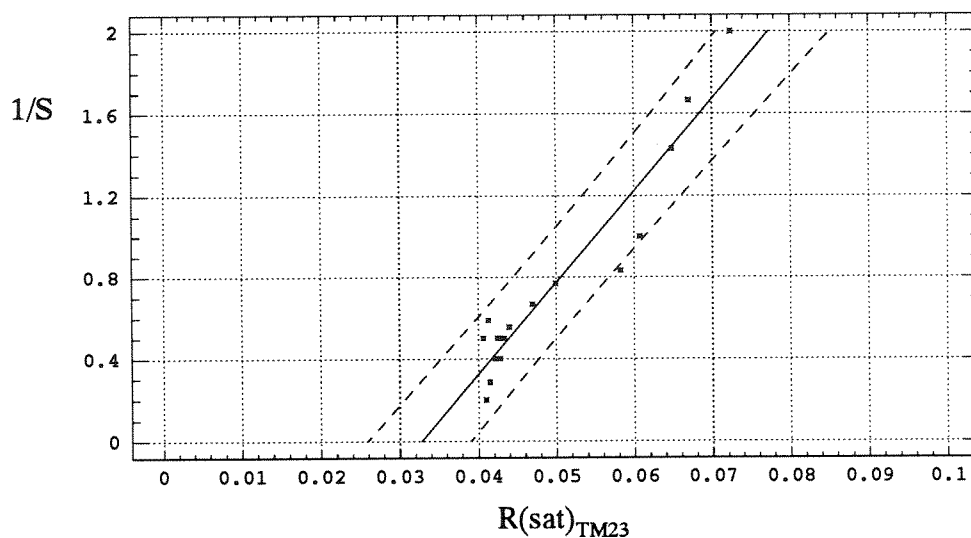
Man mister ikke noe i forklaringsgrad om man bare bruker TM2 og TM3 for den korrigerede reflektansverdien.

$$(4.2.1.4) \quad 1/S = 0,13 + 16,5 R(\text{sjø})_{\text{TM2}} + 25,6 R(\text{sjø})_{\text{TM3}} \quad R^2 = 82,0\% \quad N = 100$$

På bakgrunn av dette kan vi anbefale at TM2 og TM3 benyttes for bestemmelse av siktedyp. Hvis vi antar at en slik invers sammenheng er "almengyldig" og dessuten velger å bruke midlere radianer i den grønne og røde delen av spekteret representert med middelverdien (TM23) av TM2 og TM3, kan vi plote $1/S$ mot $R(\text{sat})_{\text{TM23}}$ for de enkelte tokt. Generelt kan dette skrives

$$(4.2.1.5) \quad 1/S = A + B R(\text{sat})_{\text{TM23}}$$

der A og B er korrelasjonskonstanter. Sammenhengen mellom $1/S$ og $R(\text{sat})_{\text{TM23}}$ for situasjonen den 1. august er vist i figur 4.2.1.1. I tabell 4.2.1.1 er konstantene og korrelasjonene for alle 6 situasjonene sammenstilt.



Figur 4.2.1.1. Sammenhengen mellom det inverse siktedypet ($1/S$) og midlere reflektans for TM-kanal 2 og 3 ($R(\text{sat})_{\text{TM23}}$) for den 1. august 1988. De stiplede linjene angir 90 % prediksjonsintervallet.

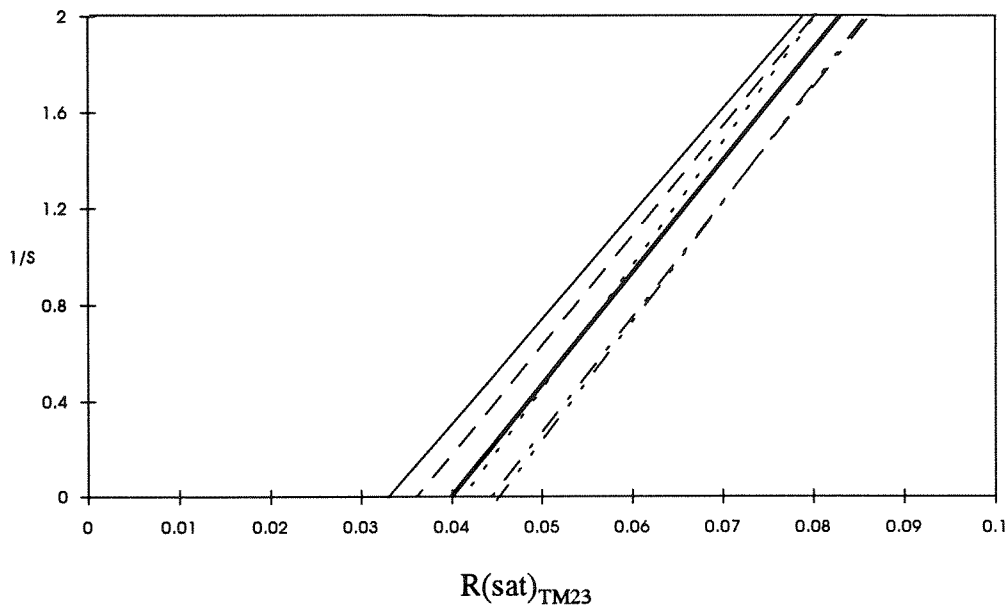
Tabell 4.2.1.1. Oversikt over korrelasjoner og konstanter for de seks testede toktene som inngår i den generelle formelen (4.2.1.5) for invers siktedyp mot reflektans for middel av TM2 og TM3 ($R(\text{sat})_{\text{TM}23}$). Siktedypsintervallet for dataene i regresjonen er angitt.

Tokt	Dato	A	B	R ² (%)	$R(\text{sat})_{\text{TM}23}$	N	Intervall (m)
A	13.9.86	-2,05	50,33	95,4	0,041	9	0,5 - 8,5
C	23.7.87	-0,77	25,63	57,3	0,030	17	1,5 - 4,0
D	31.8.87	-1,67	46,14	87,1	0,036	16	0,7 - 4,7
F	16.9.87	-2,06	47,13	80,5	0,044	13	0,6 - 5,5
G	13.5.88	-2,18	48,35	80,3	0,045	22	0,6 - 8,0
H	1.8.88	-1,47	44,06	91,4	0,033	16	0,5 - 5,0

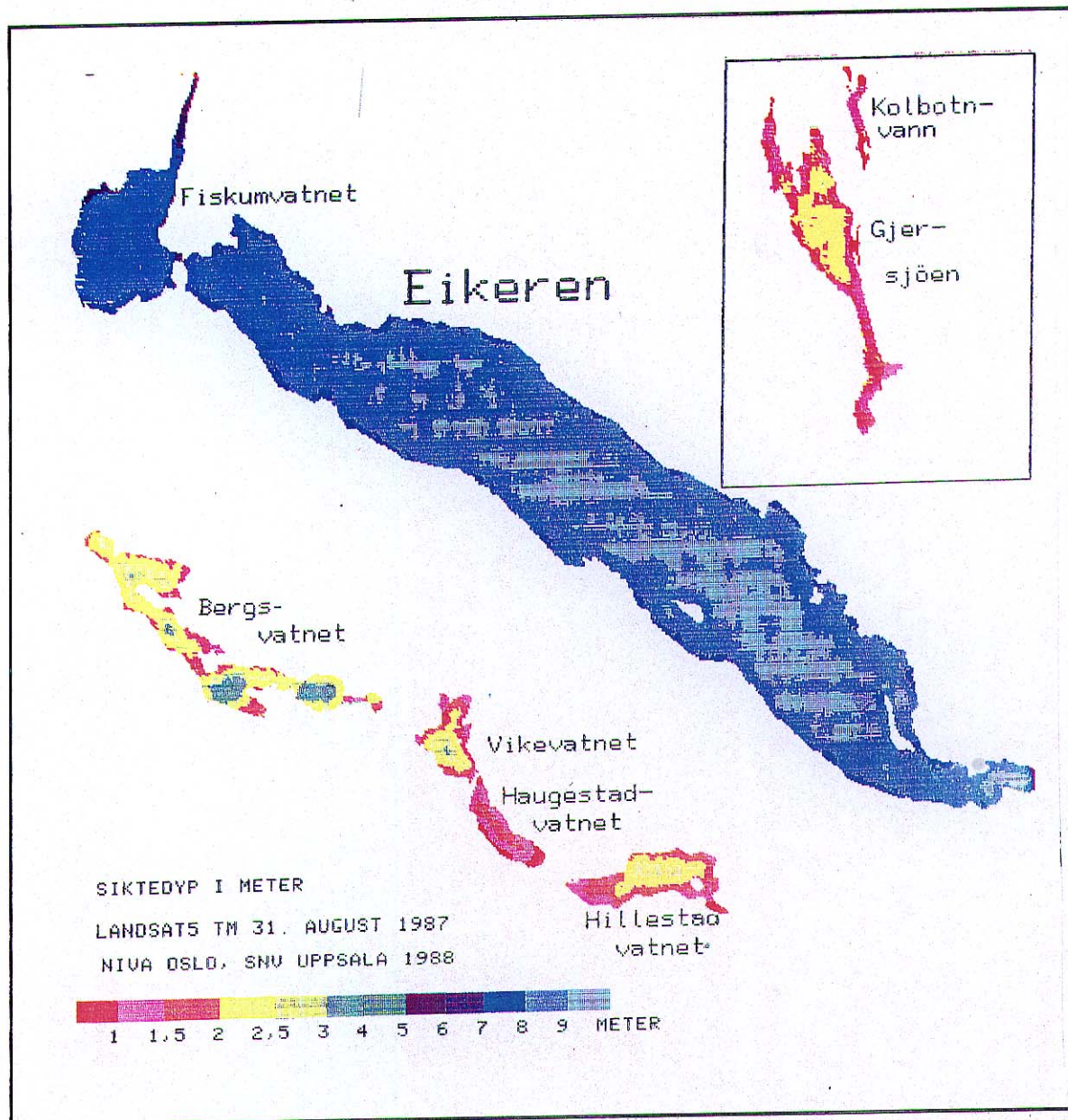
Tokt C som har en lavere helningskoeffisient, trolig pga. usikkerhetene som oppstår ved at man har et lite siktedypsintervall i dataene, er utelatt. De fem øvrige tokt er benyttet til å beregne en midlere sammenheng mellom $1/S$ og reflektansen $R(\text{sat})_{\text{TM}23}$. Det optiske tyngdepunktet i denne sammenhengen blir ved ca. 600 nm, pga. at de brede TM-båndene dekker radiansen i området 520-690 nm (560-660, hvis man tar tyngdepunktet i de to TM-kanaler). Dette er et forholdsvis bredt spekter, men det kan her bemerkes at siktedypet også er et resultat av en større del av lysspekteret. Sammenhengen er vist i figur 4.2.1.2 sammen med de fem toktene og er gitt ved:

$$(4.2.1.6) \quad 1/S = -1,885 + 47,38 R(\text{sat})_{\text{TM}23}$$

Den midlere reflektans for "klart" vann ($1/S \ll 1$) er 0,040 og for grumsete vann ($1/S = 2$, eller $S = 0,5$ m) 0,082. Det reflektanssignalet man har å arbeide med er altså bare ca 0,04 enheter for dette variasjonsintervallet av siktedypet. Relasjonen over kan benyttes generelt ved å justere konstantleddet ut fra noen lokale observasjoner av siktedypet. Et eksempel på en siktedypskartlegging i noen innsjøer er vist i figur 4.2.1.3.



Figur 4.2.1.2. Sammenheng mellom $1/S$ og midlere reflektans for TM2 og TM3 ($R(\text{sat})_{\text{TM}23}$) basert på formelen 4.2.1.6 er vist sammen med de 5 tokt som ligger til grunn for beregningen. Data er fra Sørøst-Norge i perioden september 1986 til august 1988.

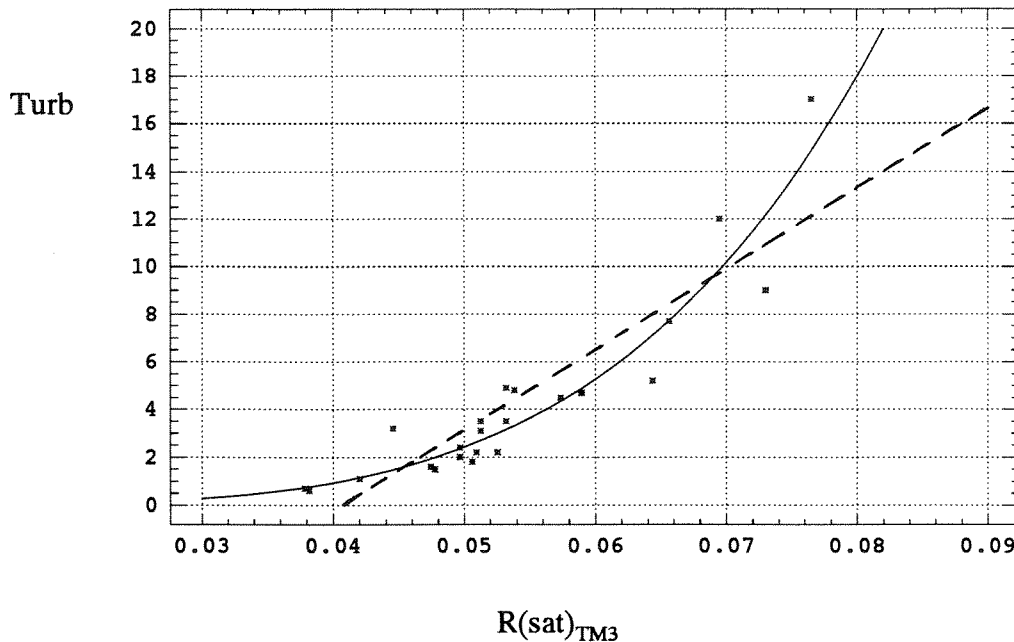


Figur 4.2.1.3. Siktedypsforholdene vist i et sammensatt bilde (mosaikk) av innsjøene Eikern, Fiskumvatnet, Bergsvatnet, Vikevatnet, Haugestadvatnet, Hillestadvatnet, Gjersjøen og Kolbotnvatnet den 31. august 1987. (Gjengitt fra Lindell og Sørensen, 1990).

4.2.2. Bestemmelse av turbiditet

For turbiditeten synes de fleste situasjonene som er testet å ha en lineær sammenheng med reflektansverdiene. For den 13. mai 1988 hvor vi hadde de høyeste partikkelkonsentrasjoner er det en tendes til et ikke-lineært forløp, men det er for få data for å kunne si med sikkerhet om dette er riktig. Lineære relasjonen mellom satellittsignal (MSS) og Turb er tidligere vist av Lindell (1981). Ikke-lineariteten synes å bli påvirket noe av at man har data med ulike vanntyper og derigjennom ulike sammensetninger av de optiske komponenter. Figur 4.2.2.1 viser både en eksponentiell og lineær tilpasning av turbiditets-dataene til reflektansen for $TM3$ ($R(sat)_{TM3}$) den 13. mai 1988, og disse er gitt av ligningene:

(4.2.2.1a)	$\text{Turb} = 856 \times 10^3 R(\text{sat})_{\text{TM3}}^{4,27}$	$R^2 = 88,8 \%$	$N = 22$
(4.2.2.1b)	$\text{Turb} = -14,25 + 344,6 R(\text{sat})_{\text{TM3}}$	$R^2 = 80,9 \%$	$N = 22$



Figur 4.2.2.1. Logaritmisk og lineær sammenheng mellom satellittradians ($R(\text{sat})_{\text{TM3}}$) og turbiditet (Turb) den 13. mai 1988.

Reflektansen i den grønne ($R(\text{sat})_{\text{TM2}}$) eller røde ($R(\text{sat})_{\text{TM3}}$) delen av spekteret gir gjennomgående best sammenheng med turbiditeten. Forsøk på å legge inn andre kanalforhold som f.eks. $R(\text{sat})_{\text{TM3}/2}$ gir store feil for innsjøer preget av mye plankton og spesielt blågrønnalger. Årsaken kan ligge i de spesielle reflektanseegenskapene som blågrønnalgepigmentene vil ha på TM2 kanalen. Derimot har dette forholdstallet en svak positiv effekt på korrelasjonen på situasjoner som den 13. mai 1988 hvor det er mye uorganiske partikler. Bruk av bare kanalforhold fungerer også for de uorganiske partiklene i Glomma, men for innsjøene bryter korrelasjonene sammen.

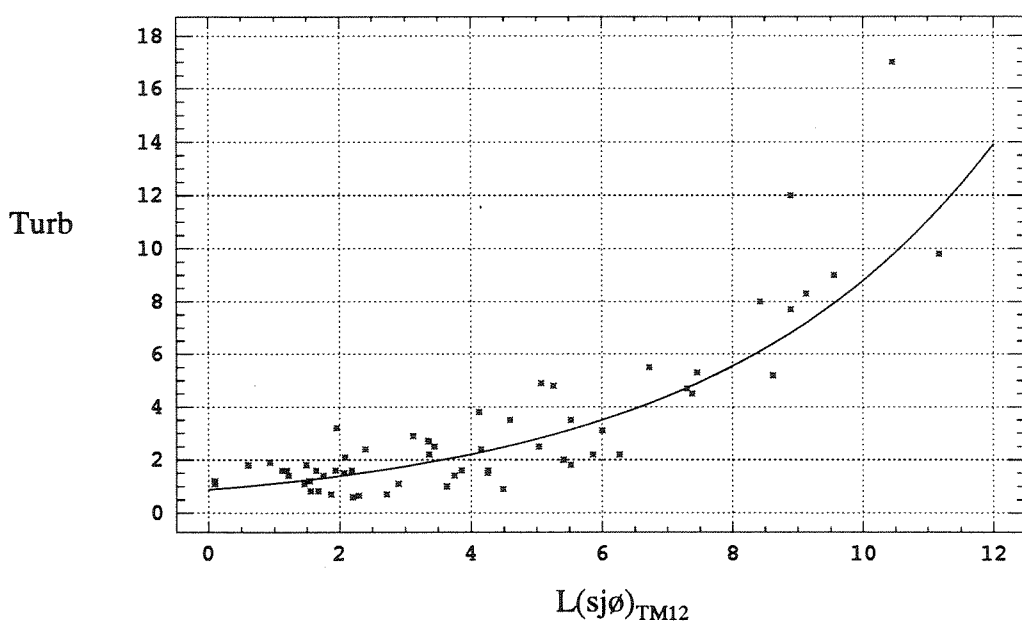
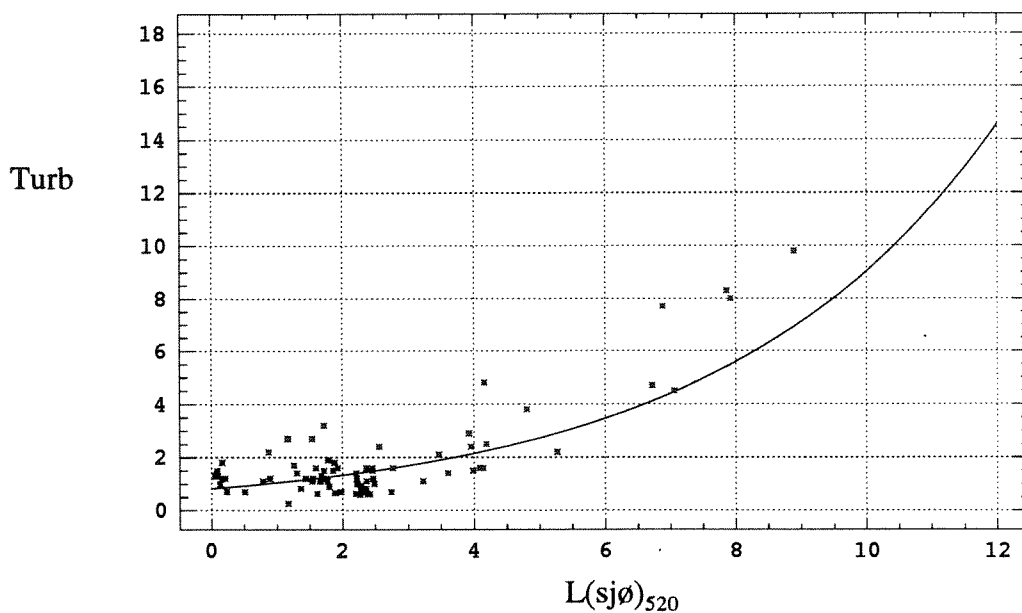
Bruker man flere forklaringsvariable i uttrykket kan man oppnå en noe bedre tilpasning som gitt av ligningen

(4.2.2.2)	$\text{Turb} = 63,9 - 1401,7 R(\text{sat})_{\text{TM2}} + 1827,8 R(\text{sat})_{\text{TM3}} - 78,6 R(\text{sat})_{\text{TM3}/2}$
	$R^2 = 91,9 \%$ $N = 22$

Men på grunn av de nevnte problemer som kan oppstå med enkelte innsjøer med spesielle algepopulasjoner anbefales at man bruker enkeltkanaler, f. eks. fra den røde delen av spekteret.

Spredningen mellom reflektans og turbiditet i figur 4.2.2.1 skyldes ikke usikkerhet i satellitt-dataene alene. Dette kan vi se ved å sammenligne forskjellige målinger av radians med turbiditet som vist i figur 4.2.2.2. (Radians kan benyttes i stedet for reflektans når vi sammenligner data på samme dag). Her har vi i tillegg til feltmålinger av radians rett under vann-

overflaten også tilsvarende målinger ved satellitten. Her har vi kombinert 6 situasjoner med feltradians hvorav 4 også har satellittmålinger. Feltradiansen er målt ved 520 nm, og denne er sammenlignet med middelverdien av radiansen for TM1 og TM2 ($L(\text{sat})_{\text{TM12}}$) etter korreksjon for laveste radians-verdi i bildet. Man ser av figurene at spredningen i radians relativt til turbiditet er av samme størrelsesorden enten man måler i overflaten eller ved satellitten.



Figur. 4.2.2.2. Feltradians (øverst) og satellittradians (nederst) ved ca. 520 nm mot turbiditet (Turb) på stasjoner og situasjoner i Ytre Oslofjord og Hvaler/Singlefjordområdet 1988-1989.

Hvis vi velger å bruke en enkel lineær sammenheng mellom turbiditet og $R(\text{sat})_{\text{TM3}}$, kan vi som for siktedypet sette opp en generell formel basert på seks enkeltokt (tabell 4.2.2.1) på formelen

$$(4.2.2.3) \quad \text{Turb} = A + B R(\text{sat})_{\text{TM3}}$$

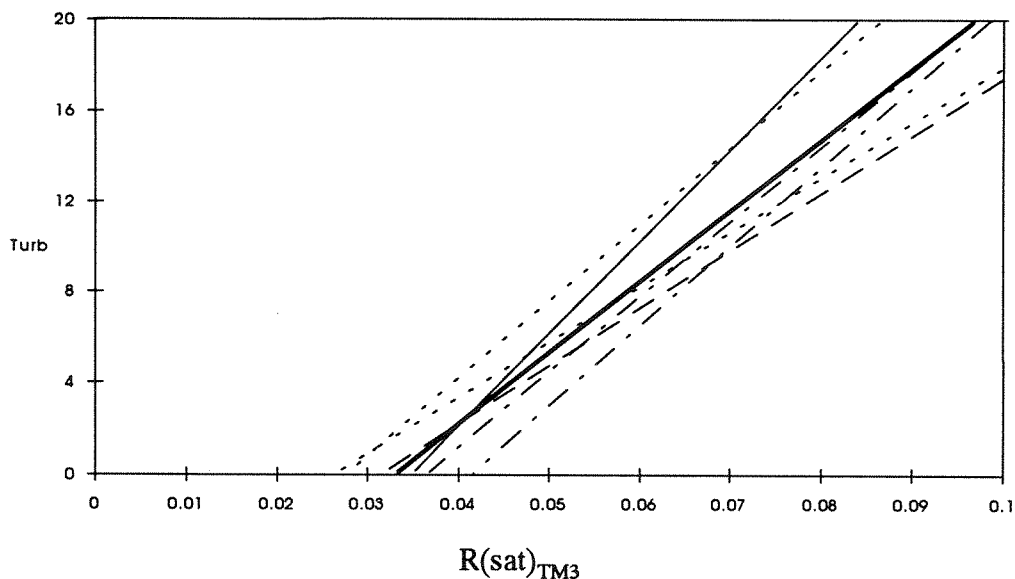
Tabell 4.2.2.1. Oversikt over korrelasjoner og konstanter for de seks testede toktene som inngår i den generelle formelen (ligning 4.2.2.3) for turbiditet mot reflektans for TM3 ($R(\text{sat})_{\text{TM3}}$). Antall observasjoner (N) og turbiditetsintervall er angitt.

Tokt	Dato	A	B	R ² (%)	$R(\text{sat})_{\text{TM3}}$	N	Intervall (FTU)
A	13.9.86	-14,51	409,3	98,3	0,035	9	0,5 - 14
C	23.7.87	-8,09	257,2	86,7	0,031	18	1,0 - 5,0
D	31.8.87	-9,75	345,2	82,4	0,028	19	1,0 - 10
F	16.9.87	-12,19	333,3	59,2	0,037	19	0,5 - 12
G	13.5.88	-14,25	344,6	80,7	0,041	22	0,5 - 17
H	1.8.88	-6,31	237,2	98,1	0,027	16	1,0 - 10

Den midlere sammenheng er vist i figur 4.2.2.3 sammen med de seks toktene og er gitt av formelen:

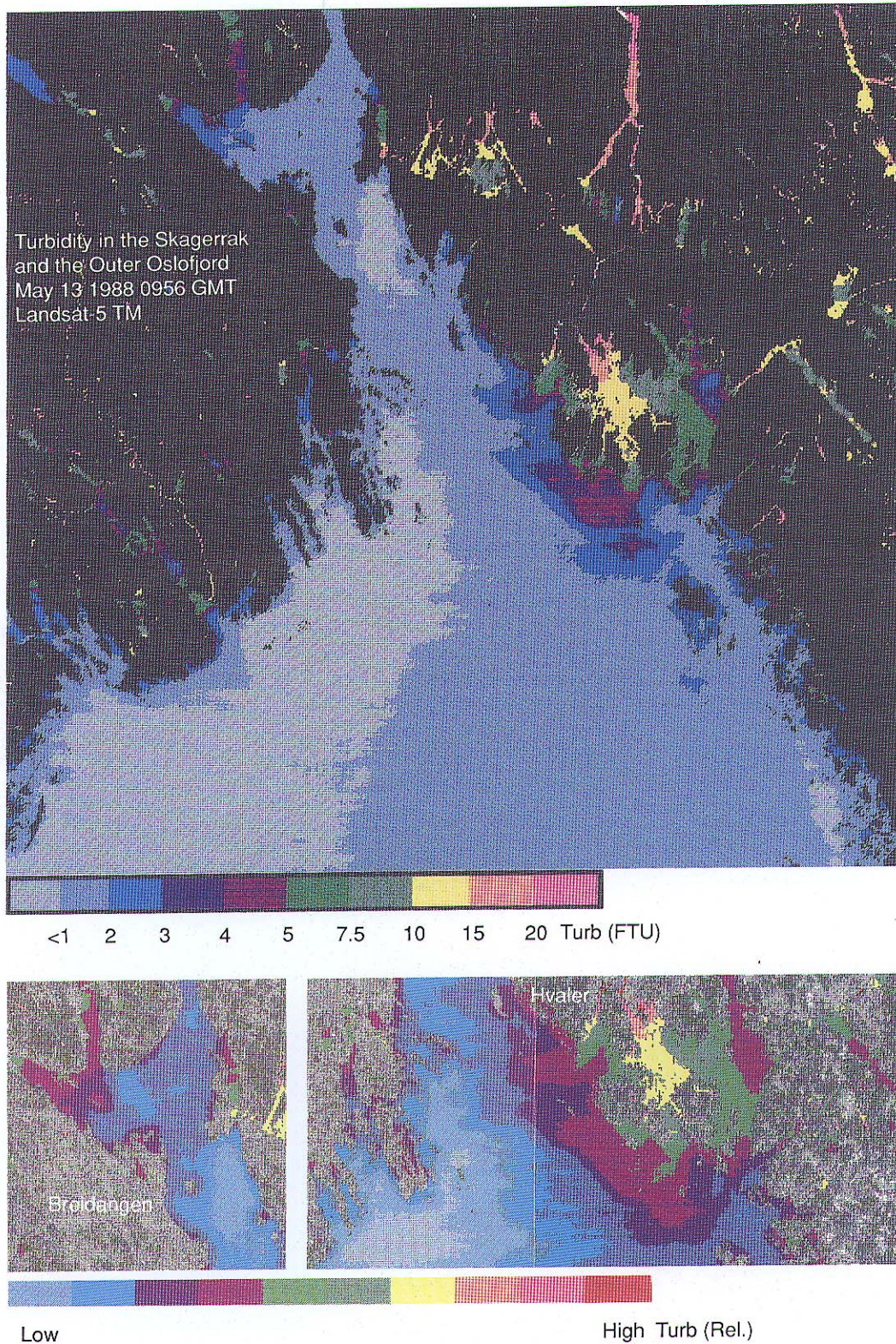
$$(4.2.2.4) \quad \text{Turb} = -10,85 + 321,1 R(\text{sat})_{\text{TM3}}$$

som man kan benytte sammen med noen målinger av turbiditet for å justere konstantleddet og få formelen tilpasset den aktuelle situasjon.



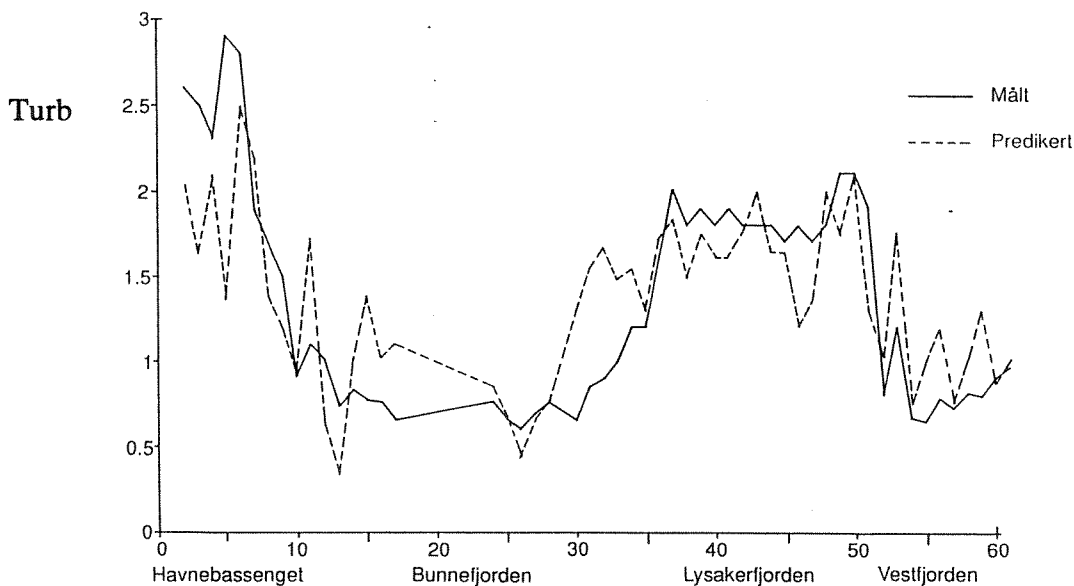
Figur 4.2.2.3. Den midlere sammenheng mellom turbiditet ($Turb$) og reflektans for TM3 ($R(\text{sat})_{\text{TM3}}$) vist sammen med de 6 tokt som ligger til grunn for beregningen. Data er fra Sørøstnorge i perioden september 1986 til august 1988.

Figur 4.2.2.4. viser et eksempel på et satellittbilde presentert i turbiditetsenheter fra Ytre Oslofjord fra den 13. mai 1988. Her er også vassdragene som munner ut i denne regionen vist, og man får en god oversikt over partikkelfordelingen i et stort område.



Figur 4.2.2.4. Satellittbilde over turbiditetsfordelingen Ytre Oslofjord og tilliggende vassdrag den 13. mai 1988 . (Gjengitt fra Sørensen og Lindell, 1990). De to mindre bildene viser den relative fordelingen av spektralradians med flere detaljer enn i det kalibrerte turbiditetsbildet over.

De situasjonene som inngår i beregningen foran (tabell 4.2.2.1) har relativt lite skyer med antatt konstant og lav atmosfæresvekning av radiansen, og egner seg derfor til å etablere en generell lineær sammenheng. Denne ligning (4.2.2.4) kan så brukes sammen med et begrenset sett av felldata ved en gitt situasjon. For situasjoner med sterkt atmosfære-påvirkning derimot som f.eks. for den 24. mai 1986 (jfr. kap. 4.2.3, figur 4.2.3.3) kan vi ikke benytte denne formelen. Har vi et større feltmateriale kan vi derimot tilpasse dataene (kalibrere) til den enkelte situasjon. Figur 4.2.2.5 viser målt og predikert turbiditet i Indre Oslofjord basert på en relasjon med TM-kanal 3, 4, og 5, med 3 og 4 som de viktigste kanaler (Sæbø og medarb., 1988). Figur 4.2.3.3 angir posisjonene for disse målingene i Indre Oslofjord, og vi ser at satellittbildet er sterkt forstyrret av dis/skyer og scanstriper fra sensoren. På tross av disse forstyrrelser var det mulig å tilpasse en empirisk sammenheng mellom satellittradians og turbiditet (Sørensen og medarb., 1989b).



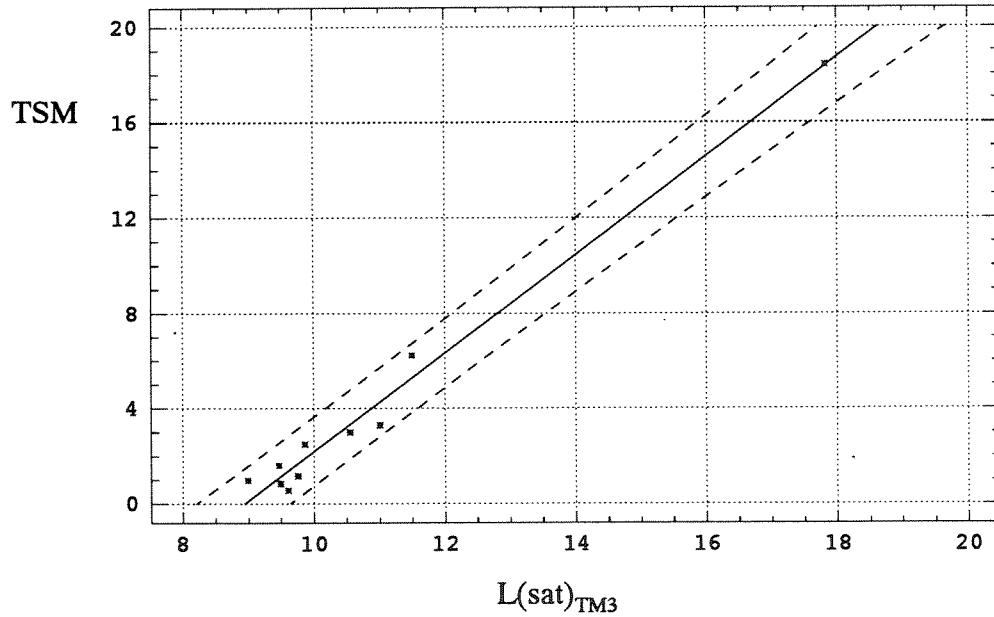
Figur 4.2.2.5. Målt og predikert turbiditet (Turb) fra Landsat TM-data i Indre Oslofjord den 24. mai 1986. (Gjengitt fra Sæbø og medarb., 1988 og Sørensen og medarb., 1989b).

4.2.3. Bestemmelse av suspendert materiale, klorofyll- a og svekningskoeffisienten c .

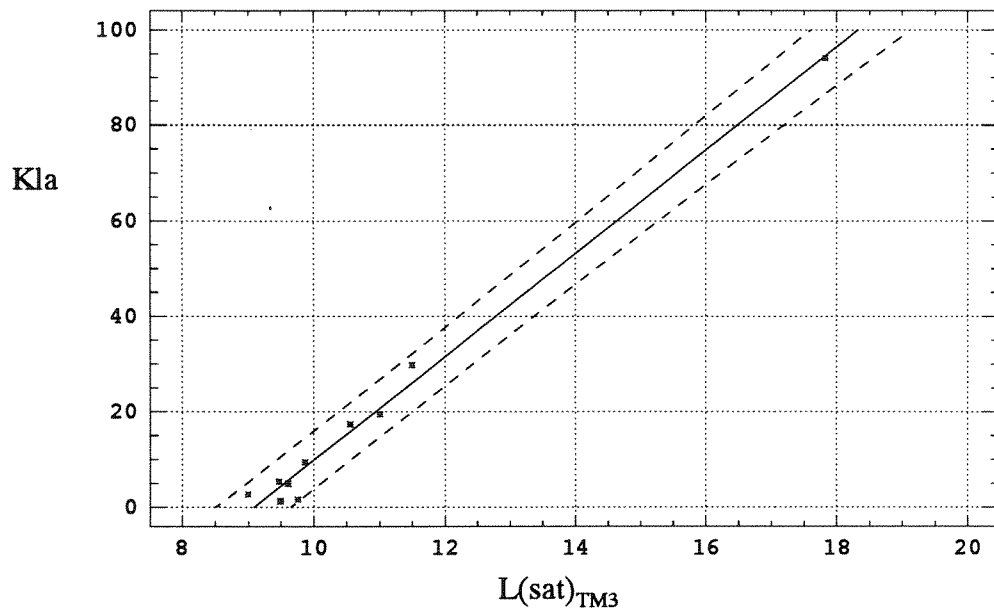
For suspendert materiale (TSM) kan vi som for turbiditeten (Turb) oppnå gode sammenhenger, og ofte er det de samme TM-kanaler som benyttes for Turb som man utnytter for TSM. Som vist i vedlegg 4 (ligning V4.7a) så er TSM og Turb godt korrelert, mens K_{la} kan være med på å forklare noe av variasjonen i TSM (ligning V4.7b). Vi så forøvrig dette illustrert i kap. 4.2 (figur 4.2.1) ved at TSM i noe større grad blir påvirket av algemengden enn tilfellet er for turbiditeten. Turbiditeten derimot synes å reagere mer på uorganiske partikler med større spredning. Når man betrakter bare innsjølokaliteter finner man ofte god korrelasjon mellom TSM og K_{la} , som også ofte blir best korrelert med samme satellittkanal. I figur 4.2.3.1 og 4.2.3.2 er det vist korrelasjoner for TSM og K_{la} mot radianssignalet i TM3 ($L(\text{sat})_{\text{TM3}}$). Plottene viser også prediksjonsintervallet for parametrene. Sammenhengene er gitt av formlene:

$$\begin{array}{llll}
 (4.2.3.1a) & \text{TSM} = -18,5 + 2,06 L(\text{sat})_{\text{TM3}} & R^2 = 98,3 & N = 9 \\
 (4.2.3.1b) & K_{la} = -98,3 + 10,8 L(\text{sat})_{\text{TM3}} & R^2 = 98,9 & N = 9
 \end{array}$$

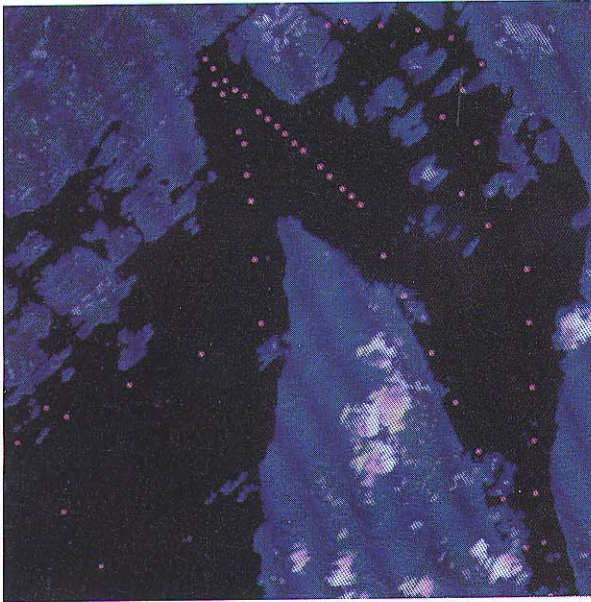
Den relativt høye forklaringsgraden skyldes i hovedsak én innsjø (Revovatnet) med mye mer planktonalger (blågrønnalger) enn i de andre innsjøene. Denne forklaringsgraden vil synke uten Revovatnet tilstede i korrelasjonen, men det er i dette tilfelle ingen signifikant forskjell i tilpasningen (Sæbø og medarb., 1988). Satellittbilder produsert på bakgrunn av disse regresjoner er vist i figur 4.2.3.4. Forskjellen mellom målte og predikerte verdier for K_{la} for endel innsjøer i Vestfold og Buskerud for denne situasjonen er illustrert i figur 4.2.3.5. Faren med slike enkle sammenhenger hvor man benytter en del av spekteret som også sterkt påvirkes av annet suspendert materiale enn plankton, er at den vil kunne overestimere K_{la} -mengden når man får innslag av f.eks. uorganisk materiale erodert fra land eller tilført fra elver.



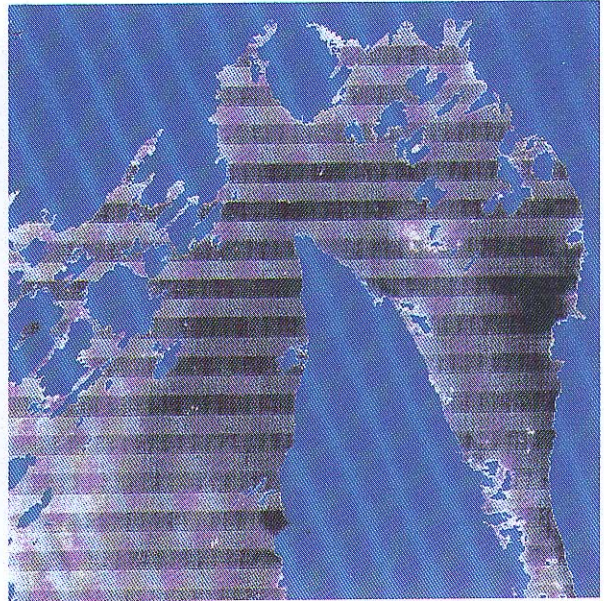
Figur 4.2.3.1. Sammenhengen mellom totalt suspendert materiale (TSM) og radians for TM3 ($L(sat)_{TM3}$) for noen innsjødata den 13. september 1986. 90 % prediksjonsintervallet angitt.



Figur 4.2.3.2. Sammenhengen mellom klorofyll- a (K_{la}) og radians for TM3 ($L(sat)_{TM3}$) for noen innsjødata den 13. september 1986. 90% prediksjonsintervallet er angitt.

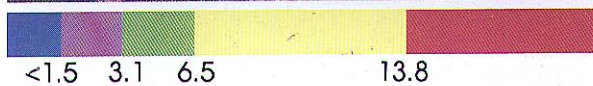
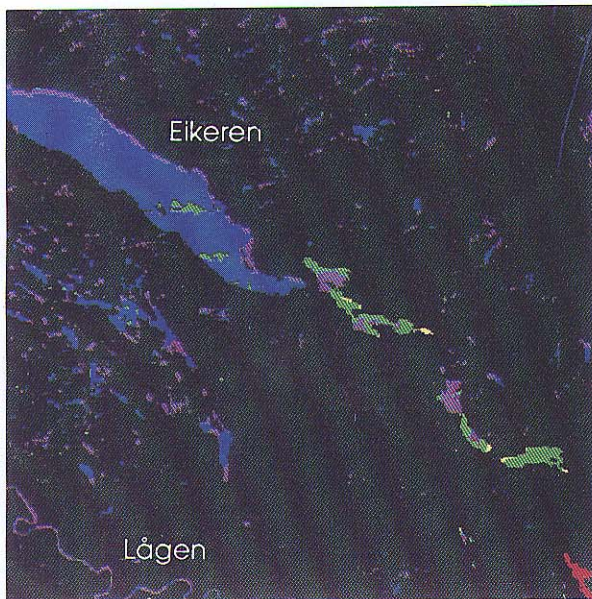


Sampling positions in the inner Oslofjord
May 24 1986

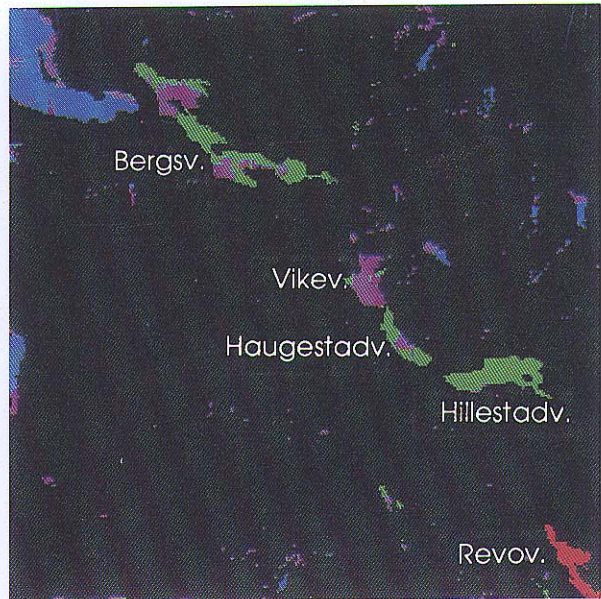


Landmasked Landsat-5 image showing
the scanstripes in TM-channel 3 May 24 1986

Figur 4.2.3.3. Satellittbilde fra Landsat-5 over Indre Oslofjord den 24. mai 1986. Venstre bilde viser stasjonsplassering for figur 4.2.2.5 og høyre den sterke forstyrrelsen pga. atmosfære og scanstriper fra TM-sensoren. (Gjengitt fra Sørensen og medarb., 1989b).

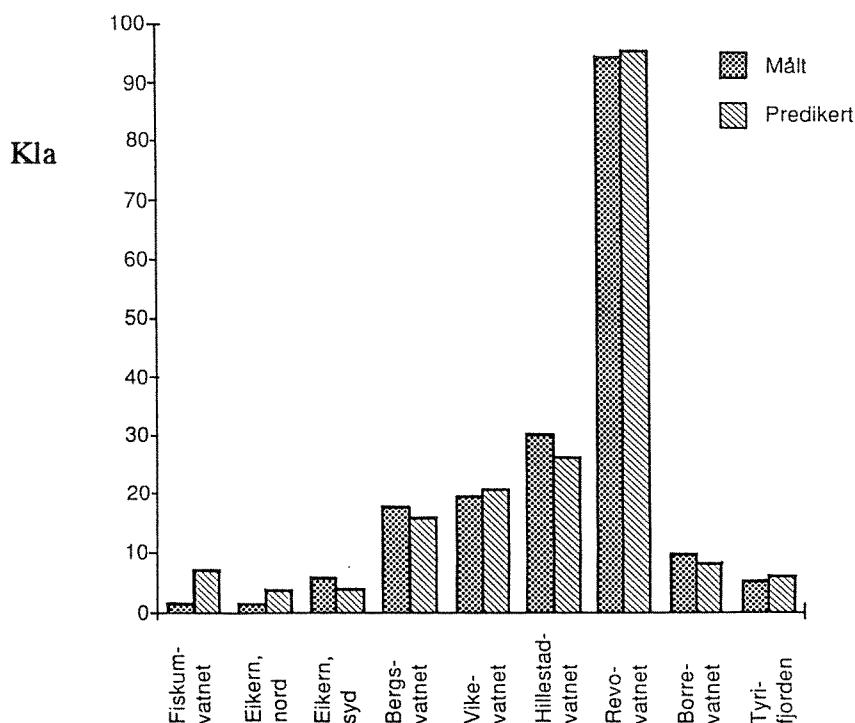


Suspended sediments (mg/l) Sept. 13 1986



Chlorophyll -a (µg/l) September 13 1986

Figur 4.2.3.4. Planktonmengden i Eikernvassdraget den 13. september 1986 presentert som suspendert materiale (venstre) og klorofyll-a (høyre). Data fra Landsat-5 Thematic Mapper. (Gjengitt fra Sørensen og medarb., 1989b).



Figur 4.2.3.5. Målt og predikert klorofyll- a (Kla) fra TM-data for noen innsjølokaliteter i Vestfold og Buskerud den 13. september 1986. (Gjengitt fra Sørensen og medarb., 1989b).

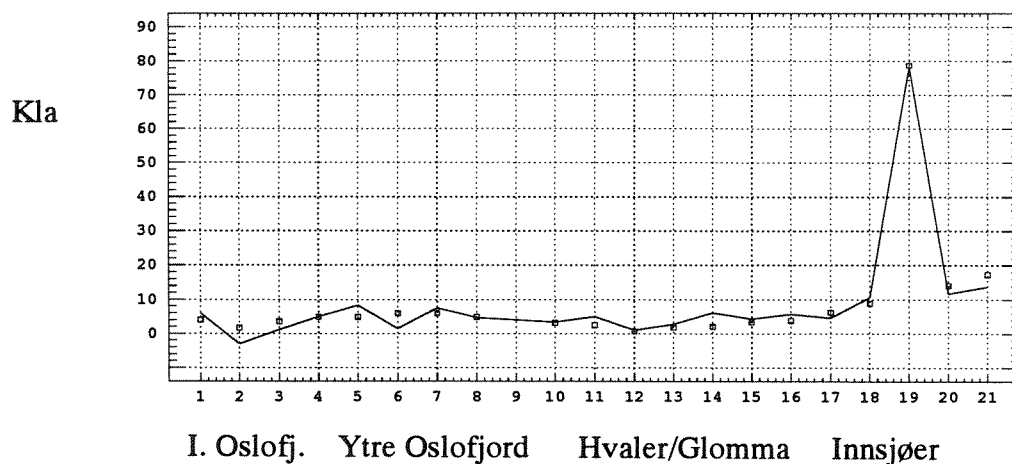
Sammenhengen mellom satellittsignal og klorofyll- a er blitt testet for tilsammen 11 enkeltscener, hvorav 7 med klorofyll- a mengder mellom 0-20 $\mu\text{g/l}$ og 4 scener med konsentrasjoner omkring 10 $\mu\text{g/l}$. Vi så av ligning 4.2.3.1b at enkeltkanaler kan fungere under gitte situasjoner, men vi har også testet en kombinasjon av enkeltkanaler og forhold mellom kanaler. Det er valgt ut flere kanalkombinasjoner som hver for seg skulle ivareta små ulikheter som man kunne forvente å ha i satellittsignalet fra de forskjellige deler av spekteret. Dette er deretter testet med en multipl regressjon, og den kombinasjonen av kanaler som gir den beste tilpasning for de fleste av satellittscenene er gitt ved den generelle formelen:

$$(4.2.3.2) \quad \text{Kla} = A + B R(\text{sat})_{\text{TM1}} + C R(\text{sat})_{\text{TM3}} + D R(\text{sat})_{\text{TM4}} + \\ E R(\text{sat})_{\text{TM4/1}} + F R(\text{sat})_{\text{TM4/3}} + G R(\text{sat})_{\text{TM3/1}}$$

TM2 er ikke tatt med da denne ikke ga noe signifikant bidrag i tilpasningen, mens den viktigste kanalkombinasjonen synes å være $R(\text{sat})_{\text{TM4}}$, $R(\text{sat})_{\text{TM1}}$ og forholdet $R(\text{sat})_{\text{TM4/1}}$. Denne formelen er rent empirisk, men av de 11 satellittscenene er det 7 situasjoner hvor denne formelen gir en god tilpasning til den enkelte situasjon med en forklaring på over 80 %. Konstantene som inngår i ligningen over varierer sterkt fra situasjon til situasjon, og vi kan derfor ikke si om denne formelen alltid vil gi den beste tilpasning.

I figur 4.2.3.6 er vist en slik tilpasning for situasjonen den 31. august 1987, som er gitt av uttrykket:

$$(4.2.3.3) \quad \text{Kla} = 1843,9 - 2,12 R(\text{sat})_{\text{TM1}} - 5,45 \times 10^3 R(\text{sat})_{\text{TM3}} + 62,2 \times 10^3 R(\text{sat})_{\text{TM4}} - \\ 4,9 \times 10^3 R(\text{sat})_{\text{TM4/1}} - 81,2 R(\text{sat})_{\text{TM4/3}} + 198,9 R(\text{sat})_{\text{TM3/1}} \\ R^2 = 96,8 \% \quad N = 20$$



Figur 4.2.3.6. Beregnet og observert klorofyll-*a* (Kla) plottet mot stasjoner for den 31. august 1987. Punktene angir observerte verdier og linjen de beregnede (ligning 4.2.3.3).

Vi har studert nærmere sammenhengene mellom totalt suspendert materiale (TSM) og reflektans ($R(\text{sat})_{\text{TM3}}$) for de samme situasjoner som for turbiditeten. Som det fremgår av tabell 4.2.3.1 er det mye større variasjon i helningskoeffisientene (B) og i skjæringpunktet med x-aksen (A). Slik at her vil det være større usikkerheter i å benytte en midlere sammenheng som skulle justeres til de lokale forhold med feltdata. Årsakene til dette kan henge sammen med at det organiske materiale i TSM ikke i samme grad gir radians tilbake til atmosfæren som uorganisk materiale. Som vi senere skal se i kap. 7 så er siktedypet (S) bedre korrelert med Turb enn med TSM, hvilket underbygger at både S og Turb hadde relativt parallelle funksjoner når de ulike situasjoner ble analysert. S og Turb er dessuten i motsetning til TSM optiske størrelser.

Tabell 4.2.3.1. Oversikt over korrelasjoner og konstanter for TSM og reflektans for TM3 ($R(\text{sat})_{\text{TM3}}$) for de seks testede situasjonene.

Tokt	Dato	A	B	R ² (%)	$R(\text{sat})_{\text{TM3}}$	N	Intervall (m)
A	13.9.86	-18,5	534,3	98,3	0,035	9	1,0 - 19
C	23.7.87	-4,31	181,4	56,5	0,024	18	1,0 - 6,0
D	31.8.87	-7,53	300,6	74,4	0,025	19	1,0 - 10
F	16.9.87	-20,7	568,9	43,8	0,036	19	0,0 - 25
G	13.5.88	-17,4	434,0	80,0	0,040	22	1,0 - 22
H	1.8.88	-2,6	232,2	76,7	0,011	16	3,0 - 14

Tilsvarende tester har blitt gjort for svekningskoeffisienten til en horisontal grønn lysstråle (c_g). Denne er testet på 7 situasjoner, men de fleste viste gjennomgående dårlige korrelasjoner. Noe av dette skyldes bl.a. enkeltverdier som kan være forårsaket av målefeil. Spektralt synes det heller ikke å være klare forskjeller selv om den grønne og røde delen av spekteret også her synes å gi noe bedre tilpasning. De situasjonene som er best tilpasset synes å følge en lineær relasjon, som gitt av formelen for situasjonen den 1. august 1988:

$$(4.2.3.4) \quad c_g = -9,17 + 276,0 R(\text{sat})_{\text{TM23}} \quad R^2 = 79,4 \% \quad N = 12$$

4.3. Bestemmelse av temperatur fra Landsat-5 Thematic Mapper-data

Sammenligninger av termiske data (TM6) for Landsat-5 nedlest ved Kiruna med feltmålinger har ikke gitt korrekte verdier ved bruk av de kalibreringskonstantene som er foreslått av Marham og Barker (1986) og Sing (1988). Det har derfor vært nødvendig å benytte felldata og kalibrere hver satellittscene (Sørensen og Lindell, 1990, Sørensen og medarb., 1990c). Man kan da oppnå en god kalibrering, forutsatt at man har en viss temperaturgradient som dekkes med tilstrekkelig feltmålinger. Man må være oppmerksom på at med få kalibreringsdata som dekker et smalt temperaturintervall, kan man få feil hvis man estimerer temperaturer utenfor dette intervallet.

En betydelig ulempe ved sammenligning av feltmålinger av temperatur og satellittmålinger er at man normalt måler med lengre tidsintervall i felten enn satellittobservasjonene, og at temperaturen blir påvirket av de daglige variasjonene i avkjøling og oppvarming fra vind og sol. Dessuten observerer man ikke som satellitten temperaturen i overflatefilmen, men noen cm til dm ned i vannmassene. Dette kan under enkelte situasjoner få betydning, men som oftest har man i havområder nesten alltid noe vind og bølgepåvirkning som gir homogene temperaturer i den øverste meteren. For å få en så korrekt kalibrering som mulig vil man enten trenge de korrekte kalibreringskonstanter som overfører satellittsignalet til overflate-temperaturen, eller man må benytte et stort antall satellittscener og felldata for en *in situ* kalibrering. Dette siste forutsetter at sensorene er stabile, slik at digitalverdiene kan benyttes i en beregningen, hvilket har vært usikkert for Landsat-5 data nedlest ved ESAs mottagningsstasjon i Kiruna. Det bør her påpekes at denne *in situ* kalibreringen kan gi et "temperaturbilde" som er riktigere når det gjelder å gjengi temperaturen for overflatelaget (0-10 cm), siden satellitten i utgangspunktet bare observerer temperaturen i overflatefilmen.

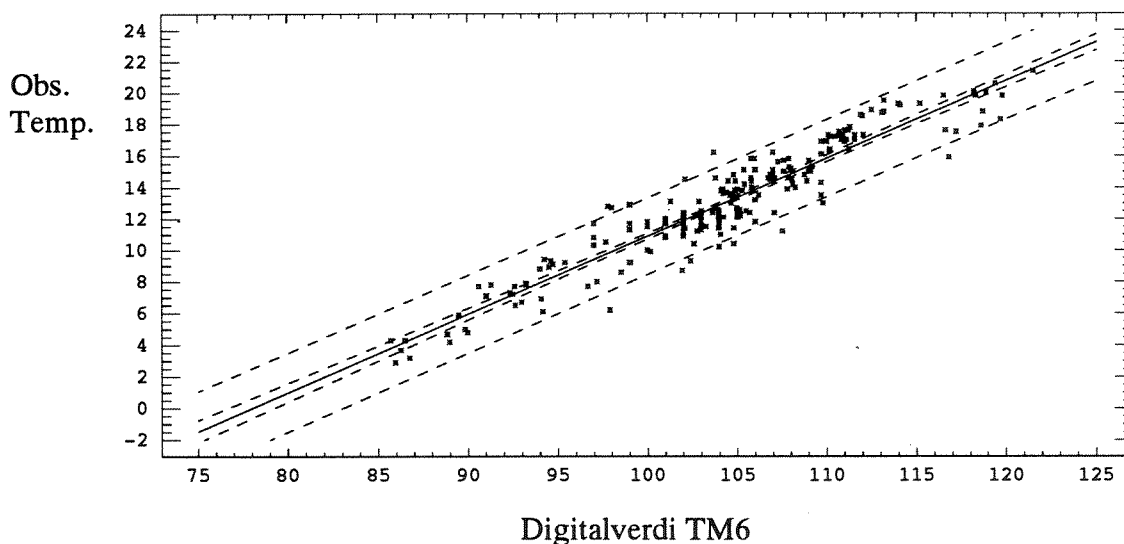
Vi har foretatt en sammenligning mellom felt- og satellittdata for perioden 1984-89 som dekker ialt 15 tidspunkter (Tokt: C - L, N, O, R og Q i tabell 2.3.1). Det er kun benyttet felldata målt samme dag som satellittobservasjonene og avviket i tidspunkt mellom satellittpassering (mellom 1130 og 1200 lokal sommertid) og feltmålinger var fra -4 til +10 timer. Enkelte satellittscener har vært sterkt påvirket av atmosfæriske forhold, og vi skulle her forvente store avvik. Sammenhengen for hele materialet er vist i figur 4.3.1, og den matematiske sammenhengen til kurven ble:

$$(4.3.1) \quad \text{Temp} = \text{Konst} + 0,494 \text{ TM6} \quad R^2 = 89,0 \% \quad N = 218$$

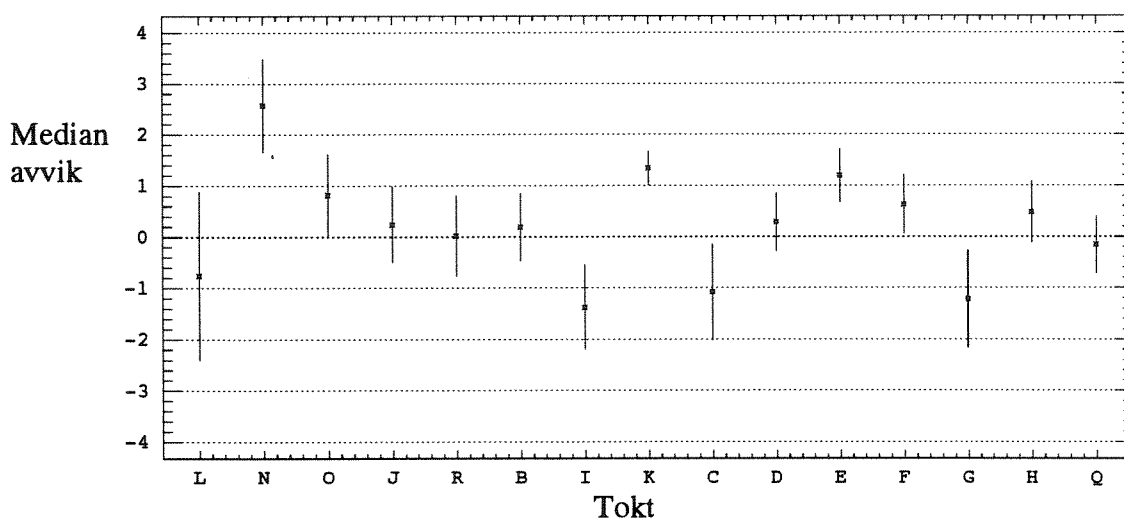
Man ser av figuren at for en gitt temperatur har man en variasjon på hele 10 digitalverdier eller vi kan uttrykke dette med prediksjonsintervallet (95 %) på $\pm 2,5$ °C. For å få et bedre estimat må man benytte noe felldata. Figur 4.3.2 viser medianverdien for avviket mellom observert og beregnet temperatur (etter ligning 4.3.1) samt avvikenes standardavvik for de 15 situasjonene. Medianverdiene ble benyttet for at feil i enkeltavvik ikke skal få for stor betydning ved få observasjoner. For 9 av de 15 toktene er avviket innenfor ± 1 °C. Hvis man sammen med ligning 4.3.1 benytter et beskjedent antall felldata basert på manuelle målinger eller bøyedata, kan man redusere denne måleusikkerheten til ca. ± 1 °C. For et vilkårlig tokt kan denne differansen mellom observert og beregnet temperatur etter ligningen over, legges til konstantleddet for å oppnå et bedre estimat av temperaturen.

Tokt L viser en stor spredning som kan skyldes de større tidsforskjellene man hadde på dette toktet. Tokt N ble foretatt i små testområder med store gradienter, og det er her sannsynlig at

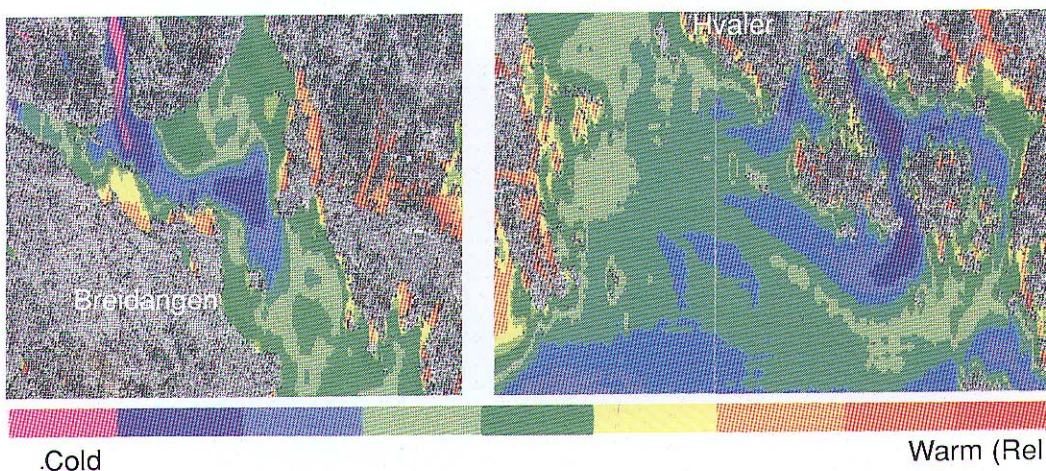
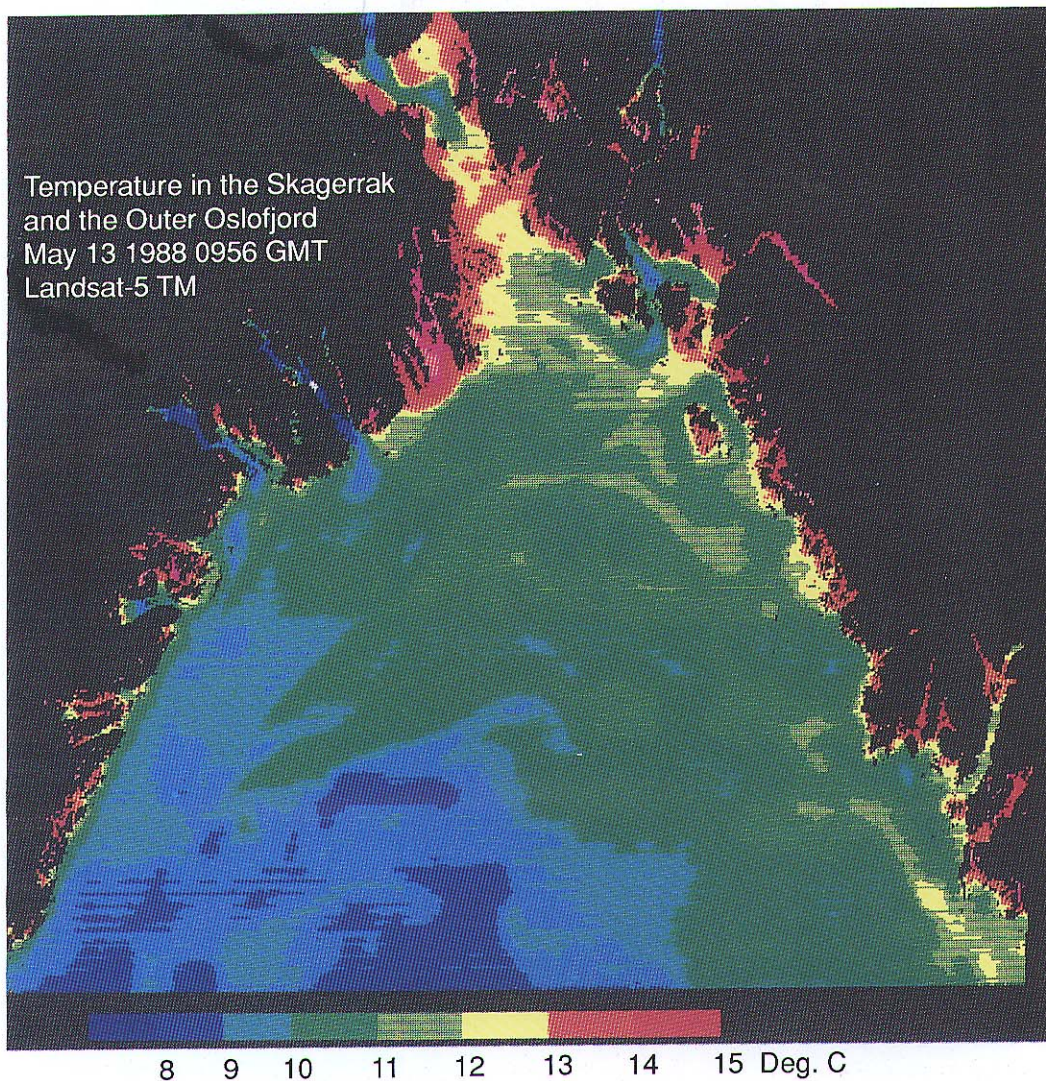
land har påvirket resultatet. Hvis disse data utelates forandres helningskoeffisienten med +1,3 % og konstantleddet med -0,8 °C. Kontrollmålinger dagen etter bekrefter at disse målingene sannsynligvis er feil. Tokt O, J, R, B har medianavvik nær null, og for tokt R fra Indre Oslofjord under en situasjon med meget vanskelig atmosfære (jfr. figur 4.2.3.3), er det overraskende god overenstemmelse. Tokt I, K, C, D skal alle ha bra atmosfære, og de ligger på hver sin side av modellens resultat med middelasvik opp mot ± 1 °C. Tokt D, E, F, G er også godværsituasjoner, mens H og spesielt tokt Q har vanskelige atmosfæriske forhold. Ut fra dette kan vi ikke se at de data som er sterkt atmosfærepåvirket faller noe annerledes ut enn de øvrige. I figur 4.3.3 er det vist et eksempel på et temperatur-kart fra Skagerrak, Ytre Oslofjord og tilliggende vassdrag. Bildet er her fargekodet med et temperaturintervall på 1 °C, som er hva vi bør kunne oppnå ved bruk av ligning 4.3.1 og noen feltmålinger.



Figur 4.3.1. Sammenhengen mellom TM6-verdier og observert temperatur for 15 tidspunkter (satellittscener) fra perioden 1984-1989 for Landsat-5.



Figur 4.3.2. Sammenstilling av avvikene (median, standardavvik) mellom beregnet og observert temperatur for samtlige tokt. (Jfr. tabell 2.3.1 for toktkoder).



Figur 4.3.3. Termisk satellittbilde basert på Landsat-5 TM6-data over Skagerrak, Ytre Oslofjord og tiliggende vassdrag den 13. mai 1988. (Gjengitt fra Sørensen og Lindell, 1990). De to nedre bildene viser den relative temperaturfordelingen med omtrent full oppløselighet ($\pm 0,5^\circ\text{C}$) og disse gir flere detaljer om spredning av vannmasser og strømforhold utenfor Drammensfjorden (Breidangen) og Glomma (Hvaler) enn det kalibrerte bildet ovenfor.

5. OVERSIKTSOVERVÅKING AV EROSIJON OG TROFINIVÅ MED SATELLITTDATA

5.1. Areal og strandlinjeberegninger med satellittdata

I bildebehandlingssystemet ligger det muligheter for relativt enkelt å gjøre ulike statistiske beregninger av bl.a. arealer og strandlinjer på fjernmålingsdata. Dette er en anvendelse som kan gi nyttig tilleggsinformasjon ved regionale studier av erosjons- og trofiparametrene. Nøyaktigheten til slike beregninger er avhengig av bl.a. satellittdataenes geometriske oppløsning, og det er foretatt noen tester for å se hvor store disse feilene blir.

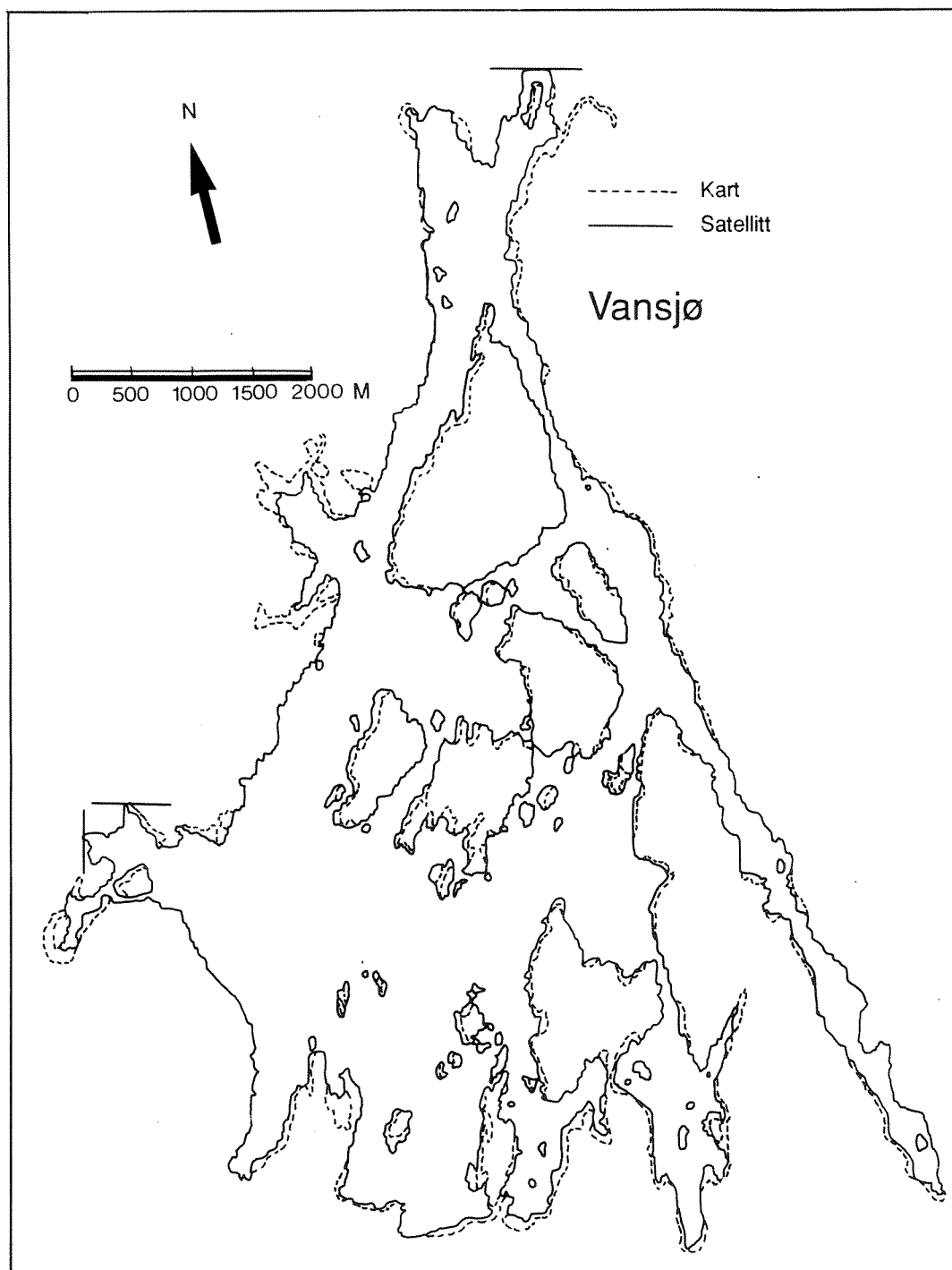
På data fra 23. juli 1987 og 13. mai 1988 har vi ut fra et landmasket satellittbilde gjort målinger av arealer av endel innsjøer og sammenlignet dette med planimetrerte verdier fra et kart (Målestokk 1:50.000, Type M711). Arealer er beregnet for sjø nr. 1 til 10 (tabell 5.1.1) ved å digitalisere omrisset av sjøene på dataskjermen. Plassering av disse innsjøene fremgår av figur 5.2.1. og 5.2.2. I denne prosessen fikk man også informasjon om innsjøens strandlengde. Den digitaliseringsmetoden vi har benyttet i bildebehandlingssystemet (ERDAS) har den begrensning at man maksimalt kan ta ca. 300 punkter, slik at for Vansjø (nr. 11) måtte arealet beregnes fra et GIS ("Geografisk Informasjons-system")-bilde med klassene land og vann. Denne metoden gir derimot ikke strandlengder. Avvikene mellom denne GIS-beregningen sammenlignet med M711-kartet er illustrert i figur 5.1.1. De største forskjellene mellom satellittbildet og kartet som fremtrer rundt strandlinjen skyldes at landmasken i satellittbildene har inkludert områder med vannvegetasjon. Dette er verifisert med flyfoto fra den 22. juli 1987. De satellittdataene som benyttes er ikke geometrisk presisjonskorrigert fra leverandøren, men de er tilfredsstillende for disse formålene.

Tabell 5.1.1. Sammenligning av strandlengder (km) og planimetrerte arealer (km²) fra et M711 kart (1:50.000) med målte verdier fra landmaskede satellittbilder fra den 23. juli 1987 og 13. mai 1988 (jfr. fig. 5.2.1 og 5.2.2). Avviket (%) mellom planimetrerte og målte arealer og differansen (%) i strandlengder mellom de to tidspunkter er beregnet. Arealavvik i prosent av planimetrert areal og strandlengder i prosent av juli-situasjonen.

Innsjø		Planimetrert Areal	Juli 1987 (målte verdier)		Mai 1988 (målte verdier)		Avvik (%) i areal i forhold til planimetrert:		Differanse (%) i strandlengde Juli til Mai
Nr	Navn		Strandl.	Areal	Strandl.	M. Areal	Juli	Mai	
1	Isebakk tjern	0.19	3.08	0.15	2.91	0.16	-21 %	-16 %	-5.5 %
2	Ravnsjøen	0.26	3.09	0.26	3.15	0.25	0 %	-3.8 %	1.9 %
3	Brønnerødtjern	0.23	2.16	0.18	2.20	0.19	-22 %	-17 %	1.9 %
4	Bjørnerødvatn	0.38	2.09	0.20	2.98	0.25	-47 %	-34 %	43 %
5	Skinnerflo	1.53	9.46	1.12	9.16	1.27	-27 %	-17 %	-3.2 %
6	Sæbyvatnet	1.48	7.37	1.26	7.78	1.35	-15 %	-8.9 %	5.6 %
7	Tunevatnet	2.38	9.29	2.29	9.34	2.22	-3.8 %	-6.7 %	0.5 %
8	Visterflo	3.94	17.39	3.36	17.63	3.27	-15 %	-17 %	1.4 %
9	Isesjø	6.29	23.57	5.68	*	*	-10 %	*	*
10	Vestvatnet	7.70	29.04	6.06	35.50	6.94	-21 %	-10 %	22 %
11	Vansjø øst	23.80	**	21.10	**	**	-11 %	**	**

* Utenfor sceneutsnitt

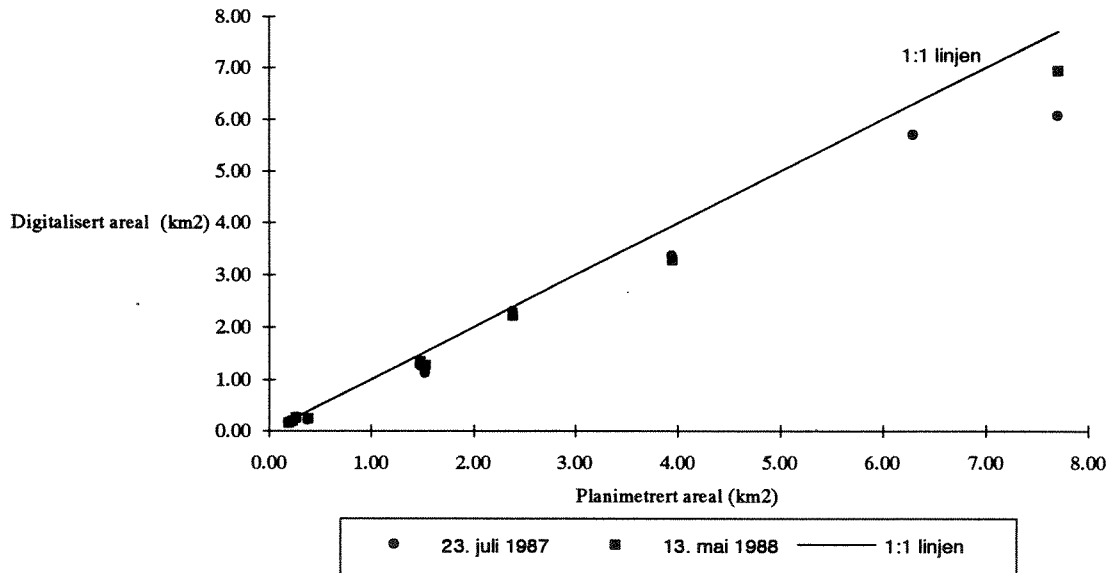
** Areal beregnet fra GIS-bilde bare for juli data. Strandlengder ikke mulig med denne metode.



Figur 5.1.1. Omriss av østre Vansjøbasseng (Storefjorden) avtegnet fra et GIS-bilde (Geografisk Informasjons System) som ble benyttet til arealberegning, og omriss fra et M711 kart (1:50.000). Forskjellene angir områder hvor landmasken har inkludert vegetasjon eller grunner og som ga feil ved arealberegningene.

Avvikene mellom planimetrert og målt areal (ikke GIS-beregnet) varierer fra 0 % til -47 % med de største avvikene for den 23. juli. Middelavvikene for 23. juli og 13. mai var hhv. -17 og -14 %. Satellittbildene ga altså gjennomgående lavere arealer for begge datoer. Laveste avvik for begge tidpunkter for Ravnsjøen og Tunevatnet med størst avvik for Bjørnerød-

vatn. Dette tjernet er lite og var på flere av de andre satellittbildene som er studert tydelig "tørrlagt" i den sydlige delen ved innløpet fra Hobølelva, og dette forklarer at denne fikk så stort avvik ved arealsammenligningen. Avvikene for Bjørnerødvatn på hhv. -47 og -34 % passer med disse observasjonene, slik at i dette tilfellet hadde landmasken tolket vann og land riktig. Ved inspeksjon av bildene ser man også i de andre lokalitetene at mye av arealdifferansene skyldes at landmasken har tolket grunner og/eller vegetasjon som land. Dette forklarer sannsynligvis det systematisk lavere vannarealet som man får fra satellittbildene. Figur 5.1.2 viser avvikene mellom beregnet (digitalisert) areal og de planimetrerte arealer for de to datoer.

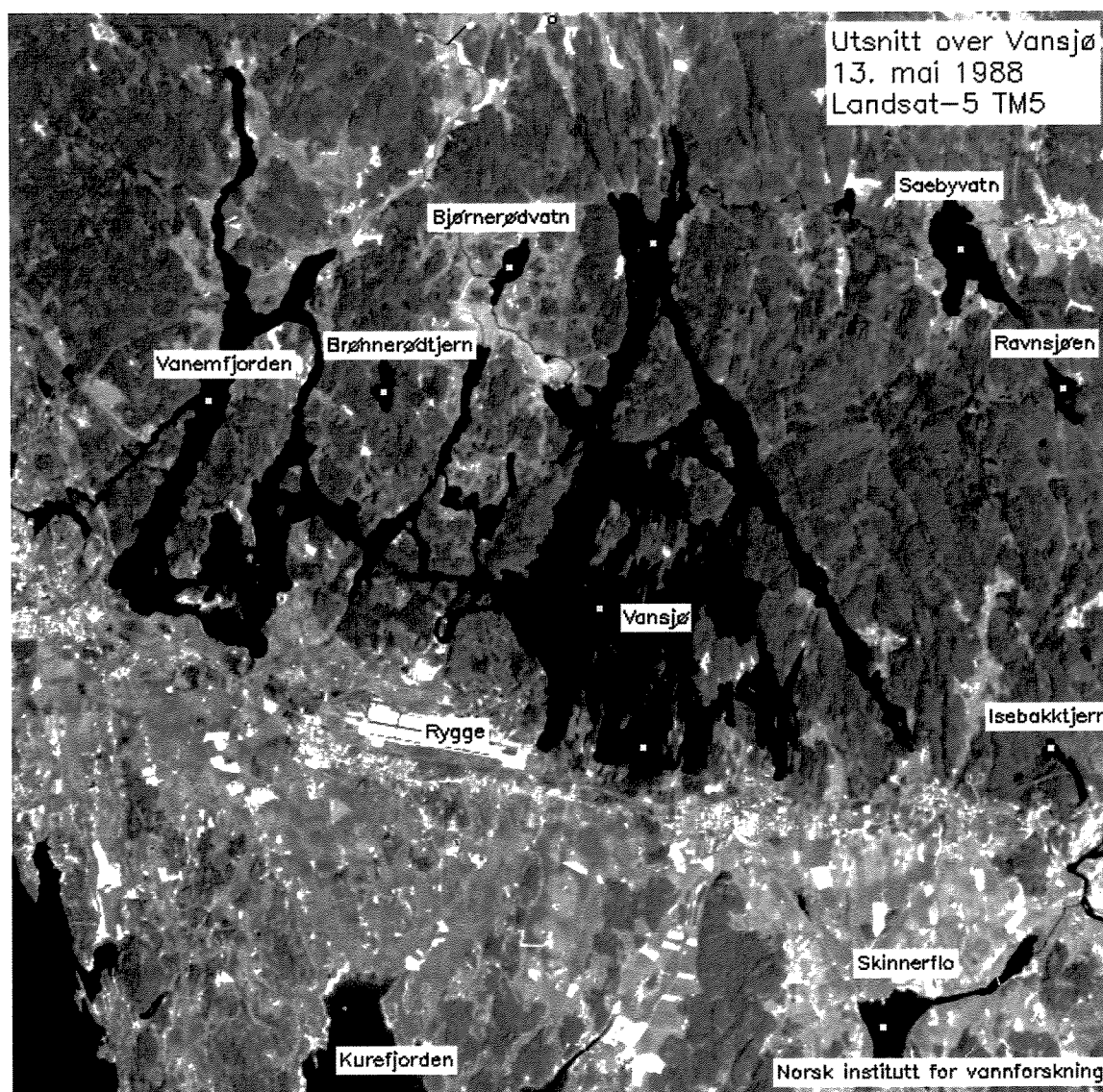


Figur 5.1.2. Planimetert areal (km²) av 10 innsjøer fra M711 kart (1:50.000) mot målt areal fra satellittbilder (TM) den 23. juli 1987 og den 13. mai 1988.

Nå kunne man ikke med denne manuelle planimetreringsmetoden få frem strandlengdene for sammenligning, men i tabell 5.1.1 er avviket i strandlengder mellom juli og mai beregnet. Differansene ligger stort sett $< \pm 5-6\%$ regnet i forhold til juli, bortsett fra Bjørnerødvatn og Vestvatnet hvor de er på hhv. 43 og 22 %. For Bjørnerødvatn vedkommende skyldes dette tørrleggingen i sydenden av innsjøen. Dette ble verifisert ved en inspeksjon i området, som klargjorde at den sydlige delen nå er tørrlagt. Kartet angir her et for stort innsjøareal enn hva det vil være store deler av året. Med stor sannsynlighet er tørrlegging i de innerste bassengene i Vest-vatnet også årsaken til de store arealforskjellene her. Deler av Vestvatnet er grunt og vil pga. forbindelsen med Glommasystemet forøvrig lett påvirkes av vannstandsvariasjon.

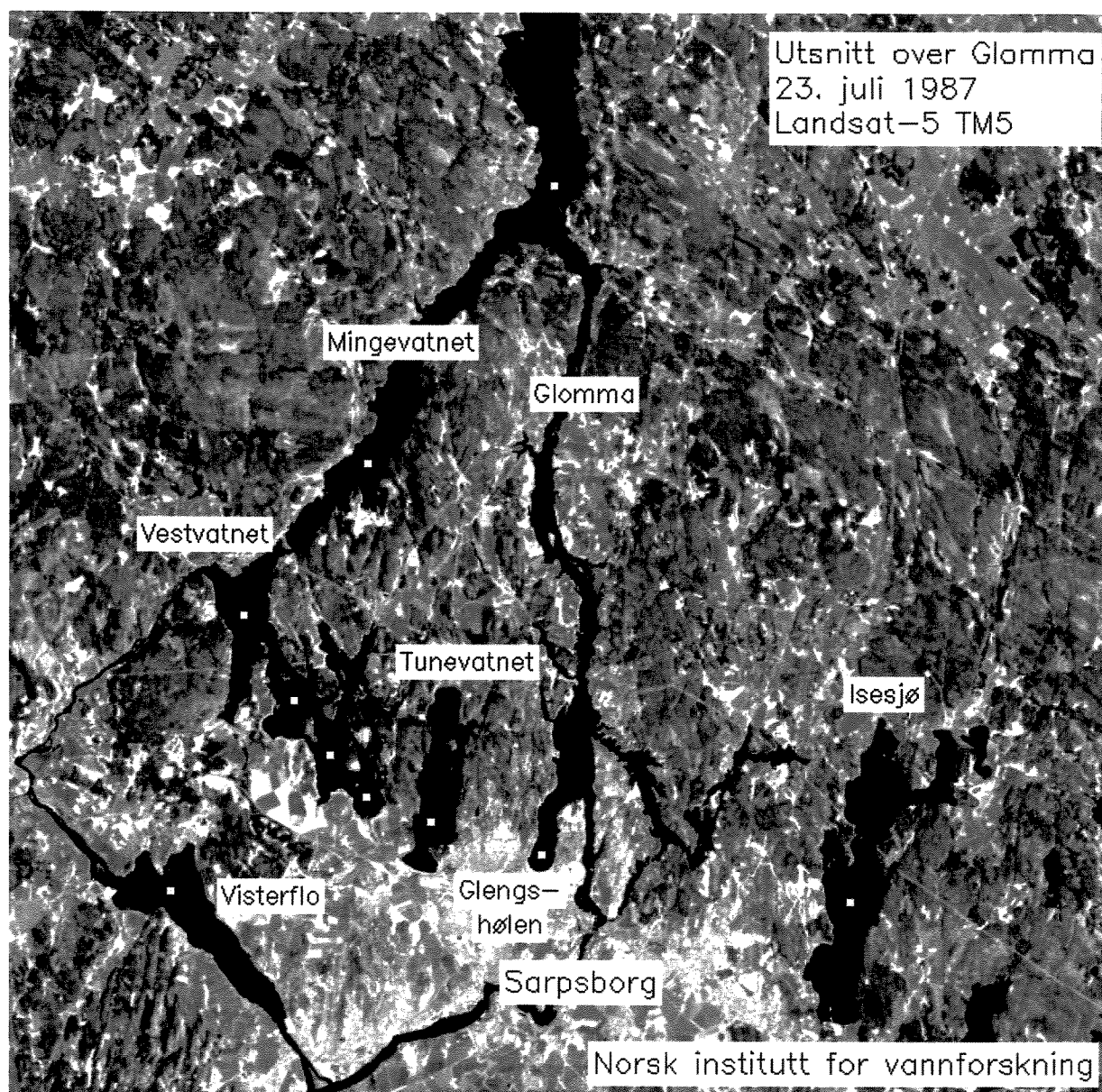
5.2. Regional studie av Vansjø og nedre Glommaområdet 1987-88.

Et utsnitt over Vansjø og nedre Glommaregionen er studert for 4 situasjoner i 1987-88 for å se hvordan denne type data kan benyttes til å gi en hensiktsmessig oversikt over trofi- og erosjonsutsatte lokaliteter. Områdene er vist i figur 5.2.1 og 5.2.2 for hhv. den vestre og østre delen av dette utsnittet, basert på et satellittbilde med den infrarøde TM5-kanalen.



Figur 5.2.1. Satellittbilde basert på TM5 fra den 13. mai 1988 som viser en oversikt over Vansjøområdet med stedsnavn og plasseringen av lokaliteter som har vært studert. Punktene angir steder hvor radiansverdier er tatt ut for annen presentasjon og beregning.

Figurene angir endel stedsnavn og de innsjøer som har vært studert nærmere. Etter bearbeiding av vanninformasjonen kan landinformasjonen legges tilbake i bildet i sin opprinnelige form fra TM5- eller TM4-kanalen og benyttes som tilleggsmateriale. Legg bl.a. merke til at raet kommer tydelig frem, og at landbruksområder og tettsteder kan identifiseres. Man ser også hvordan raet demmer opp mange innsjøer og vannsystemer. Man får informasjon om tettsteder og dyrket mark, og sågar detaljer om kabelgater kan sees i bildene. Vi har valgt å studere endel av disse innsjøene fordi de ligger innenfor samme scene med satellitt-informasjon, og fordi man blant disse finner fenomener som vi kan vente å få informasjon om fra satellittbildene (erosjon, algeoppblomstringer o.l.).



Figur 5.2.2. Satellittbilde basert på TM5 fra den 23. juli 1987 som viser en oversikt over Glommaområdet med stedsnavn og plasseringen av lokaliteter som har vært studert. Punktene angir steder hvor radiansverdier er tatt ut for annen presentasjon og beregning.

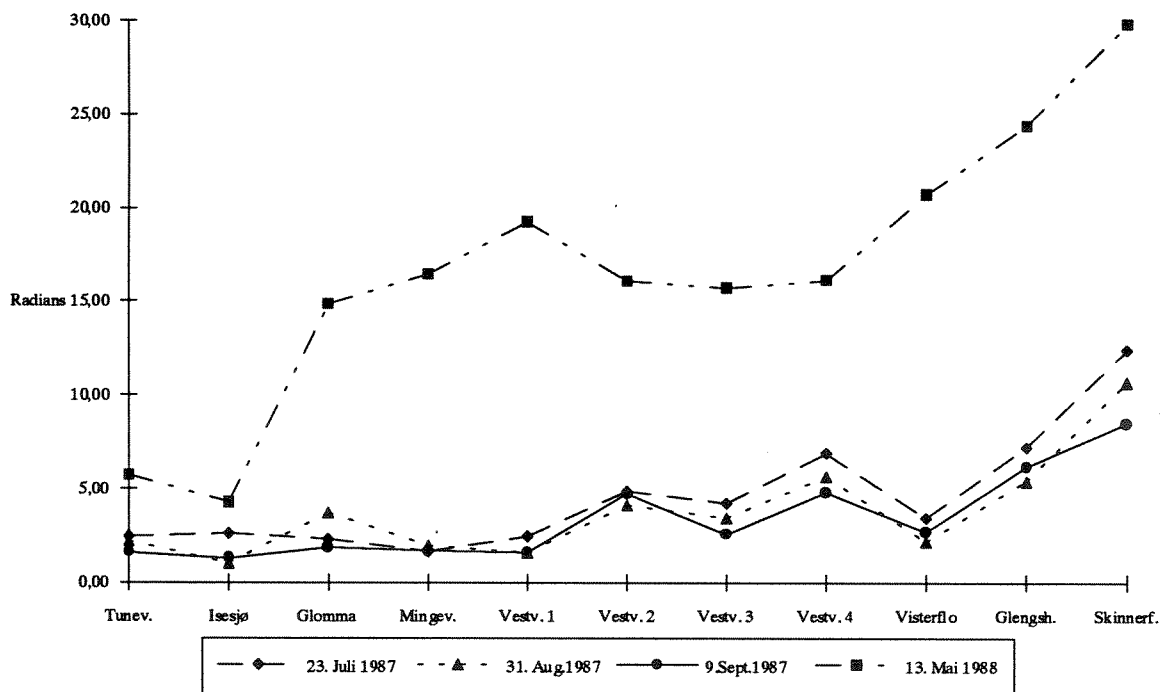
5.2.1. Eksempler på beregning av relativ vannkvalitet

Figur 5.2.1.1 og 5.2.1.2 viser plott av beregnet spektralradians for stasjonene i figur 5.2.1 og 5.2.2 for de 3 situasjoner sommer og høst 1987 og situasjonen våren 1988. Radiansen er korrigert for laveste radiansverdi fra en tilnærmet "klar" vannforekomst (jfr. vedlegg 5). Denne korreksjonen gjør at man kan foreta en innbyrdes sammenligning av de forskjellige stasjonene, og man kan på den måten få et begrep om den relative vannkvaliteten i området.

For stasjonene omkring Glomma (figur 5.2.1.1) ser man at for de tre sommer- og høst-situasjonene i 1987 skiller de tre innerste bassengene i Vestvatnet seg ut med noe høyere verdier. Disse ligger i bakkveje fra Glomma som fortsetter fra Mingevatnet og videre til

Visterflo. Skinnerflo har gjennomgående enda høyere verdier, og man finner høye verdier i Glengshølen sannsynligvis pga. en at den ligger i en bakevje for Glomma og ikke får den samme vannfornyelse som de andre bassengene. Vårsituasjonen den 13. mai 1988 har 5 - 10 ganger høyere verdier for de stasjoner som er direkte påvirket av Glomma, mens de tre østre bassengene i Vestvatnet (Vestv. 2-4, regnet fra vest) har noe lavere verdier.

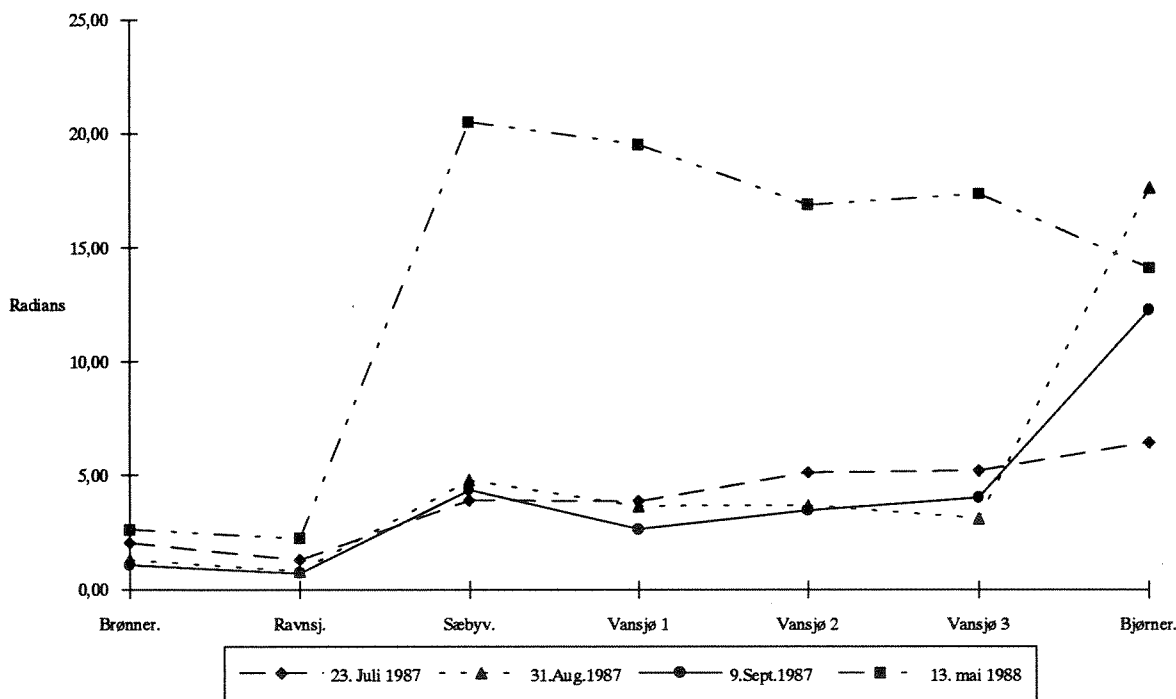
Verdiene for Glomma er tatt litt nord for delet ved innløpet til Mingevatnet (se fig. 5.2.2), mens verdien i Mingevatnet ble tatt nord for turbiditetsgradienten (jfr. figur 5.2.3.2), altså i vannet fra Glomma som hadde lavere turbiditet. Derfor er radiansverdien i Mingevatnet lavere enn Vestvatnet stasjon1 (vestlige). Ut fra bildet ser man at en eventuell midlere konsentrasjon for lokaliteten vil være større. Dette illustrerer at en punktmåling ikke alltid blir representativ for en lokalitet.



Figur 5.2.1.1. Relativ fordeling av spektralradians ($R(sj)_{TM3}$) for 4 tidspunkter for noen lokaliteter i og omkring Glommasystemet. Radiansen er beregnet for den røde delen av spekteret ($TM3$) og normert til en klar vannmasse.

Som man ser av figur 5.2.1.1 har Skinnerflo høye verdier i alle situasjonene som ble analysert. Målinger foretatt av Fylkesmannen i Østfold viser forøvrig i perioden den 14. juli til den 4. august en økning i TSM fra 9,2 mg/l til 84 mg/l, med tilsvarende reduksjons i siktedyp fra ca. 1 til 0,2 m. Felldataene ga en noe lavere sikt enn det som er beregnet i satellittbildet (jfr. figur 5.2.2.2). Helt frem til slutten av august har Skinnerflo fortsatt høye verdier og kontrolldata fra den 25. august viste 13,7 mg/l og fra den 15. september 10,6 mg/l. Sannsynligvis skyldes dette erodert materiale fra jordbruksaktivitet i området (jfr. figur 5.2.1).

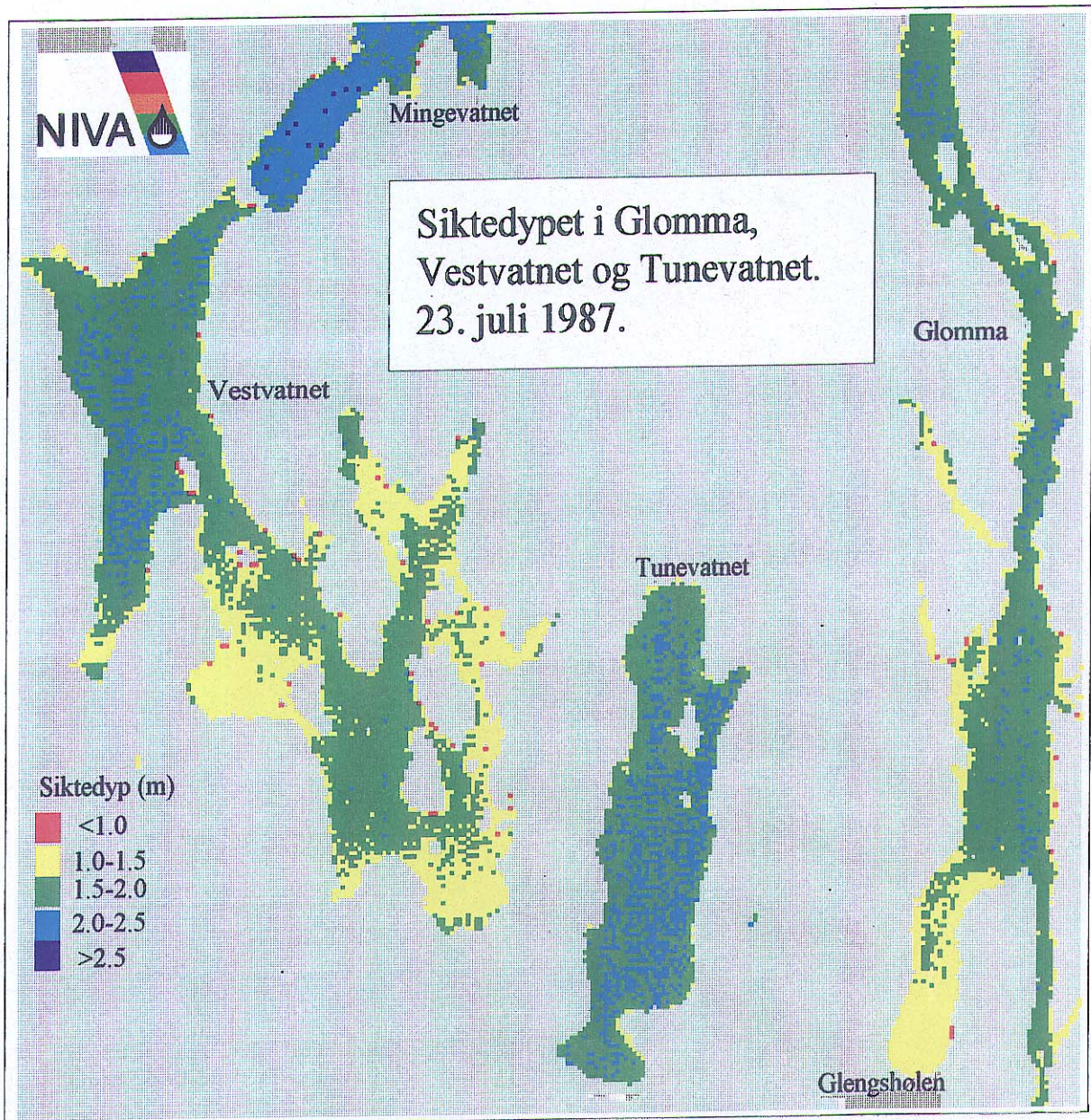
For lokalitetene omkring Vansjø kommer Brønnerrødtjern og Ravnsjøen ut med lave verdier (figur 5.2.1.2) så disse synes å være lite påvirket av erodert materiale og har lavere biomasse sammenlignet med Vansjø. Derimot er Sæbyvatnet tydelig sterkt påvirket den 13. mai 1988, likeså de tre Vansjø-stasjonene (Vansjø 1-3, regnet fra nord). Sæbyvatnet må på dette tidspunktet være sterkt påvirket fra tiliggende jordbruksområder (jfr. figur 5.2.1). Bjørnerødvatnet har høye verdier også den 31. august og 9. september, noe som kan ha sammenheng med tilførsler fra Hobøl elva etter en nedbørsperiode i midten av august (jfr. kap 5.3). For denne lokaliteten fant vi også store forskjeller i areal mellom kart og satellittbildet.



Figur 5.2.1.2. Relativ fordeling av spektralradians ($R(sj)_{TM3}$) for 4 tidspunkter for noen lokaliteter i og omkring Vansjø. Radiansen er beregnet for den røde delen av spekteret (TM3) og normert til en klar vannmasse.

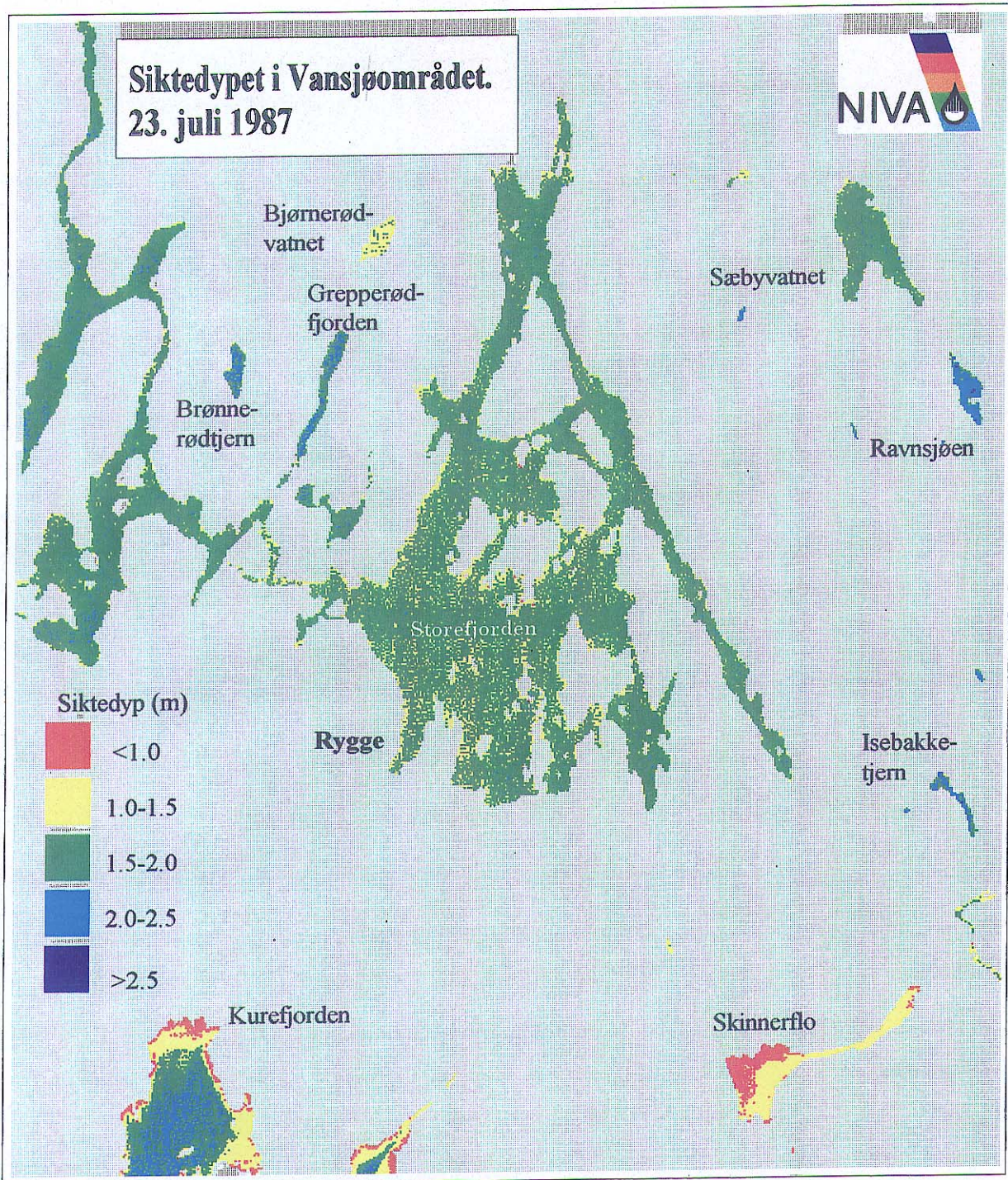
5.2.2. Eksempler på siktedypskartlegging

Et satellittbilde fra den 23. juli 1987, kalibrert for siktedyp, for Vestvatnet, Tunevatnet, Glomma nord for Sarpsborg og den sydlige delen av Mingevatnet er vist i figur 5.2.2.1. Siktedypet ligger mellom 1 og 2,5 meter, med de laveste siktedyp i Glengshølen og deler av Vestvatnet. Høyeste siktedyp forekommer ved denne situasjonen i Mingevatnet. Glengshølen er grunn, og her må man være oppmerksom på resuspensjon og mulige bunneffekter nær land. Det samme gjelder også for deler av Vestvatnet.



Figur 5.2.2.1. Siktedypet i Vestvatnet, Tunevatnet og deler av Mingevatnet og Glomma den 23. juli 1987 bestemt fra Landsat-5 TM-data.

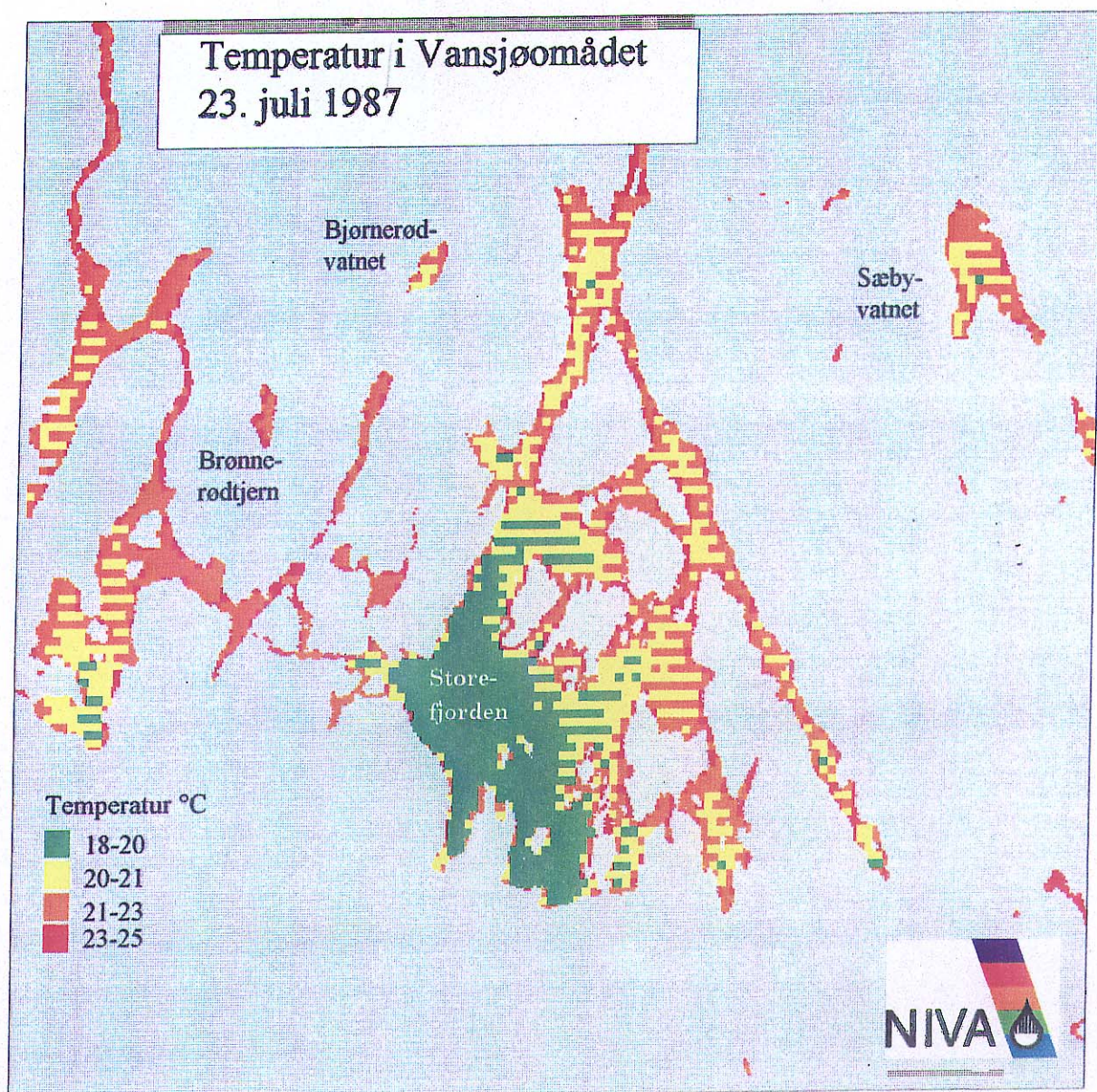
Figur 5.2.2.2 viser siktedypet i Vansjøområdet, og her skiller Skinnerflo seg ut med spesielt mye suspendert materiale. Siktedypet i den nordlige delen er <1 meter, mens resten ligger mellom 1 og 1,5 meter. Mulige effekter fra vegetasjon er kontrollert ved hjelp av et flyfoto fra den 2. juli 1987. Dette viste lite flytebladvegetasjon, slik at vi kan se bort fra særlige effekter fra vegetasjon ved denne situasjonen. I Kurefjorden er det registrert høye verdier nær land, og dette kan være lokal avrenning av erodert materiale. Dette området er også så grunt (<1 m) at det kan skyldes bunneffekter. Bjørnerødvatnet har sikt mellom 1 og 1,5 meter, mens av innsjøene er det Brønnerrødtjern, Ravnsjøen og et mindre tjern (Isebakkjtjern) nordøst for Skinnerflo som er klarest. I Vansjø er siktedypet mellom 1,5 og 2 meter med antydning til noe lavere siktedyp i det sentrale hoved-bassenget. En av fjordarmene i Vansjø (Grepperødfjorden) er klarere med siktedyp mellom 2 og 2,5 m.



Figur 5.2.2.2. Siktedypet i Vansjø, Sæbyvatnet, Skinnerflo og tiliggende lokaliteter den 23. juli 1987, bestemt fra Landsat-5 TM-data.

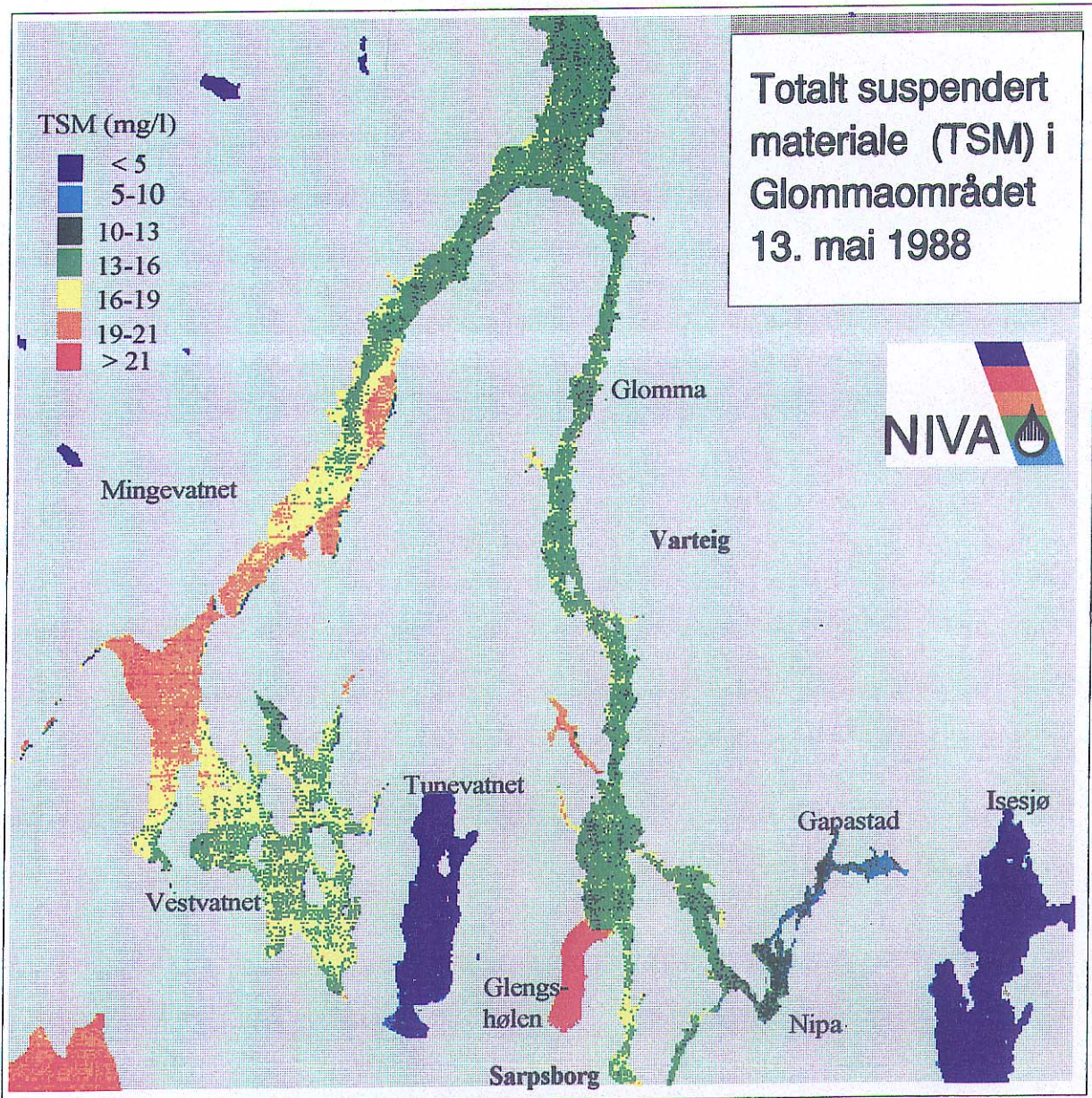
5.2.3. Eksempler på kartlegging av temperatur og suspendert materiale

Et temperaturbilde (figur 5.2.3.1) er laget for denne situasjonen den 23. juli 1987 og dette viser temperaturforskjeller på 4-5 °C med 18-20 °C i Storefjorden og 21-23 °C i de nordøstre fjordarmene. Den geometriske oppløseligheten er 120 meter for denne termiske sensoren, gjør at bildet blir sterkt "forstyrret" av striper og viser ikke tilstrekkelig med detaljer. Den termiske sensorene har derfor en større begrensninger for bruk i innsjøer enn i kystområder. Dette bildet er ufiltrert, og noe av denne effekten bør kunne fjernes ved filtrering.



Figur 5.2.3.1. Temperatur i Vansjø, Sæbyvatnet og tilleggende lokalitetet den 23. juli 1987, bestemt fra Landsat-5 TM6-data.

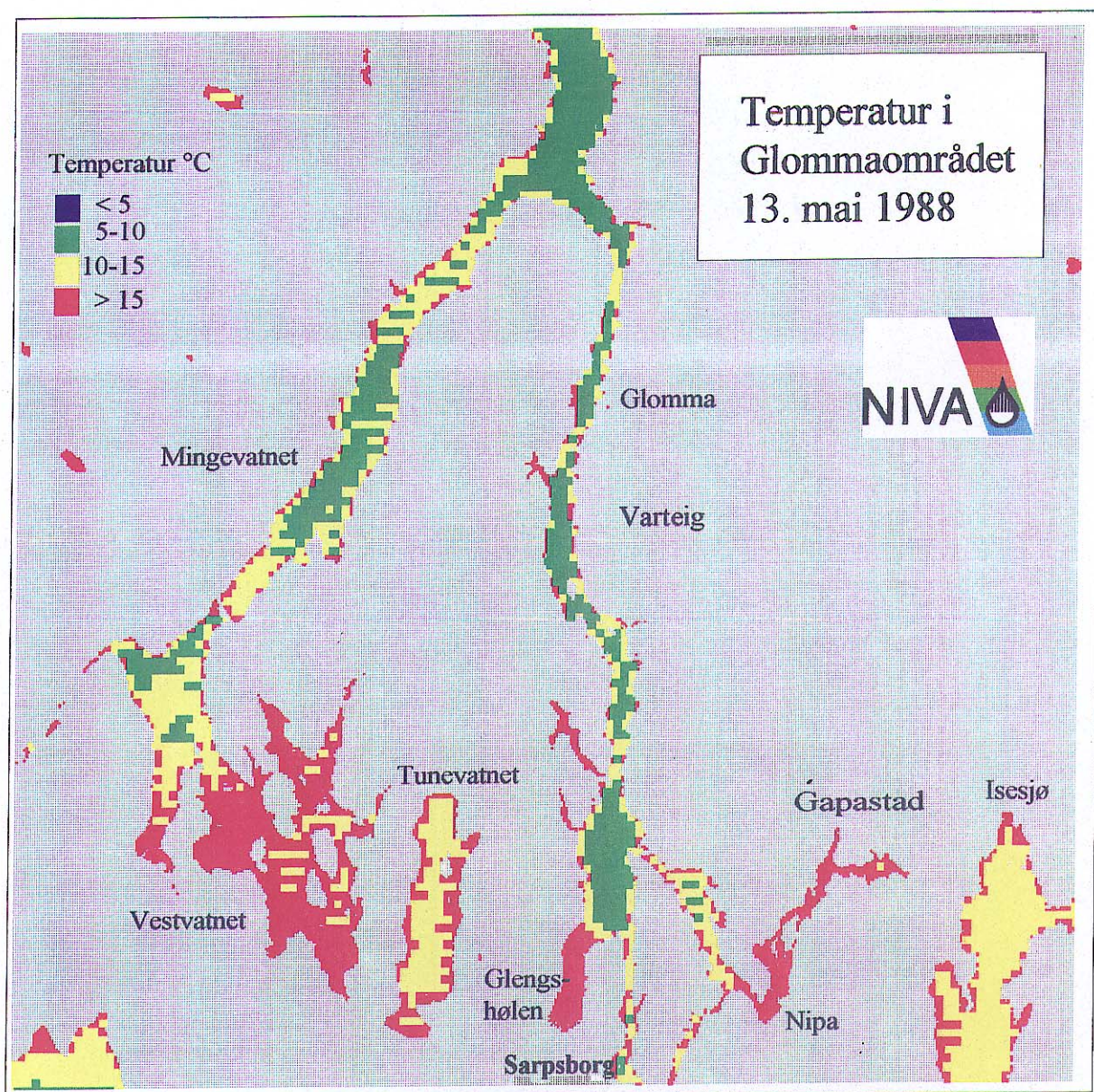
Den 13. mai 1988 var det avtagende vannføring i Glomma. Dette ser man forøvrig av satellittbildet (figur 5.2.3.2) ved at partikkelkonsentrasjonen er lavere i Glommas hovedløp enn i Mingevatnet og de vestre deler av Vestvatnet (Vestv. St. 1). De østre bassenger av Vestvatnet (St. 2-4) har lavere konsentrasjoner av suspendert materiale. Tunevatnet og Isesjø er ganske lite påvirket av jordbruksersjon med <5 mg/l suspendert materiale, mens Glengshølen ved Sarpsborg fremtrer tydelig med konsentrasjoner >20 mg/l. Denne lokaliteten er grunn, men inspeksjon av et flyfoto fra den 19. mai viste at det er mye vann i Glomma, så vi kan anta at bunnforholdene var uten betydning ved denne situasjonen. I Glengshølen ligger det igjen mer suspendert materiale fra den tidligere flommen, og med liten vannutskiftning fra Glomma, vil det partikulære materiale som tilføres i stor grad sedimentere her.



Figur 5.2.3.2. Totalt suspendert materiale i deler av Glomma, Mingevatnet, Vestvatnet, Tunevatnet og Isesjø den 13. mai 1988, basert på Landsat-5 TM-data.

I Glommas hovedløp ved Sarpborg ligger konsentrasjonen av suspendert materiale på noe under 20 mg/l, og det passer bra med feltmålinger den 16. mai fra Sarpsfossen som ga verdier omkring 20 mg/l suspendert materiale. Også i de mindre armene på vestbredden av Glommas hovedløp finner man høyere konsentrasjoner av suspendert materiale. Området nedstrøms Isesjø er også påvirket av partikler selv om det er en avtagende konsentrasjon opp mot Isesjø. Til Nipa er det flere mindre bekker som kan tilføre erodert materiale, og bl.a. ved Gapastad kommer det ut en bekk som drenerer jordbruksområder helt opp mot Varteig.

For dette området er det også laget et termisk bilde (figur 5.2.3.3), og man finner gradienter

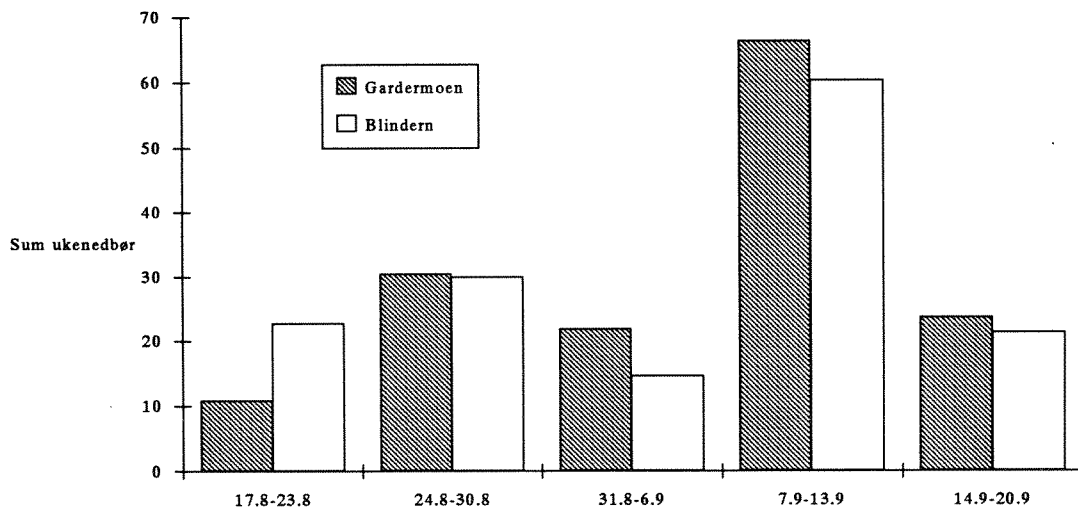


Figur 5.2.3.3. Temperaturfordeling i Glommaområdet den 13. mai 1988, bestemt fra Landsat-5 TM6-data.

som noen steder sammenfaller med fordelingen av suspendert materiale. Dette bekrefter at vannet i Glomma på dette tidspunktet var relativt kjølig (5-10 °C) og middels slamførende (13-16 mg/l), mens mer stillestående vann i Glengshølen, Nipa og Vestvatnet gir en stor lokal oppvarming av overflatefilmen denne solrike maidagen, og som gir opphav til temperaturforskjeller på hele 10 °C.

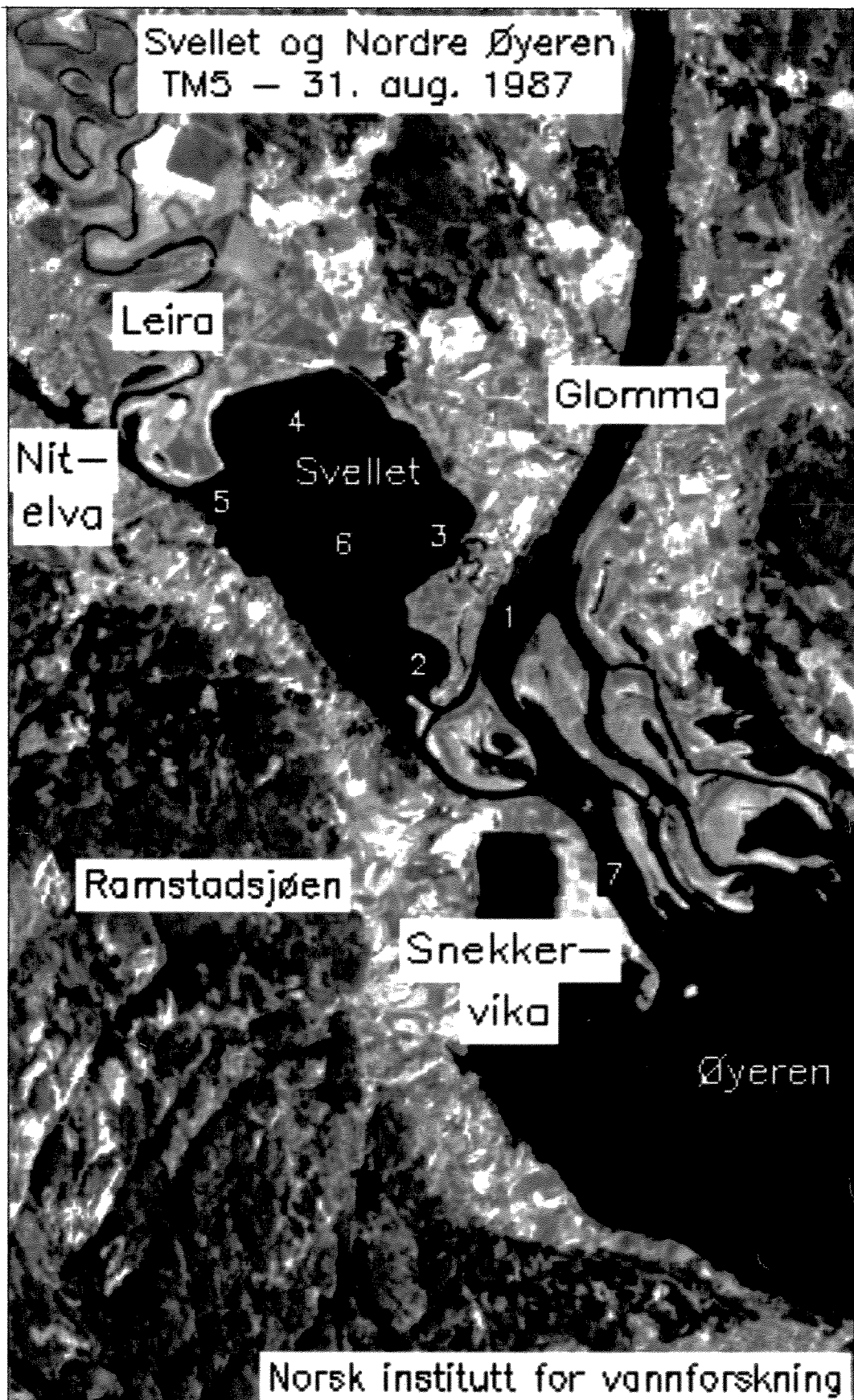
5.3. Suspendert materiale i Nordre Øyeren og Svellet høsten 1987

Vi har også studert utsnitt over Svellet og Nordre Øyeren på to Landsat-5 TM-scener fra den 31. august 1987 og den 16. september 1987. I dette området er det høy partikkeltransport fra leirområder i flomsituasjoner, og de dataene som analyseres er tatt i forbindelse med en slik situasjon. Felldata fra området i denne perioden (Nicholls, 1988) viser at siktedypet i Svellet gikk ned fra 1,1 m den 18. august til 0,4 m den 9. september samtidig med en økning i vannføringen i både Leira og Nitelva. Store mengder suspendert materiale (287 mg/l i Leira den 7. september) ble "spylt" ut i Svellet i denne perioden. Siktedypet gikk så opp til 1,4 m (17. september) dagen etter den siste satellittpasseringen. Vannføringen i Nitelva i slutten av august var omkring 2 m³/s, som økte til ca. 8 m³/s den 17. september. I Leira ble det registrert en tilsvarende økning fra 3-4 m³/s til 27 m³/s den 7. september. Denne økningen i vannføring og store utspyling av suspendert materiale mellom de to satellittpasseringene henger sammen med en større nedbørsmengde i første delen av september (figur 5.3.1).

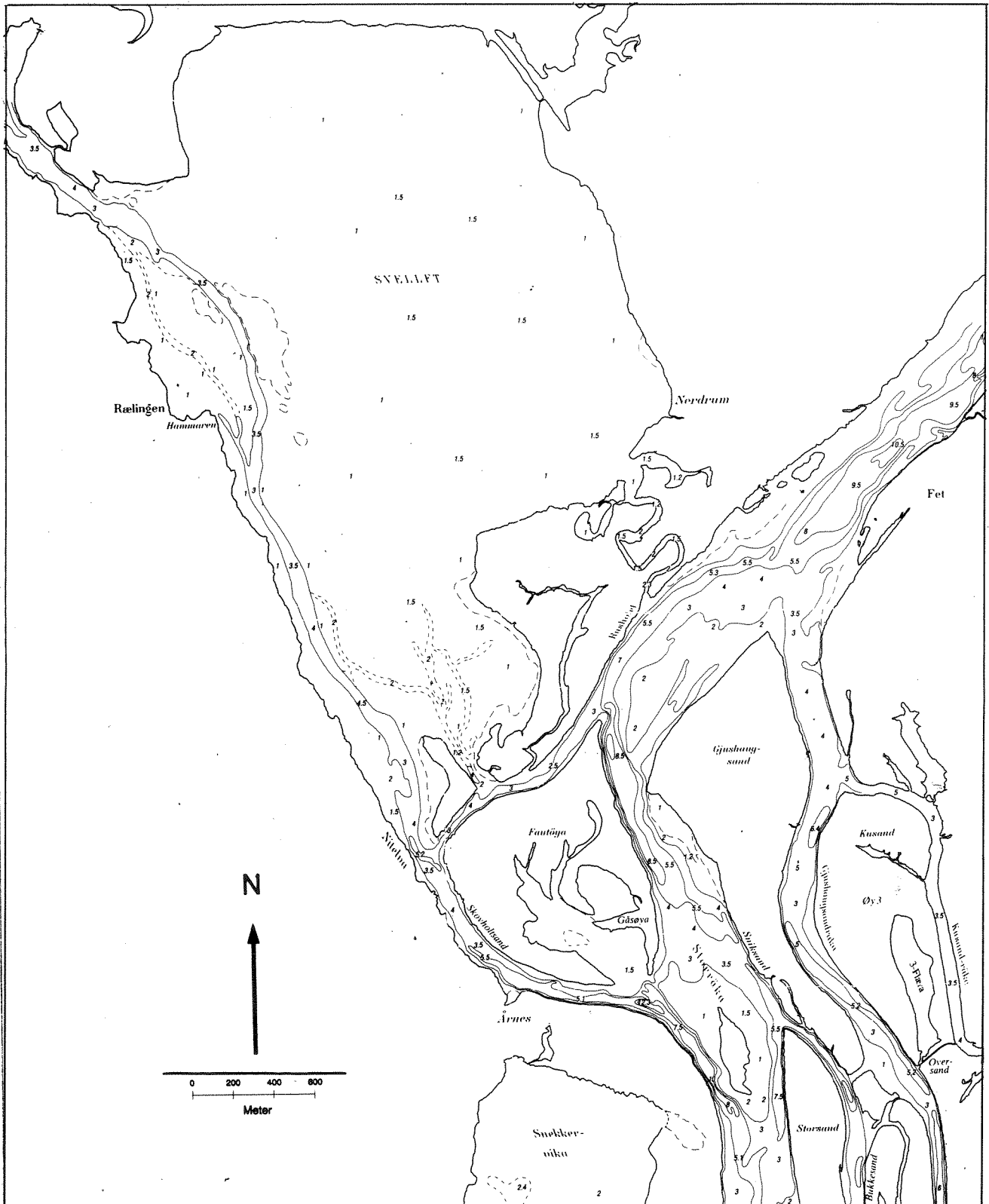


Figur 5.3.1. Syv døgns nedbørshøyder (mm) målt ved Gardermoen og Blindern fra midten av august til midten av september 1987.

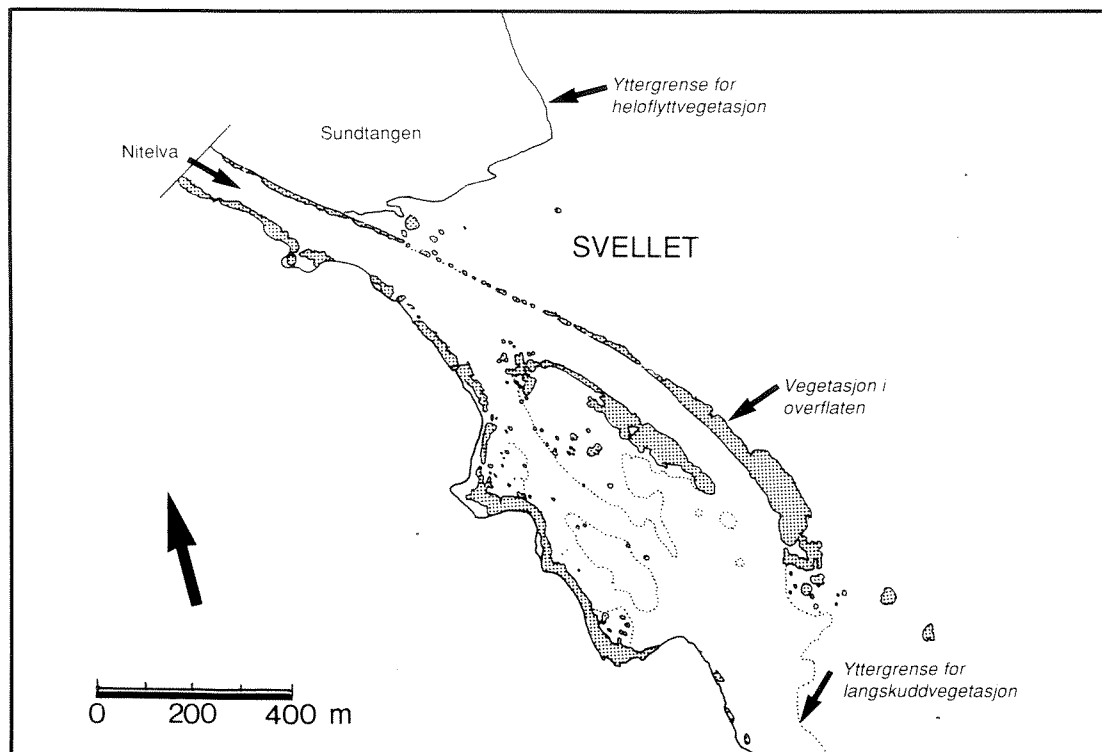
Figur 5.3.2 er laget med Landsats TM5-kanal og viser området med inntegnede stasjoner der vi har foretatt nærmere analyser av dataene. I bildet kan man se det kompliserte kanalsystemet i dette deltaområdet. Loddekart (figur 5.3.3) viser at hovedbassenget er mellom 1 og 1,5 m dypt, og kanalen vest i Svellet 3,5 til 4 m dyp. Det opplyses fra NVE at vannstanden på Mørkfoss vannmerke var 4,80 m i august frem til 7. september da den steg til 4,90 m. Loddekartet relaterer seg til nullpunktet ved dette vannmerket (4,86 m), slik at vanddyper ved disse situasjonene var tilnærmet ± 5 cm fra det dypet som angis i kartet. I innløpet fra Nitelva til Svellet er det belter med vegetasjon på grunt vann som til tider kan være tørrlagt. I dette området er det hjertetjønna (*Potamogeton perfoliatus*) på bunnen (M. Mjelde, pers. medd.), som kan være synlig i et vanlig IR-flybilde på 1,5-2 meters dyp. På overflaten vil det også kunne være flytebladvegetasjon. En liten del av dette området fremtrer som "land" på satellittbildet i TM5 fra den 31. august (figur 5.3.2), mens det forøvrig ikke er noe i satellitt-dataene som kan vise at det er vegetasjon til stede. Den geometriske oppløseligheten er for liten, og dessuten vil den høye konsentrasjonen av suspendert materiale i vannet kunne maskere dette. Man ser derimot av en skisse (figur 5.3.4) laget fra et IR-flyfoto fra området den 8. august 1988, at det som landmasken i satellittbildet har definert som land (grått i vannet på bildet), sannsynligvis er flytebladvegetasjon.



Figur 5.3.2. Satellittbilde fra den 31. august 1987 basert på TM-kanal 5, som viser Svellet og Nordre Øyeren med kanalsystemet og de stasjoner som er brukt i denne undersøkelsen.



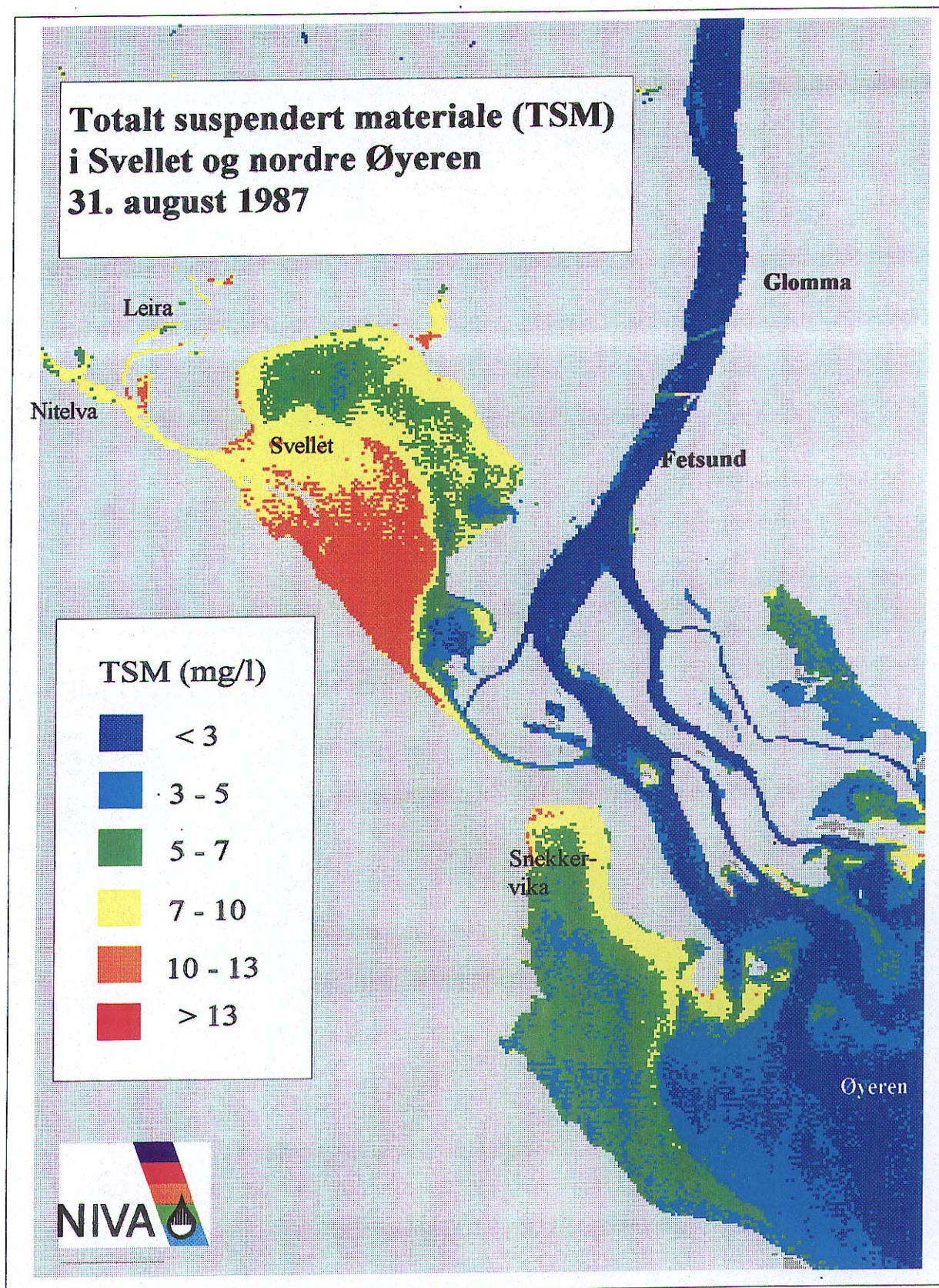
Figur 5.3.3. Dybdekart over Svelllet og deler av Glomma og nordlige partiet av Øyeren. Gjengitt fra dybdekart "Nordre Øyeren", målestokk 1:20.000. Avløpssambandet Nordre Øyeren (ANØ), oktober 1990.



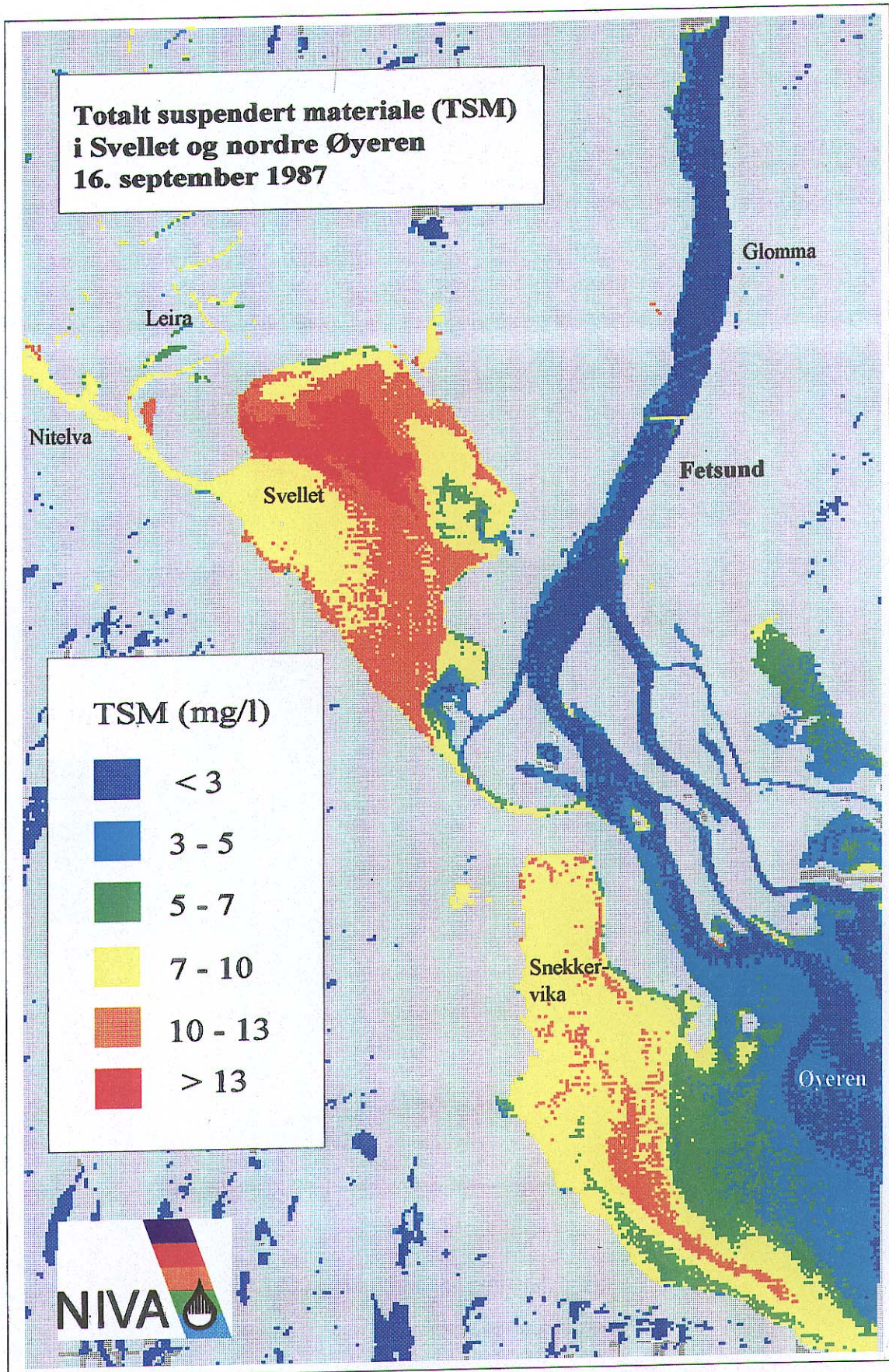
Figur 5.3.4. Skisse fra et IR-flyfoto over Svullet den 8. august 1988 som viser utløpet fra Nitelva med grunner og vegetasjonsområder som til tider kan tørrelegges. Flyfoto fra Fjellanger Widerøe A.S.

Satellittbildene (figur 5.3.5 og 5.3.6) viser at Glomma og Øyeren opptrer med lavt til moderat innhold av suspendert materiale, mens Leira og Svullet tydelig har høyt innhold. Noe høyere innhold oppstrøms Leira i Nitelva skyldes trolig at vann fra Leira blir ført noe oppover i Nitelva. Man ser også antydning til innstrømning av vann fra Glomma til Svullet gjennom de to kanalene som kommer inn mellom syd og sydøst, og som gir en viss fortykning i bassenget.

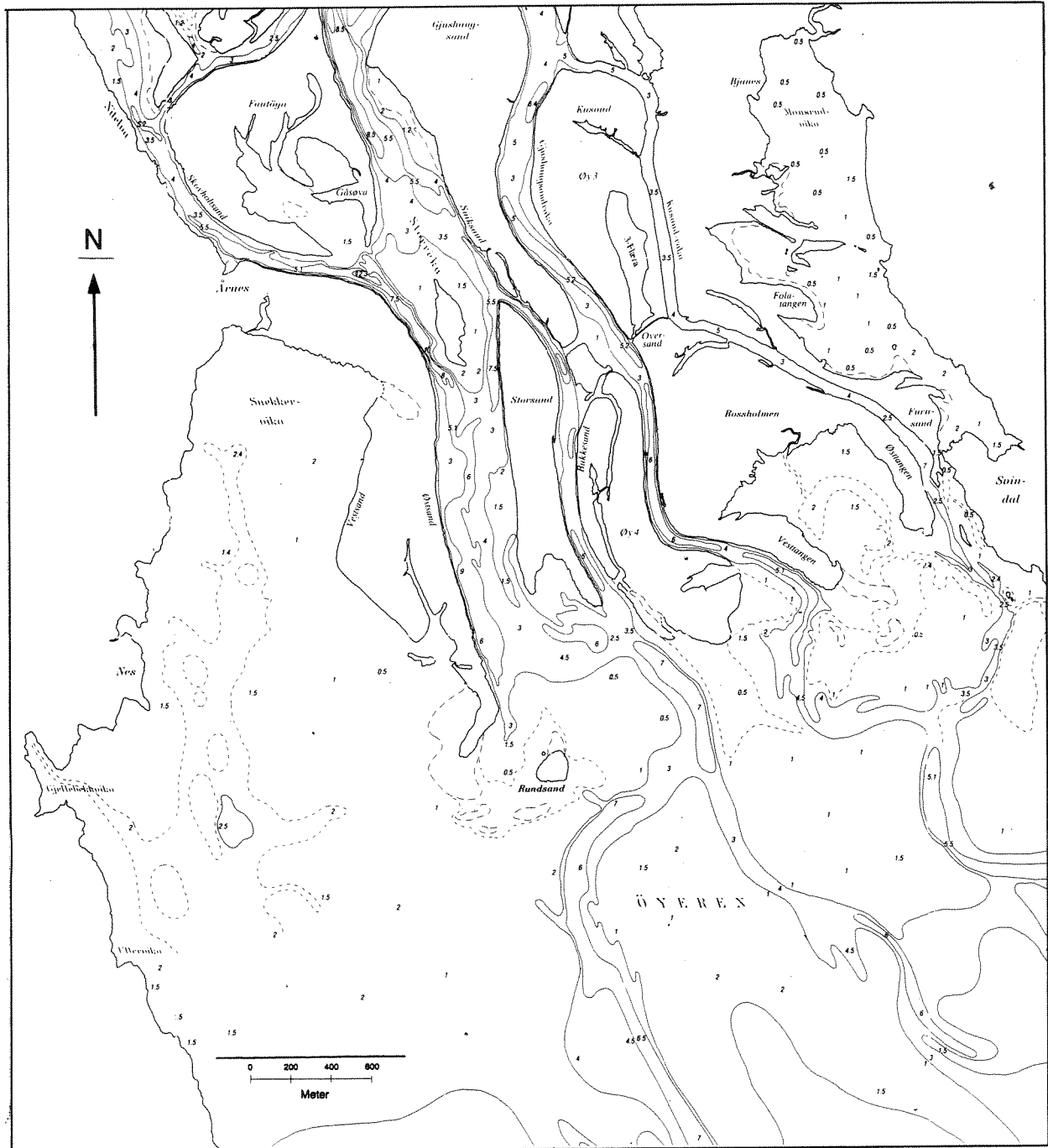
Flomepisoden den 7.-13. september (jfr. figur 5.3.1) fremgår også av satellittbildene, idet verdiene av suspendert materiale øker fra den 31. august til den 16. september i Nitelva og Svullet, samt at en større del av Snekkervika i nordvestre Øyeren ser også ut til å være påvirket. Forøvrig er partikkeltransporten i hovedløpet av Glomma lav og relativt konstant på de to datoene. Dette stemmer med målinger i Bingsfoss (Glomma oppstrøms) den 31. august (TSM = 2,6 mg/l) og den 14. september (TSM = 3,2 mg/l). Det bør også bemerkes at lite av det suspenderte materialet fra Svullet synes å komme ut i Glomma. Forskjellen i vannmengder mellom Nitelva/Leira og Glomma forårsaker en rask fortykning. Det er noe høyere konsentrasjon på den vestre siden av Glommaløpet, og tabell 5.3.1 antyder også litt høyere konsentrasjon nedstrøms Svullet (Glomma nedstrøms). Glomma hadde en vannføring på 470 m³/s den 31. august og 540 m³/s den 14. september, og dette tilsvarer hhv. 80 og 15 ganger transporten i Nitelva og Leira. Der Glommaløpet munner ut i Øyeren synes det som om Glommavannet følger de dypere kanaler, men det kan også være resuspensjon i de grunnere partier og derved høyere konsentrasjoner av partikler. Effekter fra gruntnårene (jfr. figur 5.3.7) kan også være en mulig forklaring, og de tilsynelatende høyere konsentrasjonene av suspendert stoff i Snekkervika kan være forårsaket av tilbakestråling (refleksjon) fra bunnen.



Figur 5.3.5. Beregnet mengde suspendert materiale (TSM) i nordlige Øyeren og Svellet den 31. august 1987 basert på Landsat-5 TM-data.



Figur 5.3.6. Beregnet mengde suspendert materiale (TSM) i nordlige Øyeren og Svellet den 16. september 1987 basert på Landsat-5 TM-data.



Figur 5.3.7. Dybdekart over Snekkervika og deler Glomma ved utløpet til Øyeren. Gjengitt fra dybdekart "Nordre Øyeren", målestokk 1:20.000. Avløpssambandet Nordre Øyeren (ANØ), oktober 1990.

Sammenhengen mellom satellittsignal (TM3) og totalt suspendert materiale er vurdert ut fra felldata i Glomma ved Fredrikstad den 31. august og 9. september 1987. For å kunne benytte samme beregningsformel for to eller flere påfølgende datoer må man korrigere for solvinkel og atmosfæriske forhold hvis disse er forskjellige. Siden satellitten passerer på samme tid på dagen og forskjellen i solvinkel ved disse to datoer er så liten, kan vi anta at dette er uten betydning. Kontroll av tilnærmet klare innsjøer for de aktuelle datoene (bl.a. det lite påvirkede skogstjernet Ramstadsjøen vest for Øyeren, jfr. figur 5.3.2) viste, under forutsetning av at satellittdataene var produsert på samme måte, tilnærmet lik atmosfære. Det

er derfor ikke foretatt noen korreksjon for de atmosfæriske forhold i den beregning som er benyttet for TSM.

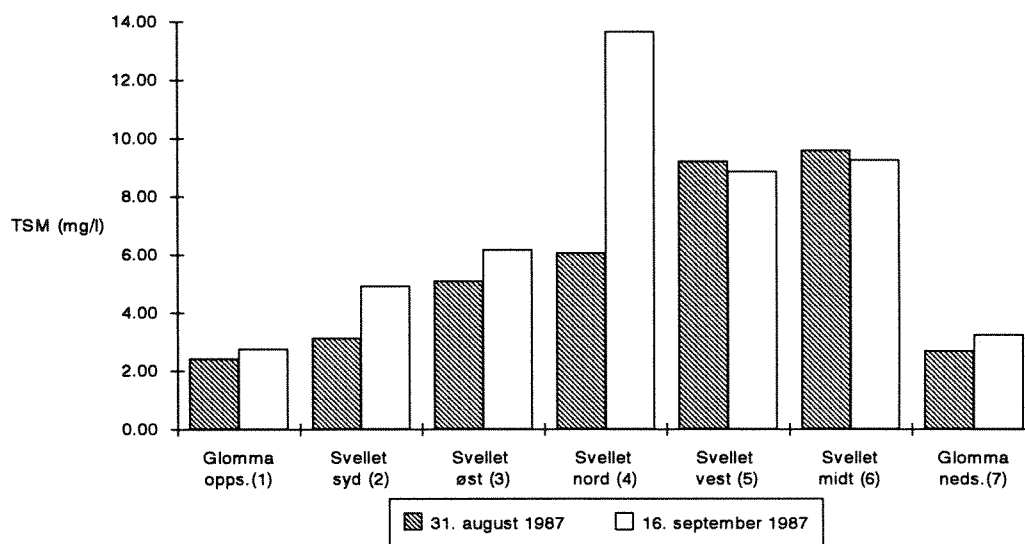
Kontrolldataene fra Bingsfoss (oppstrøms Glomma v/Svellet) bekrefter at verdiene ligger på riktig nivå i det lave konsentrasjonsintervallet (tabell 5.3.1). Kalibreringsdataene fra Hvalerområdet dekker ikke det høye konsentrasjonsintervallet vi fant i Svellet, og det finnes heller ikke kontrollmålinger av TSM i Svellet. En TSM-mengde på 9,6 mg/l i Svellet gir 0,9 meter beregnet siktedyp (ligning 7.1g), hvilket ligger mellom de faktiske observasjonene i Svellet på 0,4 m den 9. september og 1,4 m den 17. september. Slik at også for de høye konsentrasjonene synes nivået som er beregnet fra satellittdataene å være omtrent riktig.

Tabell 5.3.1. Sammenstilling av feltdata og satellittbestemte (uthevet) konsentrasjoner av suspendert materiale (TSM, mg/l) i Glomma og Svellet i august og september 1987.

Lokalitet	18.Aug	31.Aug	31.Aug	1.Sep	7.Sep	9.Sep	14.Sep	16.Sep	17.Sep
Glomma oppstrøms		2,6	2,4		1,7		3,2	2,7	
Svellet midt	8,1*		9,6			29*		9,3	5,8*
Glomma nedstr./Øyeren			2,7	3,1		2,3*		3,2	

* Beregnet fra siktedypet

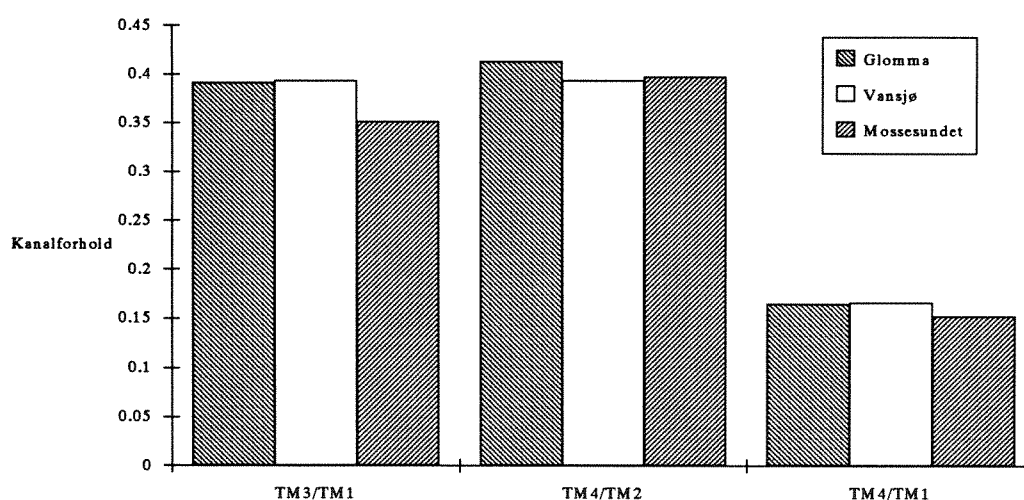
Ut fra de foreliggende satellittbilder og kalibreringer er det beregnet TSM-mengder på endel stasjoner (jfr. figur 5.3.2) i Svellet og Glomma for de to datoene (figur 5.3.8). Stasjonen midt i Svellet tilsvarer den rutinestasjonen som benyttes ved ANØs måleprogram. Man får ved en slik oppstilling et inntrykk av den flekkvise fordeling ("patchiness") i suspendert materiale og den enkelte stasjons representativitet for en slik lokalitet. Synoptiske overflatedata fra satellitt kan i tillegg til å gi et bilde av den horisontale fordelingen av partikler også benyttes til beregninger av totalmengder i en lokalitet.



Figur 5.3.8. Beregnet mengde suspendert materiale (TSM) fra Landat-5-data den 31. august og 16. september 1987 på noen utvalgte områder i Svellet og Glomma. (Jfr. figur 5.3.2. for plassering av stasjoner).

5.4. Partikkeltransport fra Vansjø til Mossesundet mai 1988

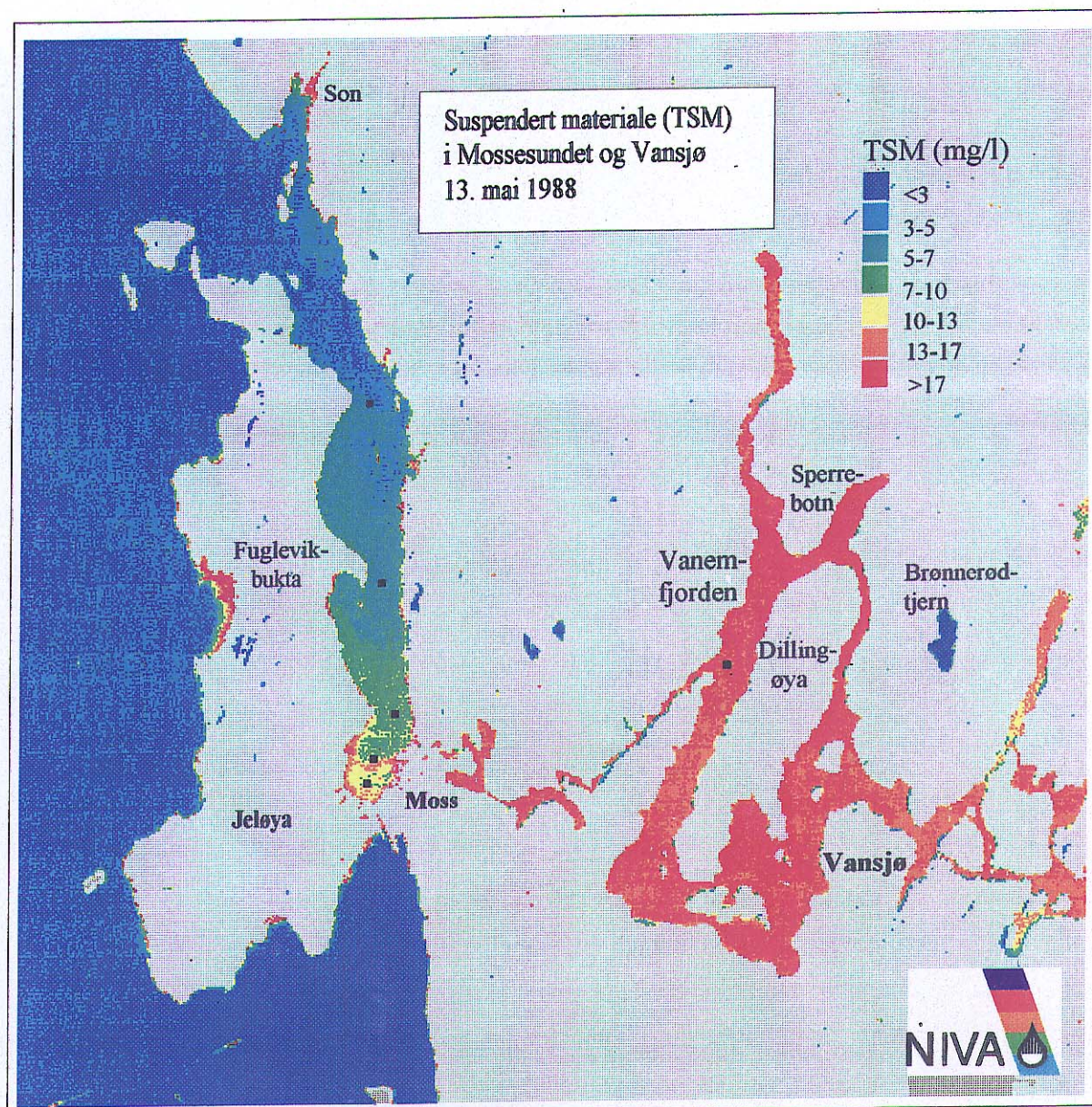
Satellitdata fra Mossesundet og den vestlige delen av Vansjø (Vanemfjorden) er studert for den 13. mai 1988 for å se på transport og belastning av partikler fra Vansjø. På grunn av manglende samtidige feltmålinger fra dette området var det nødvendig å bruke kalibreringsdata fra Glomma/Hvalerområdet. Spektralsignaturen til vannmassene i Vansjø og innerst i Mossesundet er sammenlignet med Glommaområdet (figur 5.4.1). Disse er relativt like, og vi antar at man ved denne situasjonen uten store feil kan benytte kalibreringsdata fra Glomma. Det forutsetter at de atmosfæriske forholdene ikke er vesentlig forskjellige, fordi det var klarvær over hele Østlandet denne dagen. Om dette ikke var tilfelle skulle f.eks. forholdet mellom TM4/TM1 vært vesentlig forskjellig for Glomma og Mossesundet/Vansjø. Man må også forutsette at klorofyll-*a*-mengden var tilnærmet den samme, da denne også vil påvirke dette kanalforholdet.



Figur 5.4.1. Spektralinformasjon basert på kanalforhold med TM-data fra Glomma, Vansjø og innerst i Mossesundet den 13. mai 1988.

Et satellittbilde fra Landsat-5 over området den 13. mai (figur 5.4.2) viser den beregnede TSM-konsentrasjonen. Det var jevnt over høye verdier (>13 mg/l) i store deler av Vanemfjorden, med de høyeste verdiene (>17 mg/l) nord og nordøst for Dillingøya og i buktene syd for øya. I de smale fjordene østover mot Vansjøs hovedbasseng (utenfor bildet) er det lavere verdier, hvilket kan tyde på at man har lokale tilførsler rundt Dillingøya. Spesielt nord for Dillingøya (Sperrebotn) er det høye verdier. Legg også merke til Brønnerødtjern og småvannene nord og nordøst for Moss som fremtrer med lavt partikkelinnhold, som ventet.

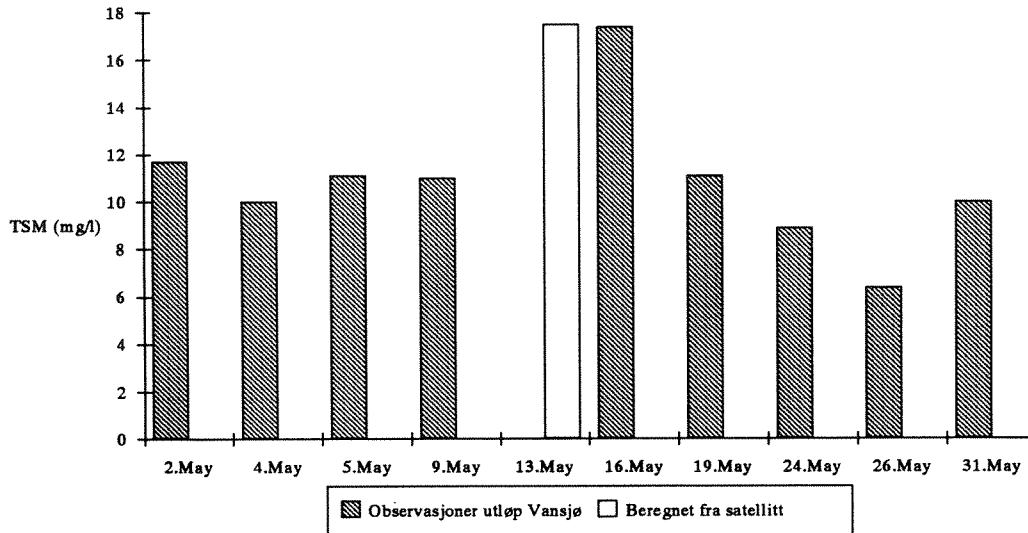
I Fuglevikbukta på yttersiden av Jeløya er det antydning til høyere verdier, men her var det også endel vanskeligheter med tolkningen pga. tildels tørrlagte gruntvannsområder, som omtalt i kap. 6.3. Verdiene i Ytre Oslofjord kan synes å være noe for høye, og det kan skyldes at den overførte kalibreringsligning overestimerer TSM-mengdene for de laveste verdiene. De høyere konsentrasjonene i Sonsbukta helt øverst i bildet kan skyldes reelt høyere verdier og er neppe bunneffekter eller lignende. Her har man bl.a. tilførsler fra den sterkt partikkelførende Hølenelva som munner ut innerst i Sonsbukta. Sydøstover fra øyene som ligger ytterst i



Figur 5.4.2. Satellittbilde fra Mossesundet og deler av Vansjø (Vanemfjorden) som viser beregnet mengde suspendert materiale (TSM) den 13. mai 1988. Sorte punkter viser stasjoner benyttet i figur 5.4.4. Data basert på Landsat-5 TM-3 kanal.

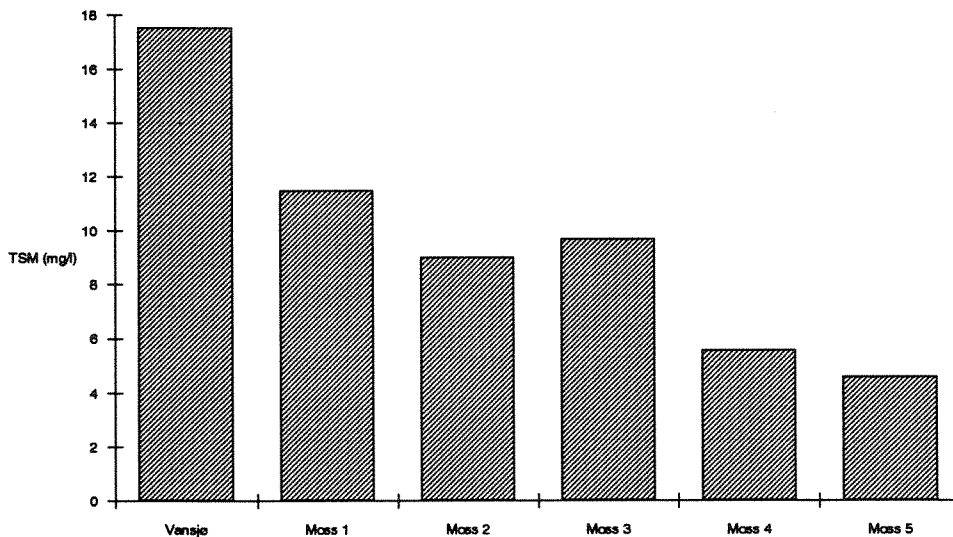
Sonsbukta er det også noe høyere konsentrasjoner av suspendert materiale som kan komme fra en mindre bekk fra Brevikområdet (ikke på bildet) som munner ut i den lille bukta. Bildet er ikke filtrert (glattet), slik at støyen i digitalverdiene fremkommer som flekker i farge-settingen. For å få et inntrykk av detaljeringsgraden og nøyaktigheten for de enkelte punkter i bildet kan man legge merke til den østgående Moss-Horten fergen sør for Jeløyas sørspiss, som går til anløp i Moss (jfr. flyfoto figur 5.4.5).

Ved utløpet av Vansjø (Vanemfjorden) ble det beregnet en konsentrasjon på 17 mg/l (figur 5.4.2), og kontrolldata fra Miljøvern avdelingen i Østfold (P. Vallner, pers. medd.) viser at fra utløpet av Vansjø var det den 9. mai og 16. mai hhv. 11 og 17,4 mg/l (figur 5.4.3). Dette bekrefter at denne beregningen ga riktige verdier.



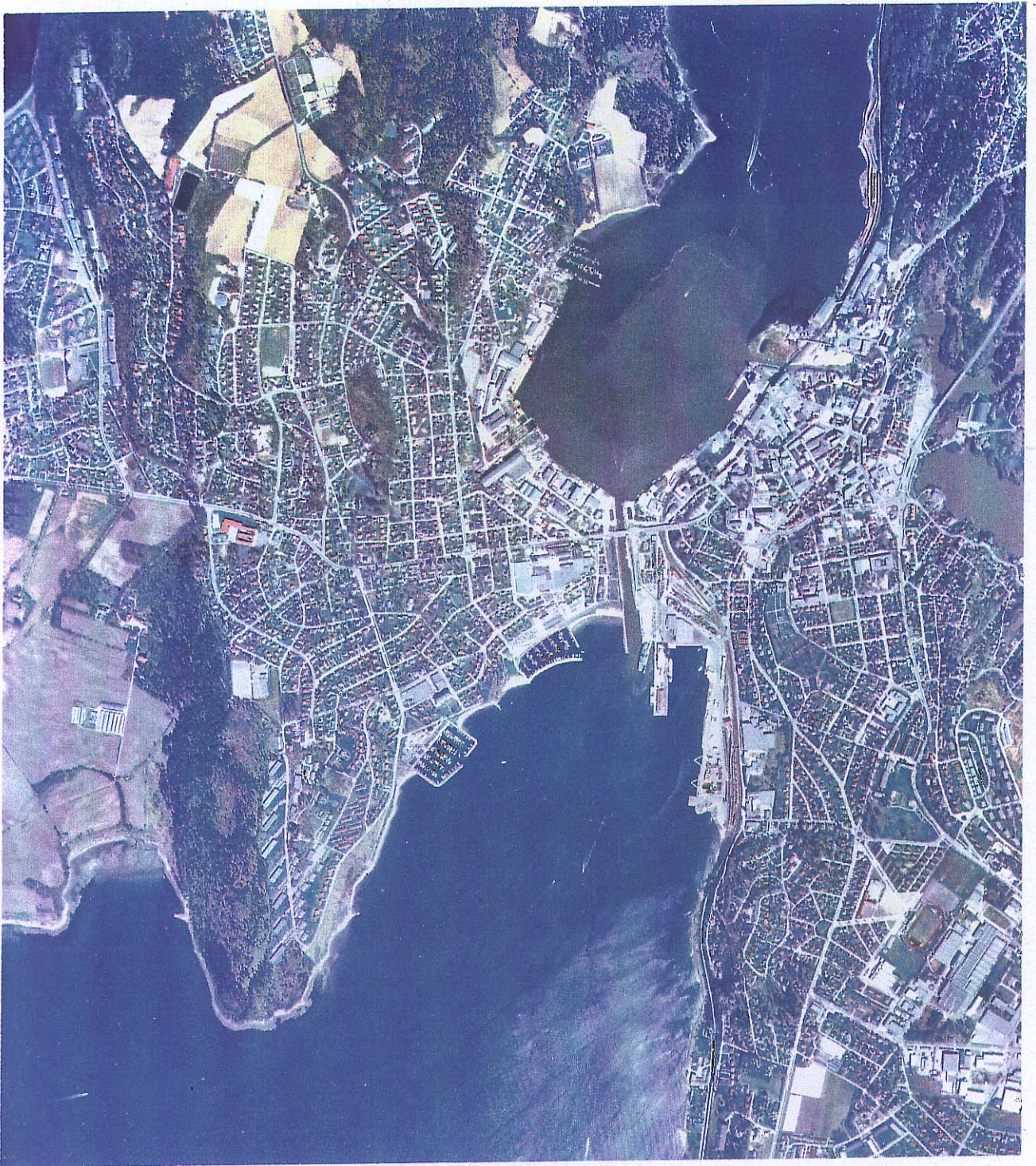
Figur 5.4.3. Sammenstilling av observerte verdier av suspendert materiale (TSM) for mai 1988 for utløpet av Vansjø og beregnet konsentrasjon fra satellittdata ved utløpet fra Vanemfjorden den 13. mai 1988. Felldata fra Miljøvern avdelingen ved Fylkesmannen i Østfold.

På de stasjonene som er angitt som sorte kvadranter i figur 5.4.2 fra Vansjø til Mossesundet, er konsentrasjonen av suspendert materiale beregnet og fremstilt i figur 5.4.4.



Figur 5.4.4. Beregnede konsentrasjoner av TSM (mg/l) på noen stasjoner fra Vansjø til de ytre deler av Mossesundet den 13. mai 1988. Stasjonene Moss 1-5 er regnet innerst til ytterst i Mossesundet (jfr. fig. 5.4.2).

At store mengder suspendert materiale (partikler) transporteres ut i Mossesundet fra Vansjø bekreftes også av et IR-flyfoto fra den 12. mai 1988 (figur 5.4.5). Man ser her i noe mer detalj hvordan det suspenderte materialet fra Vansjø fyller hele den innerste delen av Mossesundet, og at hovedmengden synes å strekke seg nordover, mens bare en mindre del går ut av



Figur 5.4.5. Flyfoto (IR-farge) fra Mossesundet og utløpet fra Vanemfjorden vest i Vansjø den 12. mai 1988. Flyfoto fra Fjellanger Widerøe A.S.

kanalen sydover. Satellittbildet som er tatt dagen etter (figur 5.4.2), viser en litt annen fordeling innerst i bukta, der vannet fra Vansjø synes å strekke seg mer på tvers, mens det ikke er noen antydning til transport ut av kanalen sydover. I flybildet fremtrer forøvrig et sort belte tett opp til land ved fabrikken Petterson og sønn A/S, og dette må skyldes lokale utslipp.

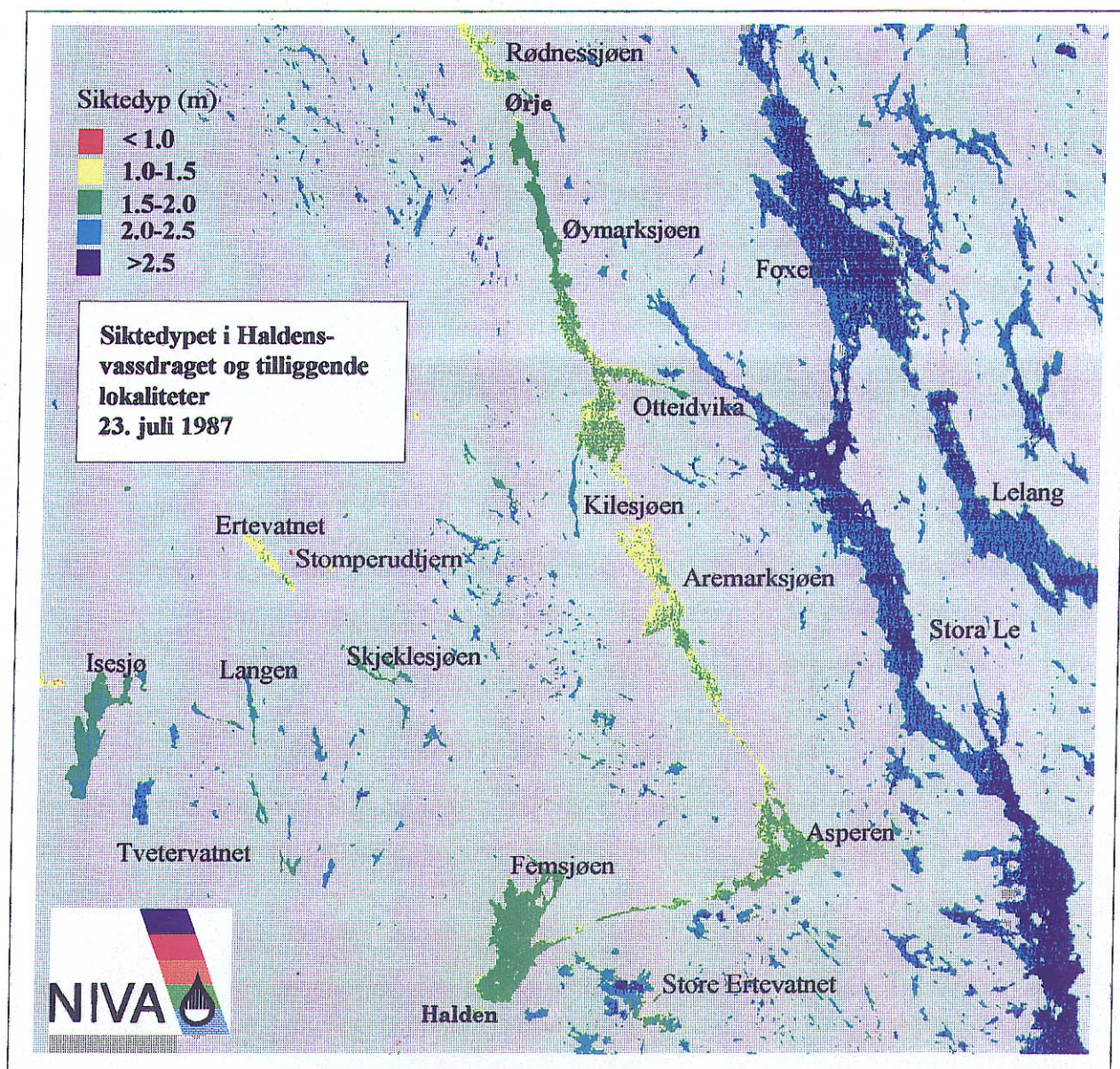
5.5. Siktedyp og klorofyll-*a* for noen lokaliteter i Østfold og Akershus sommeren 1987

Ved en situasjon den 23.juli 1987 er siktedyp beregnet for Haldensvassdraget og tilliggende vassdrag basert på TM-data og felldata fra perioden omkring satellittpassering. Resultatene er sammenlignet med felldata innsamlet fra noen av innsjøene den 24. juli 1987 (tabell 5.5.1). Andre lokaliteter som dekkes av bildet er Isesjø i vest og Stora Le i Sverige i øst. Satellitt-bildet synes å gi god oversikt over siktedypet i innsjøene. Tabellen antyder eksempelvis den siktedyps-klasse lokalitetene ville tilhøre i hht. SFT's vannkvalitetsklasser (SFT 1989). Flere observasjoner må benyttes før en riktig plassering i disse klasser kan foretas.

I Haldensvassdraget fremkommer laveste siktedyp (1-1,5 m) i sydenden av Rødnessjøen, den sydlige delen av Øymarksjøen og Aremarksjøen. Fra Asperen blir sikten noe bedre og ligger på grensen mellom klassene som angir hhv. 1-1,5 og 1,5-2 meter. For Femsjøen fremstår hele innsjøen med siktedyp på 1,5-2 meter og det samme finner man for Isesjø, men med en antydning til noe klarere vann i sydenden. Tvetervatnet sydøst for Isesjø har sikt mellom 2-2,5 meter, men Ertevatnet nordøst for Isesjø har dårlig sikt. En liten lokalitet (Stomperudtjern) på østsiden av Ertevatnet (ikke så godt synlig på bildet) hadde siktedyp <1 meter. De svenske vassdragene Stora Le er preget av siktedyp >2-2,5 meter og har altså en betydelig mindre biomasse enn innsjøene på den norske siden. Noen scanstriper fra sensoren kommer også frem i bildet.

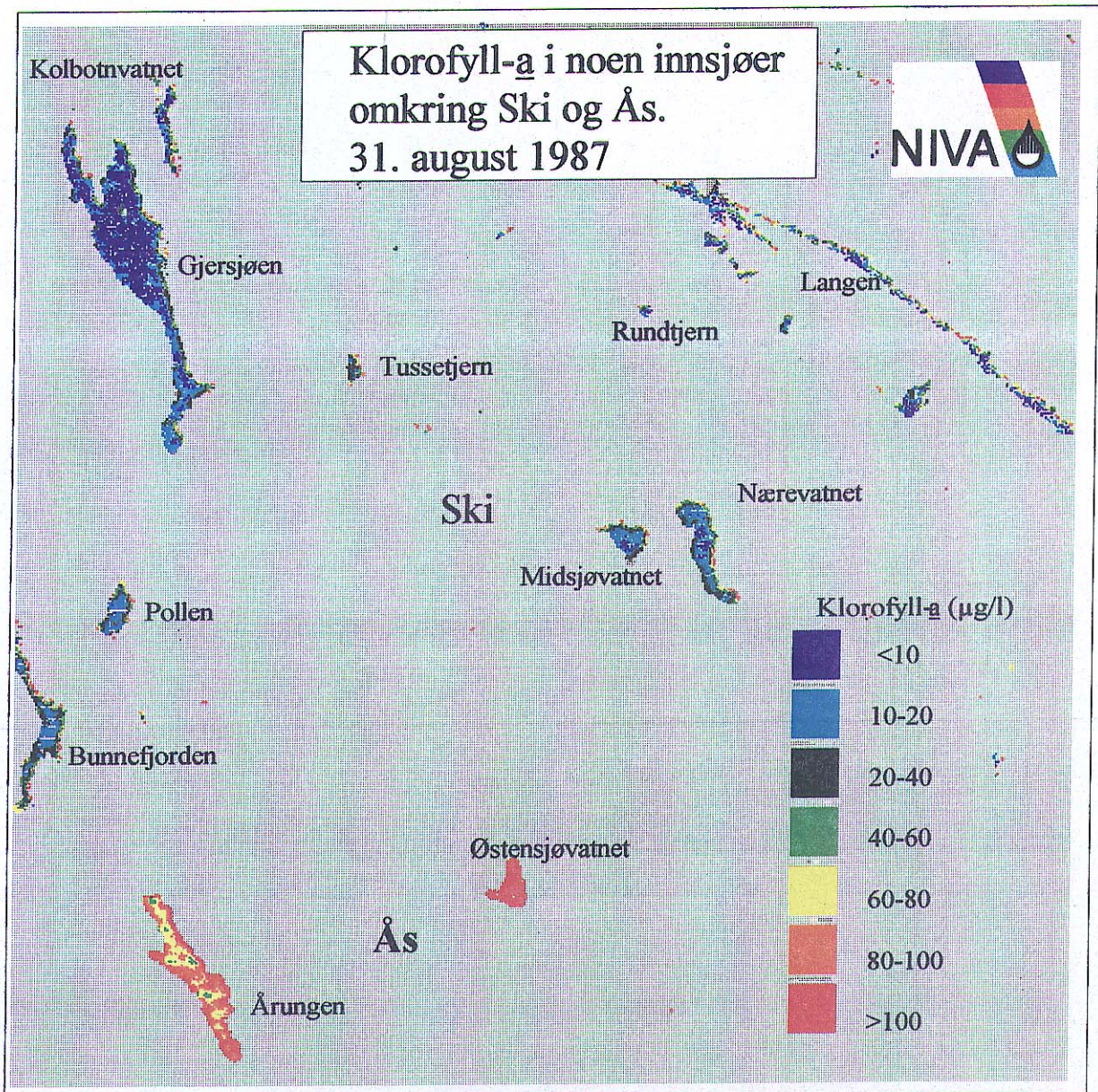
Tabell 5.5.1. Oversikt over noen innsjøer med beregnet siktedypsintervall (m) fra satellittbilde (figur 5.5.1) den 23. juli 1987, feltmålinger av siktedyp (m) den 24. juli 1987 og en eksempelvis plassering i tilstandsklasser ut fra vannkvalitetskriterier for ferskvann (SFT, 1989). Plasseringer i tilstandsklasser må derimot foretas ut fra flere observasjoner.

Innsjøer/lokalitet	Siktedypsintervall (m)	Feltmåling (m)	Tilstandsklasse
Rødnessjøen sydlig del ved Ørje	1,0 - 1,5	1,5	4
Foxen	2,0 - 2,5 / > 2,5		3
Øymarksjøen nord	1,5 - 2,0		4
Øymarksjøen, syd/ vest for Otteidvika	1,0 - 1,5 / 1,5 - 2,0	1,7	4
Øymarksjøen/Kilesjøen	2,0 - 2,5		3
Stora Le, nord/ øst for Otteidvika	2,0 - 2,5		3
Stora Le	> 2,5 / 2,0 - 2,5		3
Aremarksjøen	1,0 - 1,5	1,5	4
Asperen	1,5 - 2,0 / 1,0 - 1,5		4
Femsjøen	1,5 - 2,0	2,1	4
Isesjø	1,5 - 2,0		4
Tvetervatnet	2,0 - 2,5		3
Ertevatnet	1,0 - 1,5		4
Stomperudtjern	< 1,0		4
Skjeklesjøen	1,5 - 2,0		4
Langen	1,5 - 2,0		4



Figur 5.5.1. Siktedypet i Haldensvassdraget, tilliggende vassdrag i Sverige og innsjøer i Østfold den 23. juli 1987. Laget fra Landsat-5 TM-data.

Klorofyll- a er beregnet for noen innsjøer i Akershus i området øst og syd for Bunnefjorden i Akershus. Bildet er laget fra TM-data den 31. august 1987 og innsamlede felldata fra den 2. september er benyttet for å lage en lokaltilpasset kalibreringsligning (jfr. ligning 4.2.3.3 og figur 4.2.3.6). I området finner man lokaliteter med ekstremt høye algemengder hvorav flere som Årungen og Østensjøvatnet var dominert av blågrønnalger. Årungen har utløp innerst i Bunnefjorden. Dette er medvirkende årsak til de høyere verdiene helt innerst i Bunnefjorden. En oversikt over de ulike lokalitetenes inndeling ut fra de valgte klassene er vist i tabell 5.5.2. Usikkerhetene omkring beregningsligningen for klorofyll- a gjør at inndelingen i klorofyll-klasser (nivåer) blir noe grov, og dårligere enn hva vi skulle ønsket.



Figur 5.5.2. Klorofyll-a fordelingen for noen innsjøer og de innerste deler av Bunnefjorden basert på TM-data fra den 31. august og feltdata den 2. september 1987.

Tabell 5.5.2. Sammenstilling av klorofyll-intervallet på noen innsjøer ut fra satellittbilde (figur 5.5.2) den 31. august 1987 og målt klorofyll-a ($\mu\text{g/l}$) for tre innsjøer den 2. september 1987.

Innsjøer/lokaltet	Kla-intervallet ($\mu\text{g/l}$)	Målt Kla ($\mu\text{g/l}$)
Gjersjøen	< 10 / 10 - 20	14,1
Kolbotnvatnet	10 - 20	17,3
Langen	10 - 20	
Pollen	10 - 20	
Midsjøvatnet	10 - 20	
Nærevatnet	10 - 20	
Årungen	60 - 80 / 80 - 100	78,8
Østensjøvatnet v/Holstad	> 100	

6. SATELLITTDATA I INNSJØER OG GRUNNE OMRÅDER

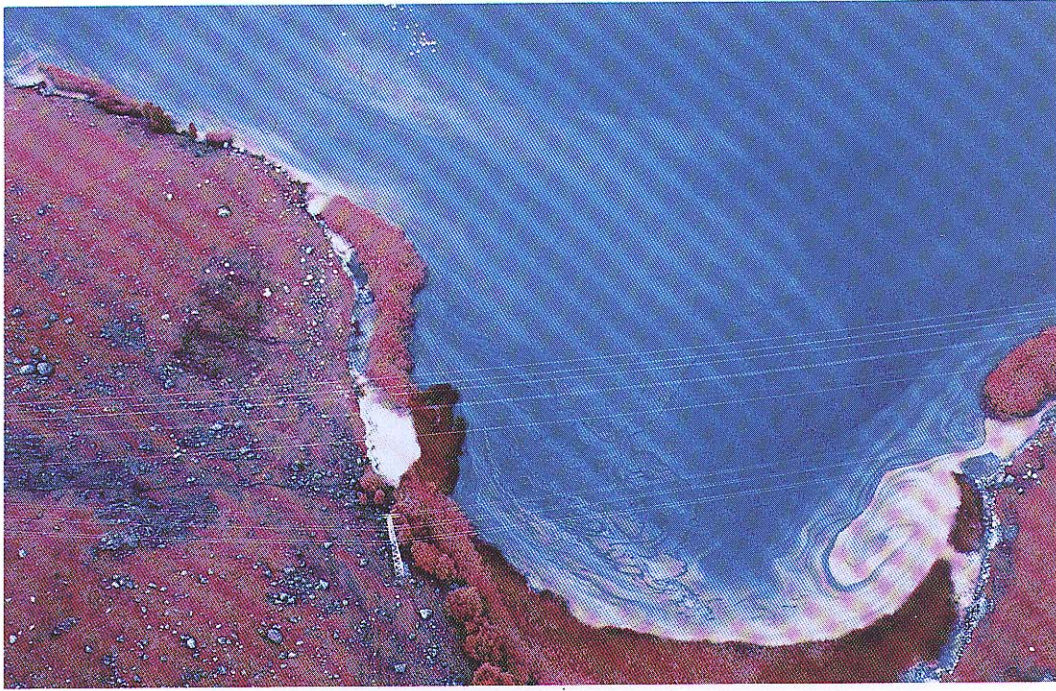
Når man skal bruke satellittdata i innsjøer, er det endel faktorer som det er viktigere å kontrollere enn om man arbeider i en fjord eller et havområde. Den viktigste henger sammen med den geometriske oppløsningen til sensorene, som for Landsats TM er 30x30 m for de optiske og 120x120 m for den termiske, for MSS 57x79 m og for SPOTs XS-sensor 20x20 m. I fjernmålingssammenheng kalles denne minste ruten eller bildeelementet man får i terrenget et "piksel". Denne oppløseligheten vil sette begrensninger for hvor små innsjøer man kan registrere og arbeide med før andre faktorer får for stor innvirkning. Etterhvert som innsjøen blir mindre vil de prosentuelle effekter fra omgivelse og strandområder øke. Man har sett fra endel tidligere arbeider fra innsjøer at det til tider kan oppstå visse randeffekter langs land og en viss sonering inn mot de sentrale deler av innsjøene (Lindell, 1980, Lindell og medarb., 1986, Lindell 1989, Lindell og Sørensen 1990). Slike randeffekter kan skyldes:

1. Reelt mer suspendert materiale i vannet langs land (bølgevirkning, resuspensjon).
2. Blandingspikslar (land-vann), dvs. pikselen inneholder informasjon om både vann og land.
3. Høyere vegetasjon (siv, vannliljer) rett under, på eller over vannflaten.
4. Bunn på grunt vann (spesielt der denne er lys).
5. Skyggeeffekter over land og vann (skyer, trær, fjell).
6. Sensorens treghet ved scanning (Landsat) og vinkelopptak (SPOT).
7. Matematisk "filtrering" (glatting) av satellittbildene.

I strandområder kan man ofte finne høyere konsentrasjon av partikler pga. oppvirvling fra bunnen eller pga. tilsig fra land. Ujevn fordeling av planteplankton kan også forekomme, særlig der en har overflateoppblomstringer av blågrønnalger (figur 6.1). For noen lokaliteter vil vegetasjon av siv eller flyteblad få betydning i bukter og langgrunne områder (figur 6.2), men ofte vil innsjøer i Norge ha beskjedne arealer dekket med vegetasjon. I overgangen land/vann vil man også få en radians tilbake til atmosfæren fra blandingspikslar.

For enkelte lokaliteter vil tilbakespredning av lys fra forskjellige dyp i vannmassene, og fra bunn eller undervannsvegetasjon få betydning. Bunneffekter vil avhenge av hvilken del av spekteret man betrakter, vannets innhold av suspenderte og løste stoffer og om bunnen er lys eller mørk. Det er ikke helt riktig å si at et visst dyp bidrar med en viss mengde av det oppoverspredte lyset, fordi fotonene kan ha blitt spredt oppover og nedover flere ganger, slik at det blir meningsløst å si at fotonene kommer fra et bestemt dyp. Det som kommer oppover fra et enkelt sjikt avhenger av forholdene i hele vannsøylen både over og under dette sjiktet. Det kan likevel vises (jfr. vedlegg 3) at hvis en svart bunn ligger på et dyp som tilsvarer 1/10 av siktedypet, så kommer rundt 50% lys tilbake til atmosfæren i forhold til et "bunnløst" tilfelle. Dette kan grovt tolkes som at halvparten av det tilbakespredte lyset kommer fra den øverste 1/10 av siktedypet. Tilsvarende kan vi si at over 97% av signalet kommer fra den øverste halvparten av siktedypet.

Disse anslagene gjelder i Oslofjorden for grønt lys, men for blått og rødt lys blir det øverste sjiktet enda viktigere, dvs. de større dyp bidrar relativt sett mindre. I den infrarøde delen av spekteret vil bare de øverste centimeterne virke inn på tilbakespredningen. Hvor dypt en svart bunn kan observeres ved fjernmåling avhenger av sensorens følsomhet og vannets tilbakespredning, men et menneskeøye skal kunne se en sort bunn ned til 2/3 av siktedypet. Det er vanskeligere å anslå hvordan en helt hvit bunn vil påvirke lysforholdene, men anslagsvis bør en hvit bunn kunne skimtes noe dypere enn siktedypet (jfr. vedlegg 3).



Figur 6.1. Vannblomst av Microcystis aeruginosa i Frøylandsvannet, Rogaland, den 8. august 1984. Fotografert med infrarød fargefilm (Skulberg, 1988).



Figur 6.2. Utvikling av vannplanter ("helofytter") i Ims-vassdraget, Rogaland, den 10. august 1984. Fotografert med infrarød fargefilm. (Kilde: O. Skulberg, NIVA).

På grunn av ofte dårlige signal/støy-forhold i vannmiljøet er det nesten alltid nødvendig å foreta en matematisk "filtrering" av bildedataene for å fjerne endel av "støyen" i dataene. Filtrenes størrelse er da tilpasset antall sensorer i de ulike systemer. For MSS-data, hvor linjefrekvensen er 6 (antall sensorer i hver kanal), pleier man f.eks. å benytte en 6x4 piksels filterboks dvs. at det beregnes en middelværdi for 6x4 piksler for hele bildet. For TM som har 16 sensorer, har vi brukt et symmetrisk filter på 9x9. Andre filtre som er benyttet er sirkulære filtre med radius på 5 piksler. Samme filter brukes også for SPOT-data.

I de fleste kommersielle bearbeidingsystemer kreves det spesialprogrammering for å benytte filter bare for vannoverflaten, dvs. utenfor eller innenfor en maske. For å løse problemet med randeffektene har Centrum för bildanalys benyttet et spesialprogrammert filter som fungerer slik at når pikselposisjonen under filtreringen nærmer seg randen (land), tas bare med de piksler i beregningen som ligger innenfor masken (i vannet). Dette fører til at disse får en "ufullstendig" middelværdi som kan betraktes som statistisk feil, men innebærer derimot at man teoretisk unngår randeffekter. Ved NIVAs bildebehandlingssystem er det benyttet et filter som ekstrapolerer verdier utenfor filterboksen (sirkelen) når denne treffer land (masken). Dette kan forårsake for høy middelværdi fordi at pikslene som ekstrapoleres blir for høye hvis de pikslene som ligger nær masken er høyere pga. bunn eller vegetasjon. Filterenes effekter for noen innsjøers egenskaper har blitt testet.

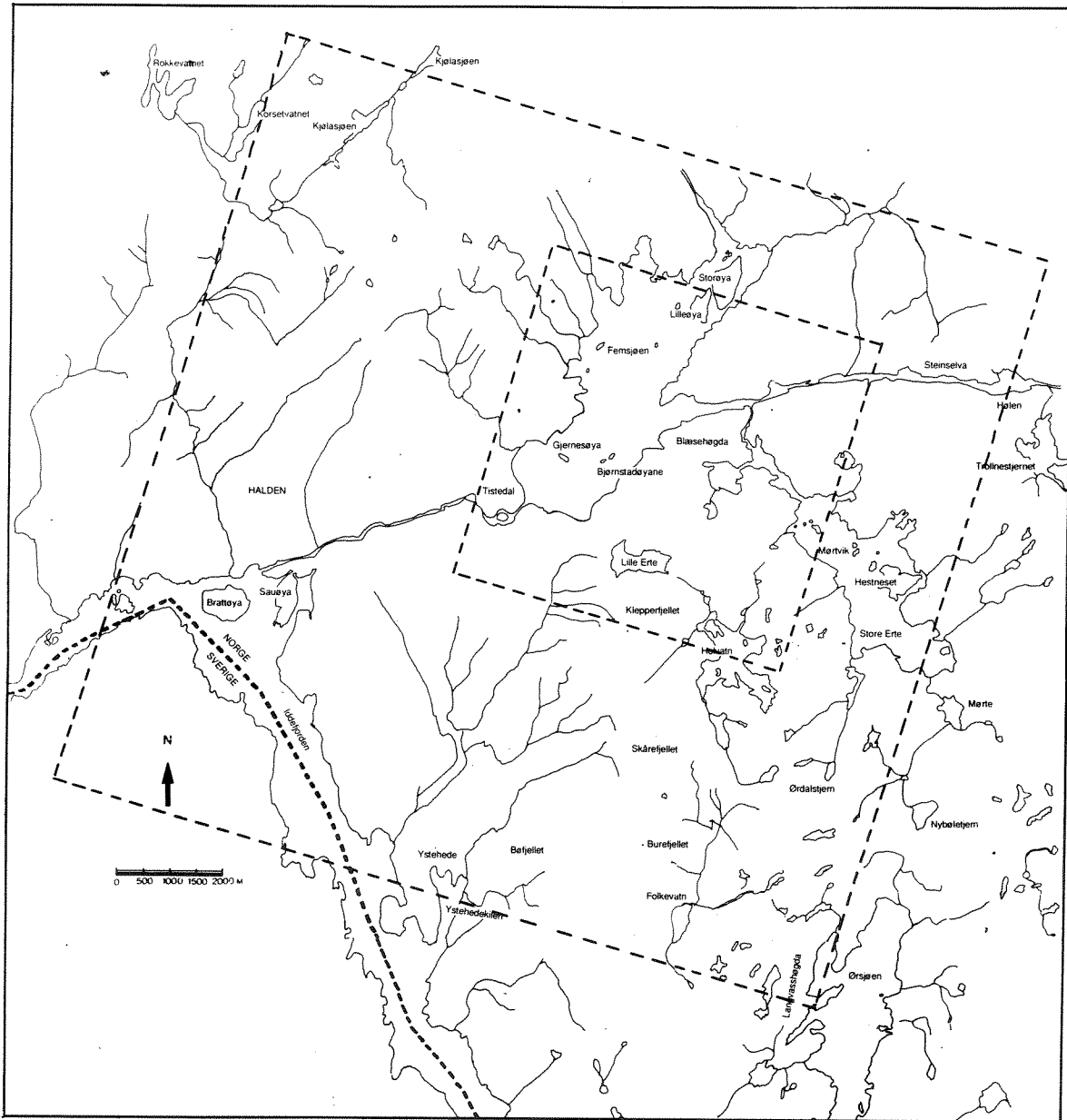
6.1. Studie av randeffekter i satellittdata fra området omkring Femsjøen mai 1988

Noen av problemene med randeffekter er studert på utsnitt med forskjellige sensorer og kombinasjoner av kanaler fra ulike satellittscener. En situasjon fra den 13. mai 1988 er gjennomgått for både MSS, TM og SPOT (XS) i et bildeutsnitt på 512x512 piksler. Dette dekker bl.a. innsjøene Femsjøen og Ertevannet ved Halden (figur 6.1.1). Vi har sett både på signalet i den enkelte kanal såvel kanal-kombinasjoner gitt ved kromatisitetsindekser. Kromatisitetsindeksen som beregnes fra radiansverdier (L) ble benyttet første gang i fjernmålingsammenheng av Munday og Alföldi (1975). Årsaken til at Munday og Alföldi anvendte kromatisitetstransformasjonen var at man søkte etter en metode å redusere informasjonsinnholdet fra flere bildeplan til et enkelt (tilsvarende metode som ved prinsipal-komponentanalyse). Man tok i bruk erfaringene fra øyenlegens metoder for å analysere fargesynet. Det kan vises at kromatisiteten er den eneste transformeringen som beholder fargeinnholdet uforandret. Fordelen med transformeringen er derfor at man reduserer informasjonsmengden, samtidig som man blir kvitt noe av atmosfæreeffekten som påvirker alle kanalene like mye.

Selv om en korrekt anvendelse av kromatisitet ikke har vært mulig pga. vanskeligheter med å beregne spektralradians (jfr. kap. 3), har vi for enkelte av testene benyttet transformeringen under (ligning 6.1.1a og b) for å få en datareduksjon. I denne rapporten er både ufiltrerte og filtrerte data av følgende kromatisitetsindekser blitt benyttet:

$$(6.1.1a) \text{ Landsat: } \text{Chr-x} = L(\text{sat})_{\text{TM2}} / (L(\text{sat})_{\text{TM2}} + L(\text{sat})_{\text{TM3}} + L(\text{sat})_{\text{TM4}}) \text{ eller}$$

$$(6.1.1b) \text{ SPOT: } \text{Chr-x} = L(\text{sat})_{\text{XS1}} / (L(\text{sat})_{\text{XS1}} + L(\text{sat})_{\text{XS2}} + L(\text{sat})_{\text{XS3}}).$$



Figur 6.1.1. Kart over Femsjøen, Ertevatnet og deler av Iddefjorden hvor det ble utført testing av sensorer og filtreringsrutiner av satellittdataene. Den ytterste ruten angir området for figur 6.1.2 og 6.1.3, mens den innerste rammen viser til figur 6.1.4.

En generell iakttagelse er at forskjellige måter å forsterke signalet på ("kontraststrekking"), ikke gir noe klart inntrykk av mer turbid vann langs stredene i de enkelte spektralbånd. Derimot kommer utløpet av Steinselva godt frem i Femsjøen, som man ser av figur 6.1.2 for TM2. At de høyere verdier mot stranden ikke kommer frem spesielt godt avhenger av støyen i bildet (dataene). Man får ikke frem noen gradienter i digitalverdier om man på et tilfeldig sted måler i en profil fra vann mot land. Den eneste muligheten å undersøke dette nærmere på er å summere flere profiler, men dette gir egentlig samme resultat som en filtrering. Disse erfaringene gjelder de enkelte kanaler hos MSS, TM og SPOT og ulike transformeringer av data. Man fant ingen forskjeller mellom MSS, TM og SPOT i denne sammenheng. Den generelt høyere "turbiditet" langs stredene kommer imidlertid sterkt frem i middelverdibilder (filtrerte bilder).

En måte for å se om filtreringen i seg selv har noen effekt, er å flytte landmasken innover i innsjøen, dvs. krympe vannarealet i originalbildet og filtrere bildet på nytt. Dette ga en avtagende "turbiditet" langs strendene, som tyder på at det hele ikke skyldes selve filtreringsrutinen, men at "informasjonen" ligger i originaldataene fra vannet selv.

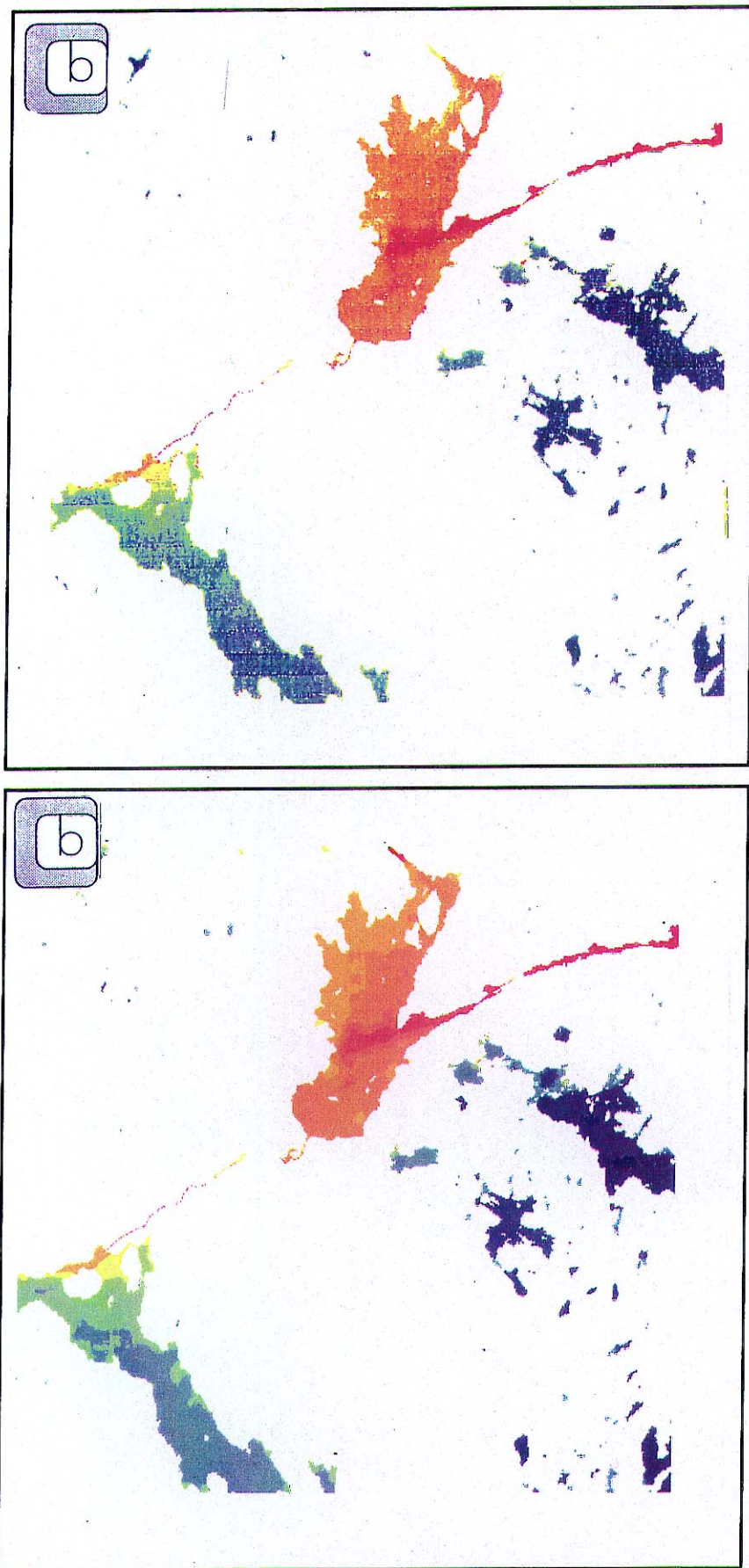
For TM2-kanalen er det ikke visuelt noe høyere verdier langs land, mens for kromatisitetsbildene blir de høyere. Kromatisitetsbildene blir også mer flekkvise etter filtrering enn de enkelte kanalene, og det fremstår endel strukturer som synes å være ulogiske, som f.eks. det filtrerte bildet omkring de høyere verdiene ved utløpet av Steinselva og syd for Brattøya i Iddefjorden (figur 6.1.3). Det mønsteret som framtrer kan muligens henge sammen med at det suspenderte materialet ikke ligger på overflaten eller på samme dyp over hele sjøen. Kromatisitetsbildet inneholder (jfr. formel 6.1.1a og b) informasjonen fra 3 ulike kanaler med ulik dybdepenetrering. Noe av denne flekkvise fordelingen synes også å kunne relateres til scanstriper fra TM-sensoren. Dette ser man ikke i kromatisitetsbildene fra SPOT-sensorene fordi her har vi ikke slike mekaniske øst/vest-gående scannere som hos TM-sensoren.

Sammenligner vi nivået på radianssignalet fra Femsjøen med tilsvarende verdier og siktedypsmålinger i Hvalerområdet hvor det forelå feltdata, kan vi anslå Femsjøens siktedyp ved denne situasjonen til å ligge på 1-1,5 m. Målinger foretatt i Femsjøen av Fylkesmannens Miljøvernnavdeling noe senere (1. juni) ga et siktedyp på 1,25 m. I den sydlige delen av Femsjøen er det et gruntvannsområde med ca. 1 meters dyp i en utstrekning på ca. 200 m fra land. Ut fra disse målingene vil vi anta at lite av det tilbakespredte lyset kommer fra bunnen, men at det meste av randeffektene må ligge i radiansen reflektert fra vannet selv.

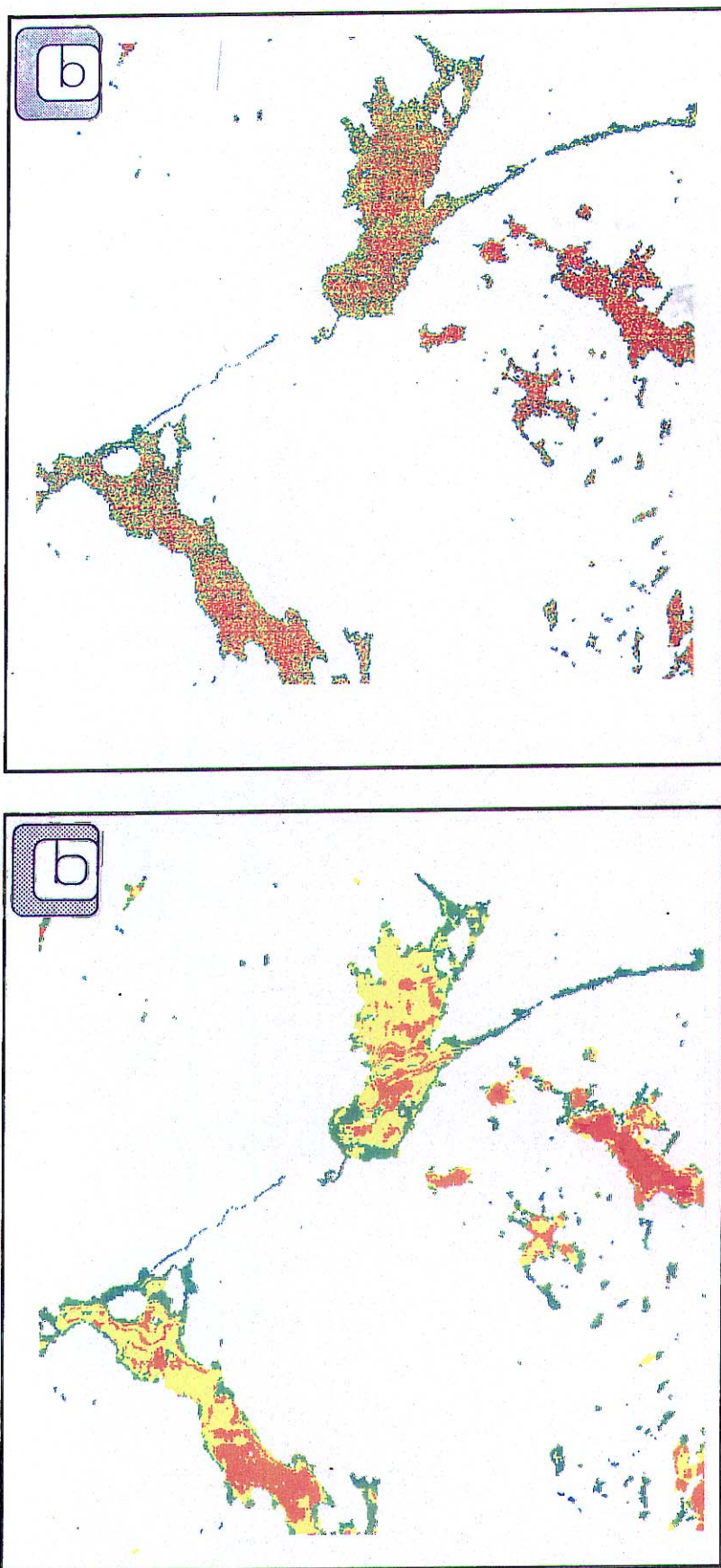
Randeffektene i SPOT-dataene er vanskeligere å tolke, men de viser samme tendenser som TM ved avtagende verdier utover i innsjøen. I den nære infrarøde kanalen (XS3) til SPOT (ufiltrert bilde) kommer det frem et tydelig område i den sydlige delen av innsjøen ut til Gjernes- og Bjørnstad-øyene (figur 6.1.4). Utstrekningen av dette området er større enn dybdekoten på 1 meter og følger ikke noe mønster som kan relateres til dette. Det er heller ikke siv eller undervannsvegetasjon som skulle tilsi høyere verdier, og dette betyr at det må være forhold i vannet som gir disse effektene. Hvorfor derimot utløpet av Steinselva, som tydelig kan ses i de synlige kanalene, ikke kommer frem i den nære IR-kanalen (figur 6.1.4) kan skyldes at det suspenderte materialet befinner seg på forskjellige dyp. Et relativt tynt overflatelag med mindre suspendert materiale i munningen av elva kan være en forklaring på dette, dvs. at Femsjøen er i ferd med å bli klarere, og dette kan også forklarer det mer turbide vannet sør i innsjøen.

Forskjellene som synes mellom TM og SPOT når det gjelder randeffektens utstrekning (rand eller sone med høyere turbiditet rundt innsjøens strand) skyldes sannsynligvis at bildeparene ikke er kontraststrukket like mye.

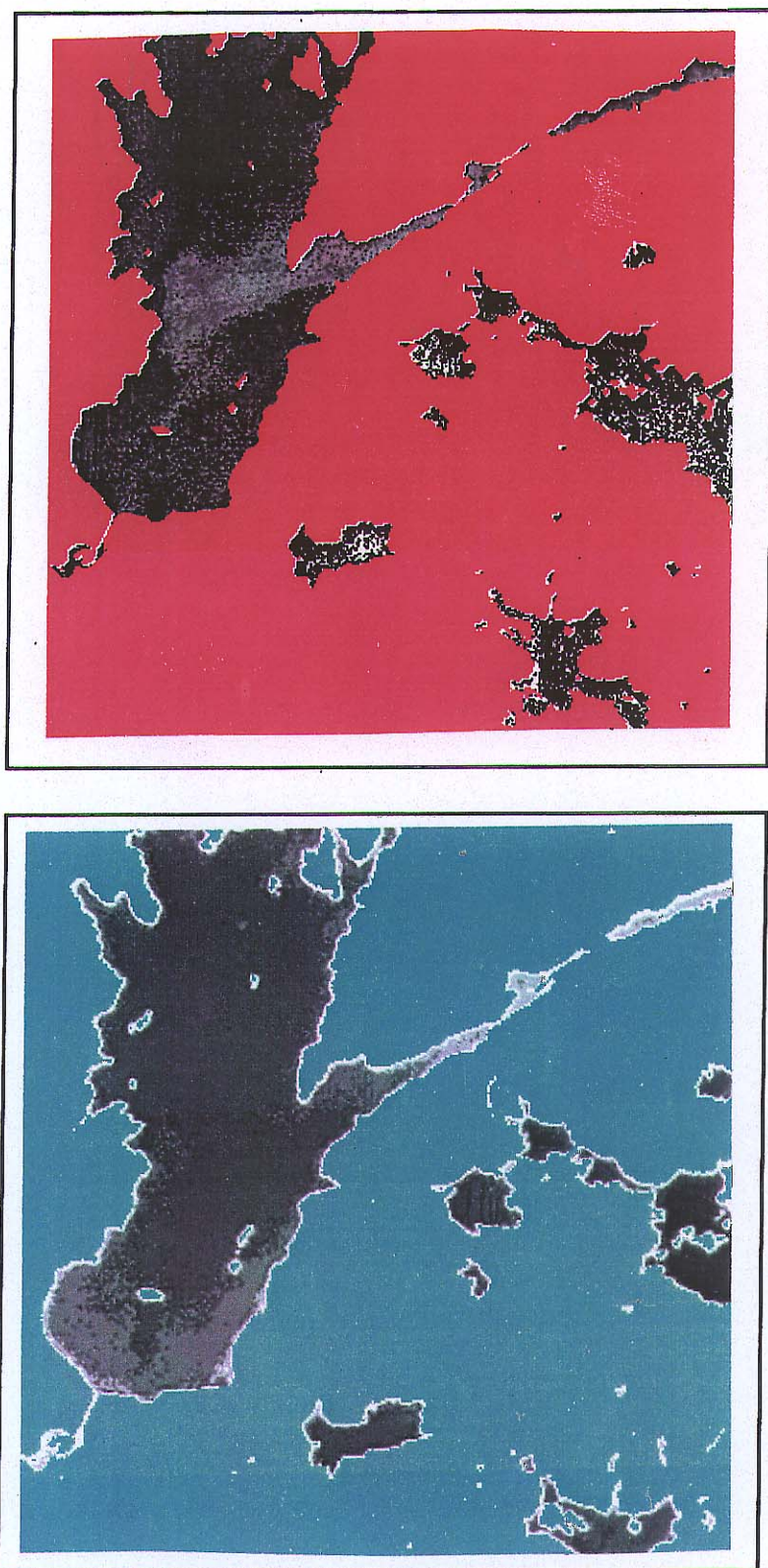
Skyggeeffekter i strandsonen over vann fra trær kan også forårsake for lave verdier, men det er kanskje vanligere at skygge på land tolkes som vann og at dette gir et tilsynelatende mer "turbid vann". Landsats MSS og TM sensorer ser rett ned i motsetning til SPOT, som ved dette tilfelle er tatt i en vinkel i forhold til vertikalen, og den større asymmetri som kan oppfattes som noe "mer turbid på øst enn på vest", kan kanskje ha sammenheng med dette.



Figur 6.1.2. Ufiltrert (øverst) og filtrert (nederst) satellittbilde basert på TM2-kanalen for Landsat-5 over Femsjøen, Ertevannet og deler av Iddefjorden den 13. mai 1988.



Figur 6.1.3. Ufiltrert (øverst) og filtrert (nederst) kromatisitetsbilde basert på TM-kanaler fra Landsat-5 fra Femsjøen, Ertevannet og deler av Iddefjorden den 13. mai 1988.

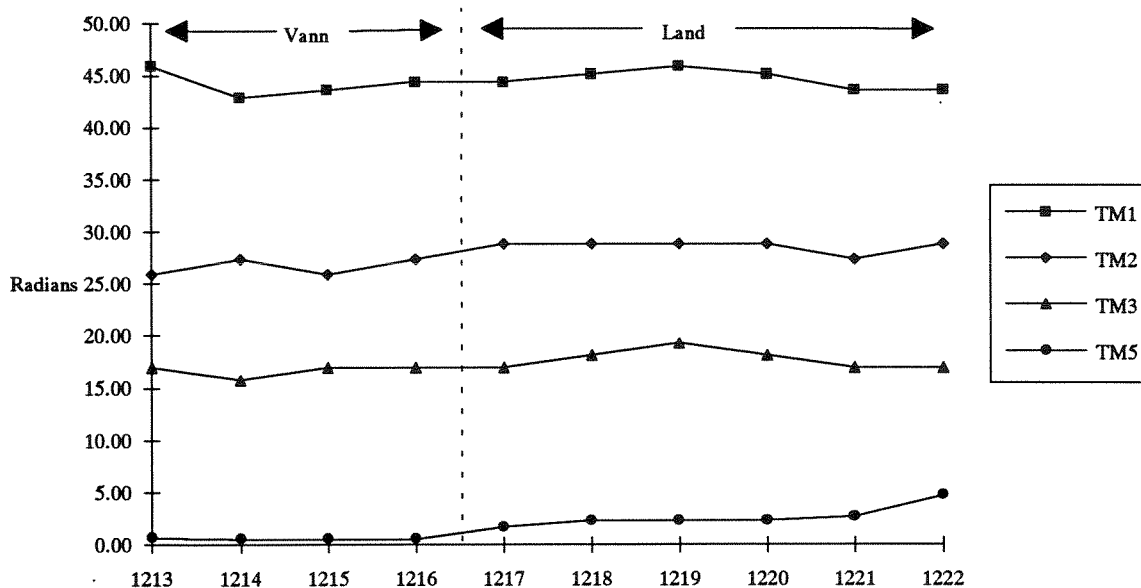


Figur 6.1.4. Ufiltrerte satellittbilder basert på kromatisitet (øverst) og den nære infrarøde (XS3) kanalen (nederst) fra SPOT-1 over Fensjøen og deler av Ertevannet den 13. mai 1988.

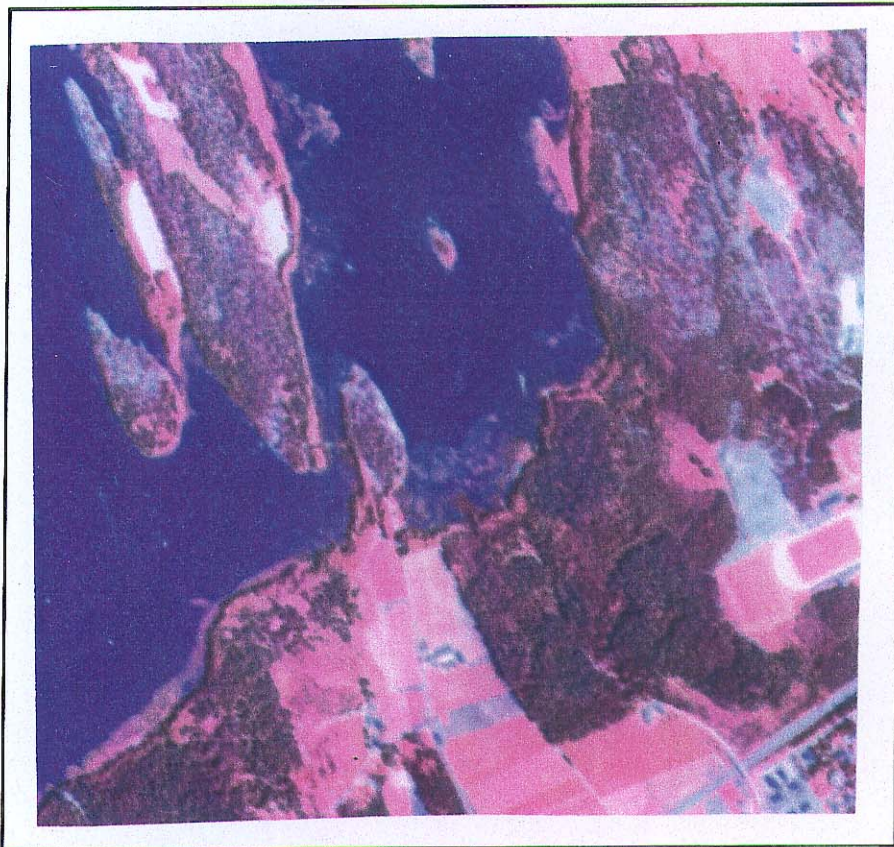
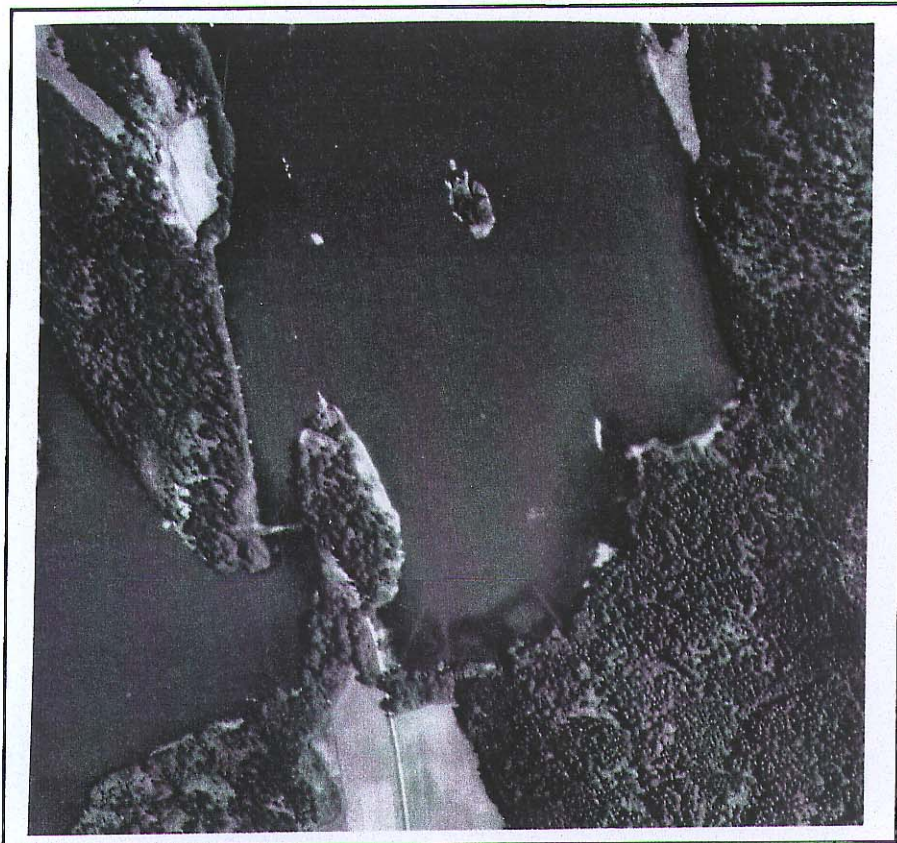
6.2. Studie av gruntvannsområdet i Karlshusbukta i Vansjø 1987-88

Satellitdata fra den 23. juli 1987 og 13. mai 1988 fra et område med vegetasjon/gruntvannsområder i Karlshusbukta i den sydøstlige delen av Vansjø er studert for å se om vegetasjon og bunn nær land vil kunne gi tilsynelatende for høye radiansverdier i vannet. Til denne studien har vi også brukt IR-fargebilde fra fly den 22. juli 1987 og 19. mai 1988 (figur 6.2.2), hvor vi tydelig kan se vegetasjonsbelter innerst i Karlshusbukten (nederst i bildet). Denne vegetasjonen består hovedsakelig av taker og elvesnelle (M. Mjelde, pers. medd.). Elvesnelle kan vokse på dyp ned til 1,0 - 1,5 meter. Bunneffektene vil være avhengig av de aktuelle vanddyper og mengden av suspendert materiale i vannet. Vannstanden fra Rødsund vannverk nordvest i Vansjø var omtrent lik (< 5 cm) den 22. - 23. juli 1987 og den 13. mai 1988, slik at vi kan se bort fra effekten av forskjellig vannstand ved de to situasjonene. Vanddyper innerst i Karlshusbukten er ca. 2 meter i en utstrekning på 100 m fra land og nordover. For den 19. mai 1988 ved flyopptaket var vannstanden litt lavere (15 cm). Siktedypet i Vansjø var forøvrig den 15. juli 1987 1,6 meter, dvs. omtrent det maksimale dypet der tilbakespredning kan ha sitt opphav. I mai 1988 var det målt opptil 17 mg/l suspendert materiale (jfr. kap. 5.4), som skulle tilsvare et siktedyp på ca. 0,6 meter. Målinger foretatt av Fylkesmannen den 8. juni 1988 ga forøvrig et siktedyp på 1,0 meter. Situasjonene i 1987 og 1988 var derfor forskjellige mhp. vannets partikkelinnhold og tilbakespredning av lys.

Fra satellittbildet den 23. juli 1987 er det tatt ut verdier i snitt fra vann mot land gjennom vannvegetasjonen. Definisjonen av grensene for land er laget av TM5 kanalen ved å legge grensen på radiansverdi på 1,9 (digitalverdi 15). Denne kanalen øker relativt mer enn TM1-3 (figur 6.2.1) som ga omtrent samme verdier over land. Landmasken kommer her til å inkludere vegetasjonsområdet, ettersom vegetasjonen (elvesnelle) dekker større deler av vannoverflaten og ligger fra og med pikselposisjon 1217 (jfr. også kap. 5.1 om arealer).



Figur 6.2.1. Radiansverdier ($W/m^2 sr \mu m$) for TM1-3 og TM5 i et snitt fra vann mot land innerst i Karlshusbukten for den 23. juli 1987. x-aksen angir pikselposisjon i satellittbildet.

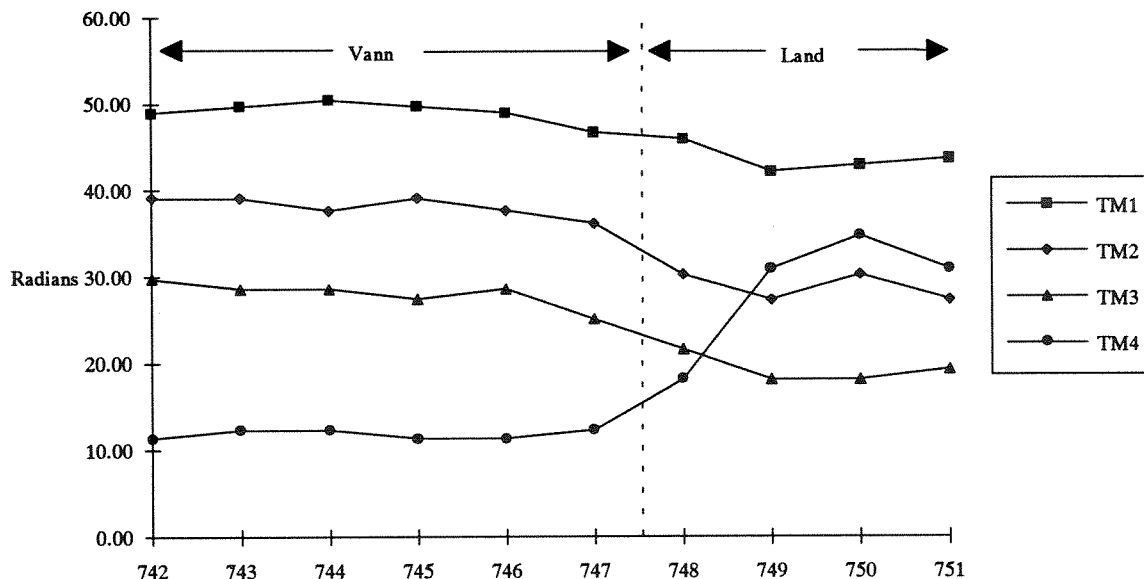


Figur 6.2.2. Utsnitt fra et sort/hvitt og et IR-flyfoto fra den sydøstlige delen av Vansjø omkring Karlshusbukten den 19. mai 1988 (øverst) og den 22. juli 1987 (nederst). Flyfoto tatt av Fjellanger Widerøe A/S.

Den 13. mai 1988 var radiansverdiene (figur 6.2.3) for TM1-3 avtagende mot land og mest for TM2 og 3, slik at det ved denne situasjonen altså var en større tilbakestråling fra vannet enn fra land (jfr. juli-situasjonen figur 6.2.1). Landmaskingen av bildet fra 13. mai er her gjort ved bruk av TM4, fordi denne oftest gir en bedre definisjon av land/vann-grensen og derfor er mer vanlig å benytte. Masken ble lagt på en radiansverdi fra og med 16. Ved å inspisere randsonen viser det seg at nesten alle TM4-verdier i vannet ligger på nivå mellom 11-12 og alt på land større eller lik 21. Om vi antar at noen nivåer utgjør støy eller marginale egenskaper hos vann respektive land, så finnes en overgangssone (randsonen) mellom 14-19 eller kanskje 15-18 der vi ikke direkte kan avlese om det er vann eller land. Denne randsonen kan bestå av:

1. Støy i digitalverdiene
2. Blandingspikslers avhengig av den geometriske oppløsningen
3. Materiale i vannet (oppstikkende vegetasjon gjennom overflaten/vannflytende materiale)

Det finns ingen direkte mulighet for å klarlegge årsaken til dette. Man kan muligens forbedre kunnskapen om hva som egentlig er geometriske feil gjennom å digitalisere et høyoppløselig kartbilde (f.eks. 1:1000) og bedømme hvordan strandlinjen skjærer gjennom land og vann. Følger strandlinjen randpikselens kantede form (ingen blandingspikslers) bør således forklaringen være punkt 1 eller 3.



Figur 6.2.3. Radiansverdier ($W/m^2sr\mu m$) for TM1-3 og TM4 i et snitt fra vann mot land innerst i Karlshusbukten den 13. mai 1988. x-aksen angir pikselposisjonen i satellittbildet.

6.3. Studie av gruntvanssområdet i Fuglevikbukta ved Jeløya mai 1988

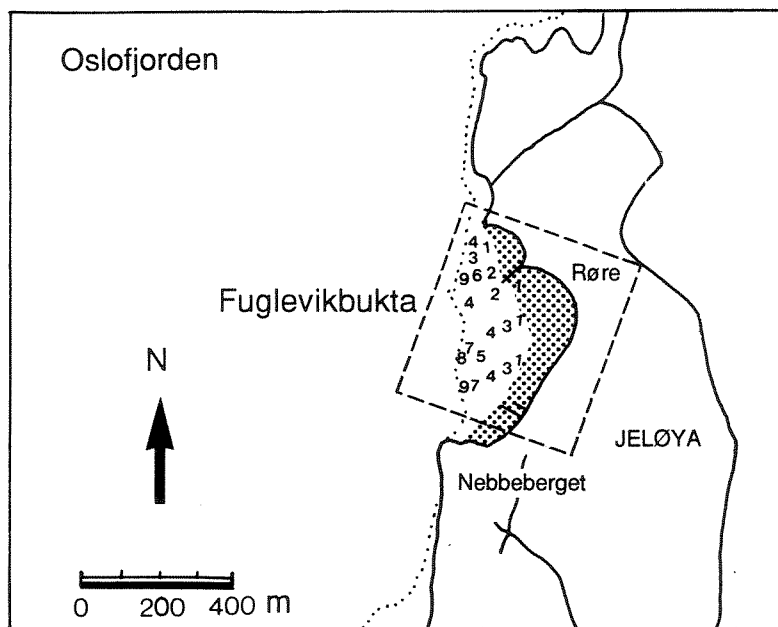
På TM-scenen fra den 13. mai 1988 har vi også studert variasjonene i radiansverdiene i kanal 1 til 4 samt den termiske (TM6) i et gruntvanssområde (tørrfall) i Fuglevikbukta på vestsiden av Jeløya (figur 6.3.1 og 6.3.2). Plottes radiansverdier fra et punkt på utsiden av grunnen og inn over land (figur 6.3.3), ser man at det i gruntvanssområdet kommer en økning i verdiene for alle de optiske kanaler (TM1-4). Det kan synes som om TM4 til å begynne med øker noe

svakere enn TM3, og at en ytterligere økning sammenfaller med en kraftig temperaturøkning. Dette kan tolkes som at de ytre delene av det man på skjermen definerer som gruntvannsområde fortsatt er noe dekket av vann, og at store deler av tørrfallet blitt blottlagt under det eksisterende lavvannet, og at oppvarmingen under den solrike og varme 13. mai har forårsaket den høye temperaturen. Enda høyere temperaturverdier har de tørre og åpne åkrene som på denne årstiden er uten vegetasjon. Her er overflatetemperaturen på jordflatene iflg. satellittbildene over 30 °C. Det som i figur 6.3.2 er fargekodet tilsvarer det tørrlagte området.

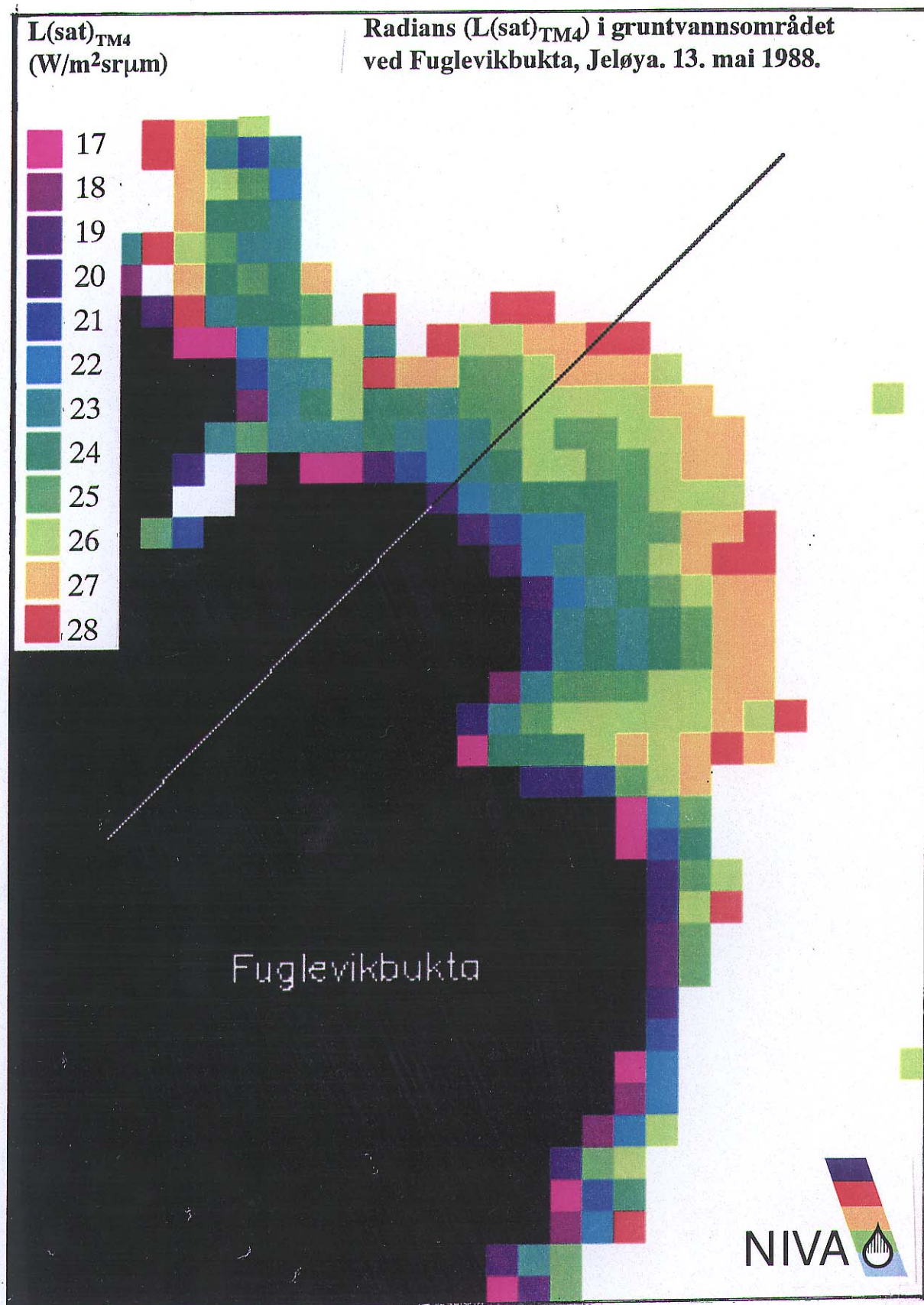
De pikselverdier vi fant for gruntområdet for TM1-4 viser en nærmest lineær økning innenfor tørrfallet, hvilket med stor sannsynlighet stammer fra den gradvise uttørkingen innenfra pga. at tidevannet gradvis drar seg tilbake. Ved uttørking blir "bakken" (bunnen) lysere og får derfor en gradvis høyere reflektans.

Loddekartet angir dyp på ca. 1 meter for det området som i satellittbildet kan tolkes som en synlig grunne eller et mer partikkelrikt område. Vannstanden den 13. mai var kl 1100-1200 mellom 46-52 cm over langtidsmiddel. Ved Oscarsborg ligger langtidsmiddelet 32 cm over spring lavvann (som kartet relaterer seg til). Dette gir et vanddyb på 1,8 m for den ytterste delen av det området som fremtrer som grunnere eller mer partikkelholdig.

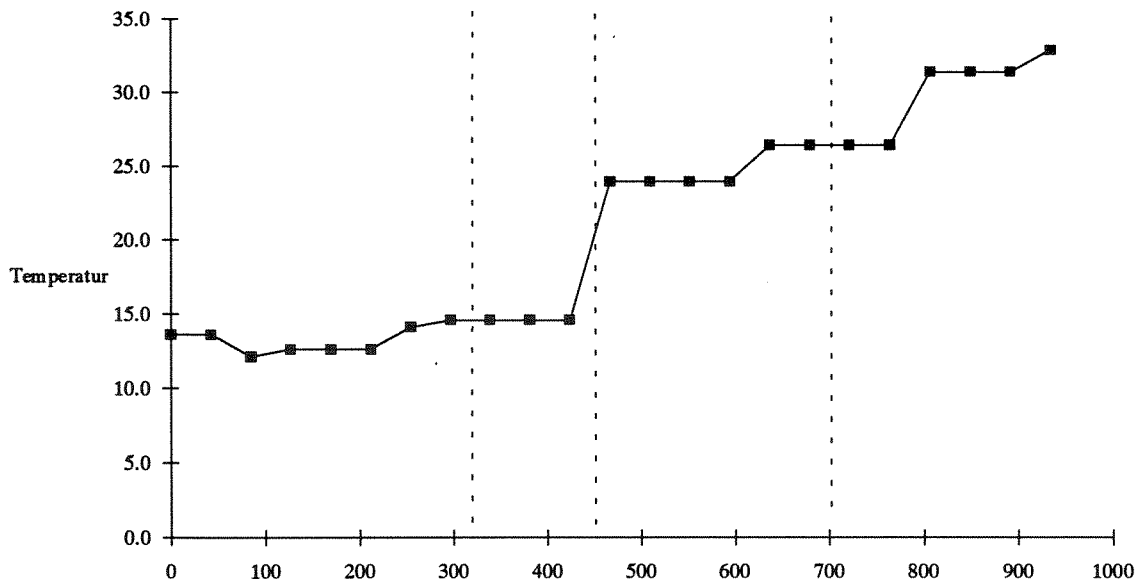
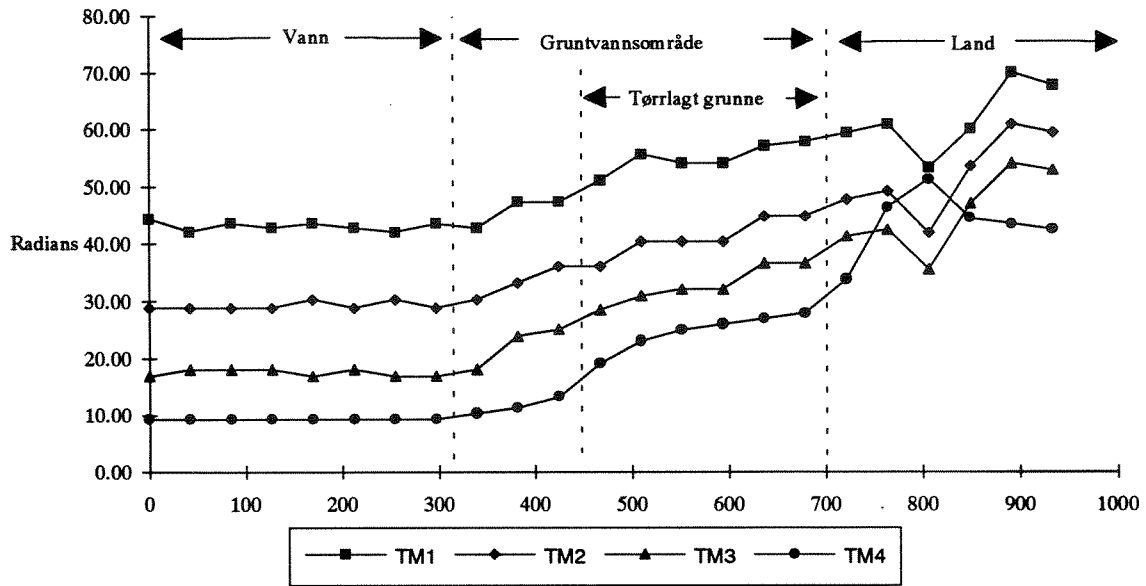
I slike gruntområder må man være spesielt påpasselig med landmasken slik at hvis det er mistanke om at området kan være tørrlagt må området maskes ut. Hvis ikke kan man få vannområder med tilsynelatende høye temperaturer og partikkelmengder.



Figur 6.3.1. Utsnitt konstruert fra et kystsonekart og et sjøkart som viser tørrfallområder og loddedypene utenfor Fuglevikbukta. Rammen angir omtrentlig område for figur 6.3.2.



Figur 6.3.2. Satellittbilde over gruntvannsområde i Fuglevikbukta den 13. mai 1988. Det fargekodede området viser digitalverdiene (TM4) i det tørrlagte området og hver rute ("piksel") representerer 30x30 m. Linjen markerer et snitt som er presentert i figur 6.3.3.



Figur 6.3.3. Radiansverdier ($W/m^2 sr \mu m$) for TM-kanal 1-4 (øverst) og temperatur i $^{\circ}C$ for TM6 (nederst) i et snitt mot land gjennom gruntvannsområdet på vestsiden av Jeløya (jfr. figur 6.3.4). x-aksen angir antall meter fra startpunkt utenfor gruntvannsområdet.

7. SAMMENHENGEN MELLOM OPTISKE STØRRELSER OG VANNKVALITETSPARAMETERE

Vi så i kapittel 4 at siktedyp og turbiditet var blant de optiske størrelsene som ga best korrelasjon med satellittradiansen. I dette kapittelet skal vi se på hvordan disse størrelsene igjen er korrelert med andre parametre. Både enkle statistiske sammenhenger, som mer kompliserte basert på optisk teori, vil bli studert. Vi skal også undersøke i hvilken grad det er optiske forskjeller mellom de forskjellige lokaliteter. Det bearbejdede feltmaterialet var oppdelt i 8 områder og vanntyper, der vi antar at vannet optisk sett er ganske likt. En nærmere oppstilling av hvilke geografiske områder dette innebærer fremgår av kap. 2.1.

Siktedypet er en optisk parameter som gjennom mange år er benyttet i både ferskvann og sjøvann. Målemetoden er billig og enkel, men sammenhengen med andre optiske parametre er ikke like enkel, og det er mange faktorer som man bør ta hensyn til for en korrekt tolkning (jfr. vedlegg 2). Det er flere forhold som gjør denne parameteren interessant i samband med optisk fjernmåling, spesielt når man har behov for felldata til kontroll og støtte under tolkningen. For det første er det en av de få, om ikke den eneste, *in situ* optiske parameter som benyttes rutinemessig i overvåkingsprosjekter både i ferskvann og sjøvann, dessuten kan den med enkle midler benyttes av lokalt feltpersonell. I mange lokaliteter er den forøvrig den eneste parameter som kan si noe om vannmassenes optiske egenskaper. Den har vært målt gjennom mange år uten metodiske forandringer, og kan derfor benyttes også for studier av eldre fjernmålingsdata. Siktedypet påvirkes både av oppløste og partikulære stoffer og er relatert til vannmassenes reflektanseegenskaper (vedlegg 2).

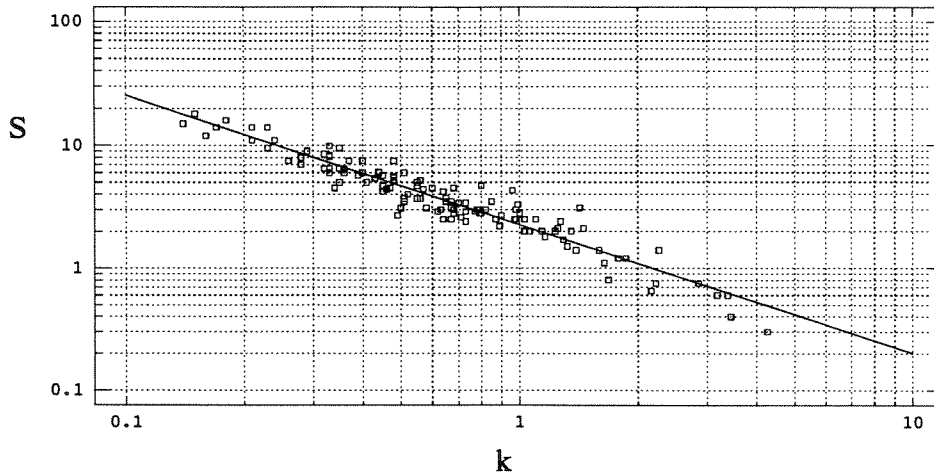
På bakgrunn av dette har vi sett nærmere på hvordan siktedypet (S) forholder seg til andre optiske størrelser og vannkvalitetsparametre, og vi har testet for sammenhengen med den vertikale svekningskoeffisienten til nedoverrettet irradians (k), svekningskoeffisienten til en parallell grønn lysstråle (c_g), svekningskoeffisienten til oppløst materiale (c_{gt}), samt parametrene turbiditet (Turb), totalt suspendert materiale (TSM) og klorofyll-a (Kla). En svakhet ved sammenligningene mellom S på den ene side og TSM, Turb og Kla på den andre, er at den førstnevnte påvirkes også av oppløste stoffer (c_{gt}), mens de tre siste bare er forskjellige mål på partikkelinnholdet.

Resultatet av de forskjellige korrelasjonsanalysene er vist under, rangert etter avtagende korrelasjonskoeffisient.

(7.1a)	$S = 2,3/k^{1,05}$	N = 126	$R^2 = 90,9 \%$
(7.1b)	$S = -0,043 + 2,42/k$	N = 126	$R^2 = 90,3 \%$
(7.1c)	$S = 3,2/(Turb^{0,61} Kla^{0,055} c_{gt}^{0,13})$	N = 210	$R^2 = 87,9\%$
(7.1d)	$S = 7,7/(k+c_g)^{0,91}$	N = 41	$R^2 = 87,5 \%$
(7.1e)	$S = 3,4/Turb^{0,68}$	N = 648	$R^2 = 82,1 \%$
(7.1f)	$S = 5,5/c_g^{0,87}$	N = 311	$R^2 = 82,0 \%$
(7.1g)	$S = 5,4/TSM^{0,77}$	N = 719	$R^2 = 73,6 \%$
(7.1h)	$S = 5,8/Kla^{0,45}$	N = 778	$R^2 = 54,7 \%$

Som det fremgår er S best korrelert med k. Siden den vertikale svekningskoeffisienten i første tilnærming er proporsjonal med absorpsjonskoeffisienten for vannmassen og ikke med spredningen (se ligning V1.8, vedlegg 1), så betyr dette at S gir et mål på vannets absorpsjonsegenskaper.

Vi ser av ligning (7.1a-b) og figur 7.1. at S er godt tilnærmet med en lineær funksjon av $1/k$. En annen måte å se dette på er av middelverdien for produktet Sk for de forskjellige områdene, som vist i tabell 7.1. Det fremgår at middelverdiene er forbløffende like, og at standardavvikene bare er på 10-20 % av middelverdien.



Figur 7.1. Sammenhengen mellom siktedypet S og den vertikale svekningskoeffisienten til nedoverrettet irradians k . ($S = 2,3/k^{1,05}$)

Tabell 7.1. Middelerdi (MV) og standardavvik (SA) for produktet Sk , Sc_g og $S(k+c_g)$ for ulike vanntyper. N angir antall observasjoner.

Vanntyper		Sk			Sc_g			$S(k+c_g)$		
Nr.	Navn	MV	SA	N	MV	SA	N	MV	SA	N
1	Skagerrak	2,4	0,42	13	5,9	1,4	22	8,9		1
2	Ytre Oslofjord	2,4	0,47	18	6,2	1,2	142	7,7	1,0	12
3	Grenlandsfjordene	3,3		1	6,4	1,2	13	9,9		1
4	Indre Oslofjord	2,2	0,42	33	6,7	1,7	25	8,5	1,5	11
5	Singlefjorden	2,6	0,30	6	5,7	1,2	41	10	2,3	6
6	Innsjøer	2,5	0,73	48	4,7	0,94	8	7,0	0,84	4
7	Hvaler/Glomma	2,3	0,30	7	5,6	1,3	60	7,9	1,1	7
8	Bottenhavet*									

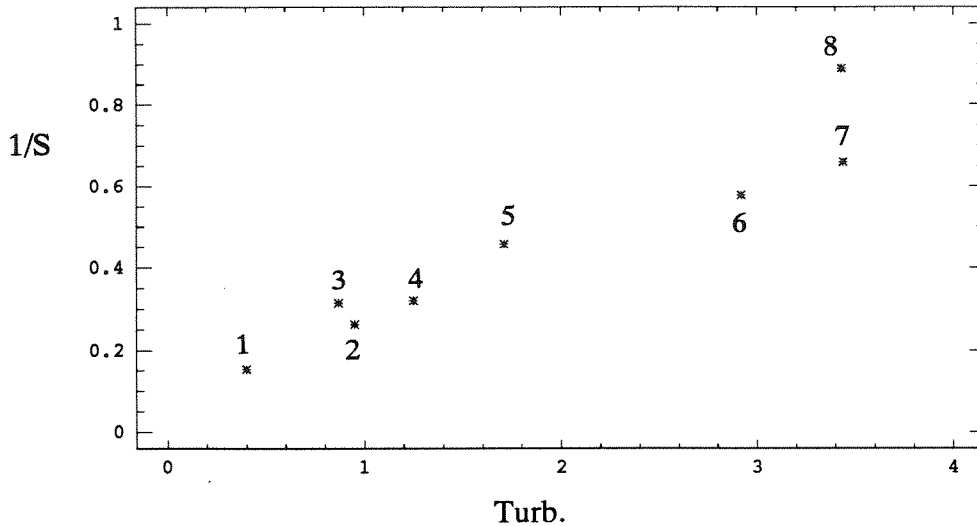
* Ingen observasjoner

Ønsker vi å uttrykke k som en lineær funksjon av $1/S$, gir direkte korrelasjon i de opprinnelige datasettene

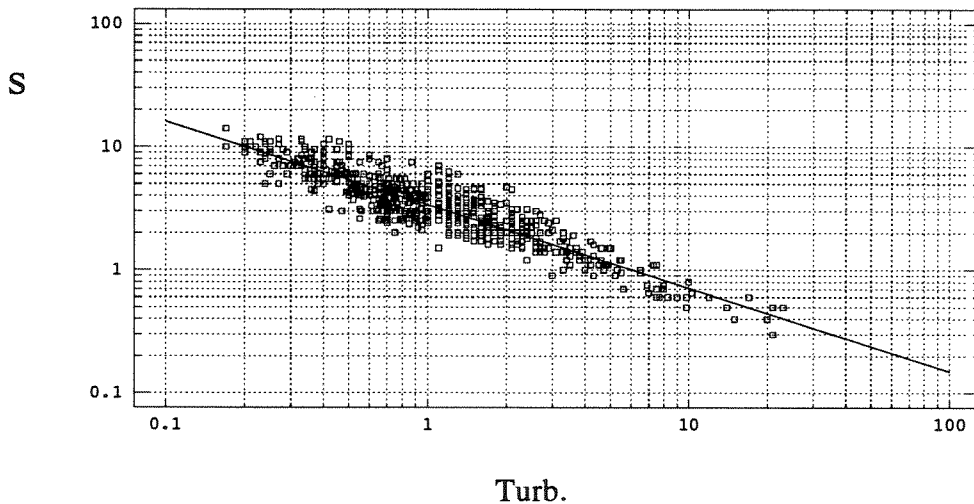
$$(7.2) \quad k = 0,26 + 1,47/S \quad N = 126 \quad R^2 = 88,1 \%$$

Ut fra optisk teori er den radiansen som spres oppover fra sjøen proporsjonal med forholdet mellom spredningskoeffisient og absorpsjonskoeffisient (ligning V1.5-7 i vedlegg 1). Siden $1/S$ gir et mål på absorpsjonskoeffisienten, trenger vi i tillegg en størrelse som beskriver spredningen. Turbiditeten, som er hvitt lys spredt i 90° , gir oss kanskje den tilleggsfaktoren som er med på å bestemme mengden av oppoverspredt lys i vann.

Vanntypene er oppdelt etter stigende verdi av $1/S$ som øker med økende turbiditeten (figur 7.2), men økningen er ikke lineær og avtar med økende turbiditet (ligning 7.1e). Data fra Bottenhavet som er lagt inn i figuren er fra en resipientundersøkelse i Gävlebukten 1979 og 1981 (Lövgren, 1980, 1982), og er ikke tatt samtidig med satellittmålinger. En annen måte å se dette på er å plote alle observasjonene i et log-log-diagram (Fig. 7.3).



Figur 7.2. Sammenhengen mellom midlere inverse siktedyp ($1/S$) og midlere turbiditet ($Turb$) for de ulike vanntypene. Data fra Bottenhavet (type 8) er fra en resipientundersøkelse i Gävlebukten fra 1979 og 1981. Se tabell 7.1 for forklaring.



Figur 7.3. Sammenhengen mellom siktedypet (S) og turbiditeten ($Turb$). ($S = 3,4/Turb^{0,68}$). Data fra Bottenhavet er ikke inkludert i denne figuren.

Den eksponentielle midlere sammenhengen mellom S og $Turb$ er gitt i ligning (7.1e), men den kan også skrives

$$(7.3a) \quad S_{Turb} = 3,4 \text{ Turb}^{0,32}$$

$$(7.3b) \quad 1/S = \text{Turb}^{0,68}/3,4$$

Produktet STurb uttrykker forholdet mellom spredning og absorpsjon, og siden satellittradiansen forventes å være proporsjonal med dette forholdet, så burde altså satellittradiansen bli proporsjonal med STurb.

Middelverdien av STurb for de forskjellige vanntypene er gitt i tabell 7.2. Stort sett øker middelverdien, og dermed sannsynligvis midlere satellittradians, med økende nummer på vanntypene. Et unntak er Bottenhavet (Gävlebukten), Grenlandsfjordene og tildels Singlefjorden (figur 7.2), der turbiditeten er mindre enn det man ville forvente ut fra siktedypet og ligning 7.3b. Det betyr at disse lokalitetene må ha et relativt større innhold av absorberende komponenter som ikke i samme grad kommer til uttrykk i turbiditeten, som f.eks. for Indre- og Ytre Oslofjord. Disse komponentene kan være svært små absorberende partikler som bidrar relativt lite til turbiditeten, partikler med høyt innhold av organisk stoff som har en relativt høy absorpsjon eller oppløste organiske forbindelser (gulstoff).

Verken siktedypet eller turbiditeten er målt ved noen fast bølgelengde, selv om f.eks. turbiditeten er målt med en glødelampe som gir et fast spektrum med "hvitt" lys. Vi antar at mesteparten av signalet til turbiditeten kan komme fra bølgelengder nær 600 nm. Siktedypet vil bli observert i det spektralområdet der transmisjonen er størst i vannet, og dette vil sannsynligvis ligge mellom 500 og 600 nm.

Tabell 7.2. Middelerdi (MV) og standardavvik (SA) for produktene STurb, STSM og SKla for de ulike vanntyper. N angir antall observasjoner.

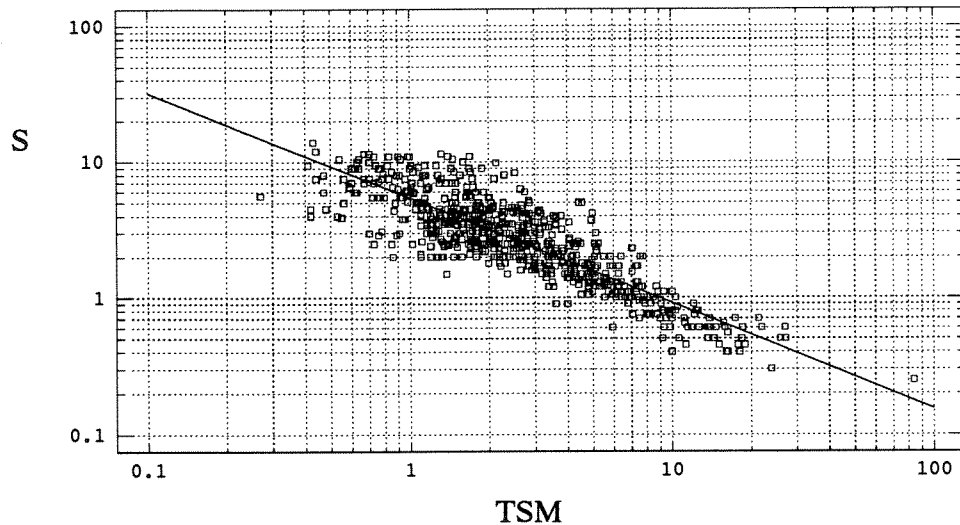
Vanntype		STurb			STSM			SKla		
Nr.	Navn	MV	SA	N	MV	SA	N	MV	SA	N
1	Skagerrak	2,6	0,84	52	8,0	3,8	50	14,0	12,1	53
2	Ytre Oslofjord	3,6	1,4	196	8,4	4,0	183	16,6	17,3	142
3	Grenlandsfjordene	2,9	0,83	53	6,5	2,3	42	12,7	8,1	52
4	Indre Oslofjord	4,0	1,8	60	4,9	2,8	42	29,0	16,6	54
5	Singlefjorden	3,8	1,1	73	7,9	3,6	71	12,6	8,4	64
6	Innsjøer	4,1	1,7	94	6,8	2,2	204	15,4	13,5	529
7	Hvaler/Glomma	4,7	1,6	120	7,3	2,3	115	3,7	3,3	88
8	Bottenhavet	3,6*	1,0*	40*	7,9	1,8	13	12,1	13,7	9

*Data fra IVL

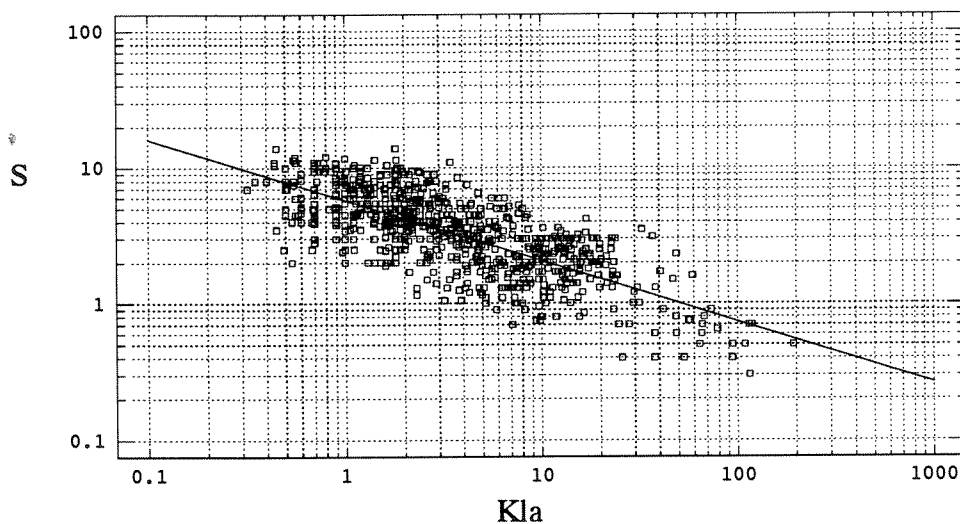
Ut fra resultatene foran synes det da som om det ikke er noen signifikante optiske forskjeller mellom de forskjellige vanntypene i området 500-600 nm, selv om det er forskjeller i middelverdiene. Overgangen mellom vanntypene skjer gradvis, og standardavvikene er så store at alle vanntypene overlapper hverandre i egenskaper. Dette gjør at det for denne delen av spekteret kan oppnås generelle relasjoner som i middel dekker de forskjellige vanntypene (figur 7.1 og 7.3). Svake karakteristiske forskjeller finnes i andre deler av spekteret og dette blir tatt opp i vedlegg 4.

Den likhet i optiske egenskaper som ble observert er på mange måter en fordel, siden den gir muligheter for at empiriske relasjoner mellom satellittradians og en vannkvalitetsparameter som er oppnådd for en vanntype, kan overføres til en annen. Og som vi så av kapittel 4 så kunne enkelte relasjoner mellom vannkvalitetsparametre og satellittradians anvendes på flere vanntyper.

En videre analyse av sammenhengen mellom optiske størrelser og vannkvalitetsparametre er gitt i vedlegg 4. Vi skal her bare påpeke at total suspendert materiale er noe dårligere korrelert (ligning 7.1g) med de optiske egenskapene enn turbiditeten. Dette fremgår tydelig av figur 7.4. som viser S som funksjon av TSM. Klorofyllinnholdet er også svært dårlig korrelert når vi betrakter hele materialet samlet. Figur 7.5. viser sammenhengen mellom S og Kla for noen utvalgte områder som ikke er dominert av erosjonsmateriale (ligning 7.1h). Variasjonen i middelverdiene og standardavviket til produktene STSM og SKla i tabell 7.2. illustrerer det samme. Dessuten bør her nevnes at de oppløste stoffene gir signifikante bidrag til lysabsorpsjonen (jfr. ligning 7.1c og vedlegg 4).



Figur 7.4. Sammenhengen mellom siktedypet (S) og suspendert materiale målt som TSM. ($S = 5,4/TSM^{0,77}$).



Figur 7.5. Sammenhengen mellom siktedyp (S) og klorofyll- a (Kla) for ikke-erosjonspåvirkede lokaliteter som Skagerrak, Indre og Ytre Oslofjord (utenfor sterk Glommapåvirkning), samt innsjøer. ($S = 5,8/Kla^{0,45}$).

8. SAMMENFATTENDE DISKUSJON

8.1. Optiske vanntyper og betydningen for tolkning av fjernmålingsdata

I denne undersøkelsen har vi testet felt- og satellittdata fra 8 sett ulike vanntyper som representerer forurensningspåvirkede innsjøer og sjøvannslokalteter som Glomma og Oslofjorden i Sørøst-Norge og lokaliteter i Mälaren og Bottenhavet (Gävlebukten) i Sverige. De vanntypene som er noe underrepresenterte er sterkt eutrofe innsjøer med mye planktonalger (spesielt blågrønnalge-lokaliteter), samt klare havområder.

Vanntypenes *in situ* optiske egenskapene er testet, og tabell 8.1.1 viser at de resultatene som ble funnet i kapittel 7 og vedlegg 4 er i god overensstemmelse med resultater fra andre områder. Dette er også en bekreftelse på at metodene har vært korrekte.

Tabell 8.1.1. Sammenligning av resultater fra forskjellige områder for produktene mellom siktedypet og svekningskoeffisienten for nedoverrettet irradians (S_k) og svekningskoeffisienten til en grønn lysstråle (S_{c_g}), samt siktedypet og turbiditet ($STurb$).

Referanse	Område/ vanntyper	S_k			S_{c_g}			$STurb$		
		MV	SA	N	MV	SA	N	MV	SA	N
Højerslev (1977)	Islandske farvann				6		46			
Højerslev og Lundgren (1977)	Islandske farvann	2,3	0,6	4						
Aas (1980)	Norske- og Barentshavet	1,7	0,3	28						
Kozlyaninov (1980)	Verdenshavene				7		102			
Pilgrim (1984)	Forskjellige lokaliteter	1,4 - 1,7								
Lathrop og Lillesand (1986)	Lake Michigan							6,6	2	8
	Green Bay							4,2	0,9	13
Bowling og medarb. (1986)	Innsjøer Oligotrofe	2,7	0,8	22				4,5	1,9	19
	i Dystrofe	4,4	1,2	34				2,2	1,7	34
	Tasmania Turbide	2,2	0,3	5				10,3	6,6	5
Bowling (1989)	Australske innsjøer	2,2	0,6	34				5	1,9	34
Mikaelsen og Aas (1990)	Indre Oslofjord	2,7	0,6	11	6	5	6			
Dekker og medarb., (1991)	Nederl. innsjøer Eutrofe	1,7	0,1	7						
Denne undersøkelsen	Vanntype 1 - 7	2,4	0,6	126	6	1,3	311	3,8	1,5	648

På den annen side viser resultatene også at den aksepterte, klassiske teori for siktedypet (vedlegg 2) ikke holder i grumsete fjord- og innsjøvann. Ut fra denne teorien skulle produktet mellom siktedypet og summen av svekningskoeffisienten til nedoverrettet irradians og en horisontal (grønn) lysstråle ($S(k+c_g)$) (jfr. tabell 7.1) vært mer konstant enn produktene mellom siktedypet og de enkelte svekningskoeffisientene (S_k og S_{c_g}). Preisendorfer (1986) har hevdet med styrke at de to siste produktene derfor er mindre egnet til praktisk bruk enn det første. Tabell 7.1. viste likevel at produktet S_k var langt mer konstant enn de to andre. Dette er ikke noe nytt resultat, men er observert tidligere i Oslofjorden (Mikaelsen og Aas, 1990).

Dette avviket er interessant, fordi det sannsynligvis skyldes visse antagelser om irradians-reflektans som synes å være holdbare i relativt klart sjøvann, men ikke i grumset fjord- og ferskvann, og det er den samme reflektansen som bestemmer styrken på satellittradiansen.

Det kan da forventes avvik fra etablert marin-optisk teori også når det gjelder satellitt-observasjon av kystområder. I vedlegg 1 er det vist at dette også er tilfelle.

Den relativt gode korrelasjon mellom S og Turb ($r = 0,91$) viser at variasjonene i S og Turb følger hverandre bra. Dette er i overensstemmelse med en tidligere undersøkelse (Munthe-Kaas, 1967) av siktedypet i Oslofjorden der det ble konkludert at forandringene i siktedypet hang sammen med forandringene i turbiditet.

Med økende innhold av "gulstoff" i en vannmasse forårsakes et skifte av energien for maksimum transmisjon fra blått over til grønt og videre til orange og rødt lys. På den måten forandres vannets farge, og i sammenheng med fjernmåling betyr dette et skifte i maksimum reflektans over mot den røde delen av spekteret. Det er rapportert av Bowling (1989) at i humussjøer med lys-svekning (c_{440}) på 4-5 m^{-1} var maksimum transmisjon forskjøvet helt over mot 680-690 nm. I Norske innsjøer ligger den tilsvarende gjennomsnittlige lyssvekning (omregnet fra fargetall ved 410 nm) på ca. 2,5 m^{-1} (Gjessing, Egil, pers. medd.), og Faafeng og medarb., (1990) fant for 12 lokaliteter i Sørøstnorge i 1989 et fargetall tilsvarende c_{440} på ca. 3,5 m^{-1} . Det er derfor rimelig å tro at også for påvirkede norske innsjøer vil den røde delen av spekteret ofte ha maksimal reflektans. De spektrale forskyvningene er sannsynligvis meget variable selv for de samme områder og vil sannsynligvis være både lokalitets og situasjonsbestemte. Rimmer og medarb., 1987 finner f.eks. ingen forskyvning av maksimum reflektans mot den røde delen av spekteret under en situasjon med lave mengder oppløste stoffer (antatt ut fra saltholdigheter på 33-34 ‰) og høye planteplanktonmengder, mens fra en annen undersøkelse fra det samme området har derimot Collins og Patteriacchi (1984) beskrevet et slik spektralskifte.

Av alle de undersøkte vanntypene fant vi at andelen av lyssvekning i den grønne delen av spekteret forårsaket av oppløst stoff, utgjorde i gjennomsnitt opp mot 30 - 40 % av total-svekningen. Det kan da anslås at andelen i den blå delen av spekteret blir vesentlig større. I våre tester ble det da også observert at de grønne og røde delene av spekteret som oftest ga de beste korrelasjoner med vannkvalitetsparametere som siktedyp, turbiditet og suspendert materiale.

8.2. Vannkvalitetsbestemmelse fra satellittdata

For å kunne sammenligne satellittdata fra ulike områder og ulike tidspunkter både innbyrdes og mot vannkvalitetsparametere er det viktig å få normert dataene på en eller annen måte. Man ønsker naturligvis om mulig å kunne måle og sammenligne vanndata uten å ha behov for felldata. Generelt må man kompensere for følgende effekter:

1. Innstråling utenfor atmosfæren.
2. Observasjonsgometri.
3. Atmosfæriske forhold.
4. Topografiske forhold.

Av disse effekter kan vi se bort fra topografien når det er vannmiljøet vi ønsker å undersøke og konstatere at de atmosfæriske forholdene betyr mest. Vi kan også normere innstrålingen utenfor atmosfæren med relativt enkle modeller, og vi behøver kanskje ikke alltid gjøre noen korrigering pga. den relativt beskjedne påvirkning disse størrelsene har. En gjennomgang av ulike teknikker har blitt gjort av Teillet (1986) basert hovedsakelig på erfaringer ved Canada

Remote Sensing Senter. For all korrigerer er det best om vi kunne gå ut fra radianser i en eller annen form, f.eks. spektralradians, men vi tvinges i mange tilfeller å gjøre et antall målinger i felt for å være sikre på å kunne sammenligne med andre situasjoner.

En forutsetning for bruk av spektralradians er at dataene fra satellittsensorene er korrekt produserte. Vi har i den forbindelse testet kalibreringskonstantene som er foreslått av Epema (1990) for beregning av spektralradians med Landsats TM-sensor. Vi fant for enkelte av TM-sensorene 10-20% høyere verdier enn for samtidige målinger av satellittradiansen fra Landsats MSS-, SPOTs XS-sensor og radiansmålinger foretatt ved vannoverflaten. Dette peker i retning av at vi kunne ha noe for høy satellittradians fra enkelte av TM-sensorene, men ettersom de testede sensorene avviker noe fra hverandre i optisk karakteristikk og også i observasjonstid (f.eks mellom Landsat og SPOT), må man forvente visse forskjeller i målt radians mellom de forskjellige sensorene. TM3-sensorene ga god samband med både MSS2 og XS2, mens TM2 hadde noe for store avvik sammenlignet med MSS1 og XS1. I og med at en av kanalene (TM2) viser avvik og TM3 synes å gi riktige verdier kan vi ikke dra noen klare konklusjoner om at de benyttede kalibreringer for TM-sensoren er feil. Derfor er spektralradiansdata basert på disse omregningskonstantene benyttet i de videre tester og undersøkelser som er foretatt her.

Atmosfærens bidrag til signalet som registreres av satellitten er meget stort, og i de sammenhenger der man ikke har noen feltdata for korreksjon blir dette et viktig forhold som må tas hensyn til. Det finnes mange ulike metoder for å korrigere for ulikheter i atmosfæren. Moran og medarb. (1991) har testet flere ulike metoder for atmosfærekorreksjon, deriblant de enkleste teknikker som Ahern og medarb. presenterte allerede i 1977. Moran konstaterer at metoden med å anvende "darkest object" som korrigeringsbasis ikke var særskilt vellykket i deres tester. Derimot når man kompletterer med en enkel atmosfæremodell basert på lokale målinger av optisk tetthet skulle man oppnå det samme som med mye mer arbeidskrevende og kompliserte metoder. Chavez (1988) og Lathrope (1992) har f.eks. beskrevet og benyttet "darkest object"-metoder for en 1. ordens korreksjon av atmosfærisk tilbakespredning til satellittsensoren. En modell for atmosfærekorreksjon basert utelukkende på billedata er foreslått av Munday og Alföldi (1979) og som går ut fra kromatisitetstransformasjonen.

Som vist i vedlegg 5 er det mulig å bestemme atmosfærebidraget ut fra målinger av sjø-radiansen, forutsatt at atmosfæren er konstant over det tidsrommet man måler. Kanskje er det også mulig å utvikle en metode slik at atmosfærebidraget og atmosfærens svekning av sjø-radiansen lar seg anslå ved å måle den direkte irradiansen fra sola ved havoverflaten og sammenligne med teoretisk irradians utenfor atmosfæren. Fordelen med en slik metode ville være at man er uavhengig av feltmålinger, men dessverre får man uansett problemer med inhomogeniteter i atmosfæren.

Et stort antall satellittscener er blitt analysert for å teste empiriske sammenhenger mellom satellittradians og vannkvalitetsparametre. For siktedypet fås best korrelasjon med en invers relasjon i den røde og grønne delen av spekteret. For de enkelte tokt hvor dette er testet oppnås høye korrelasjoner ($r = 0.89-0.97$). At den røde og grønne delen av spekteret gir best resultat kan skyldes at oppløste stoffer som virker spesielt sterkt i den blå delen, bryter ned korrelasjonen her. Men det kan også skyldes at korreksjonen for atmosfærebidragene til satellittsignalet som er sterkere i den blå delen enn i rødt og nære infrarødt får stor betydning. Siktedypet blir observert i grønt eller brunt vann, og det betyr at endringer i den blå delen av spekteret vil ha liten innvirkning på S. Lathrope (1992) hevder at siktedypet integrerer effektene (absorpsjon og spredning) til suspendert materiale, planktonalger og oppløst

materiale. Siktedypet kan derfor være den vannkvalitetsparameter som faktisk egner seg best for bestemmelse fra satellittradiansdata.

I mangel på målinger av atmosfæresvekningen har man valgt å teste om bruken av et begrenset antall (1-2) *in situ* observasjoner av siktedypet er tilstrekkelig for å justere ulikhetene i de atmosfæriske forholdene, og derigjennom på en enkel måte kombinere et begrenset felddatamateriale med satellittdata. En midlere empirisk sammenheng mellom det inverse siktedypet og den midlere reflektans av TM2 og TM3 er bestemt på fem situasjoner i årstidsperioden mai-september. Vi fant tilnærmet lineære sammenhenger med omtrent den samme helningskoeffisient for alle de testede situasjonene fra Sørøst-norge. Den observerte forskjell i sjøradians ved de forskjellige situasjonene har vi tolket som ulikheter i atmosfæren. Denne relasjonen kan så kombineres med et fåtall feltmålinger av siktedypet for å justere effektene av de situasjonsbestemte atmosfæriske forholdene.

Siden siktedypet (S) er godt korrelert med turbiditet (Turb) (kap. 7), er det rimelig å vente en like god korrelasjon mellom R(sat) og Turb som mellom R(sat) og S. Dette viser seg også å være tilfelle (kap. 4). For turbiditet ble bare TM3-kanalen brukt, siden effekten av oppløste stoffer er mindre her enn for TM1 og TM2. Vi oppnår høye korrelasjoner ($r = 0.89-0.99$) med en enkel lineær relasjon for det testede konsentrasjonsintervallet (0 - 17 FTU). Vi kan både for siktedyp og turbiditet etablere generelle empiriske sammenhenger, som med et fåtall felldata justeres til de lokale forhold. På grunn av at lokalitetene i Gävlebukten og Mälaren var mer påvirket av organisk materiale kan vi ikke benytte de samme formler her.

Det er tendenser til ikke-lineære forhold på enkelte datasett, men for å avklare dette kreves et større feltmateriale. Det er av andre vist i laboratoriet at f.eks. leirpartikler følger en lineær sammenheng med reflektans i en røde delen av spekteret over store konsentrasjonsintervaller (Chen og medarb., 1992), og Cheshire og medarb., (1985) har testet radians fra TM-sensoren mot Turb og funnet lineære relasjoner med kombinasjoner av TM3 og TM4. Det er derfor å anta at det heller er andre faktorer som f.eks. at oppløste stoffer og planktonalger modifierer signalet fra det suspenderte materiale og at man på den måten får tilfeldige logaritmiske samband. Sathyendranath og medarb., (1989) antar at man i veldig turbide vann vil ha et "bæresignal" forårsaket av ikke-klorofyllholdige partikler og at plankton og oppløste stoffer bare i mindre grad vil modifisere dette. Skal vi gjøre en riktig studie av linearitet eller ikke må vi bl.a. ta hensyn til hvordan vannprøver er tatt for å vurdere om de representerer de dyp hvor hoveddelen av satellittradiansen kommer fra (jfr. senere i diskusjonen). Av slike grunner har vi derfor valgt å benytte de enklere lineære samband mellom satellittradians og turbiditet.

Resultatene viser også at produktene $STurb$ og Sc_g bidrar lite til korrelasjonen med satellitt-signalet. Dette tyder på at teoretiske og empiriske relasjoner som er oppnådd for klart havvann, ikke gjelder i mer grumset vann. Som antydnet i vedlegg 2 virker det som om reflektansen R eller forholdet R/P, der 1/P er den del av oppoverrettet irradians som gir radians rett oppover, avhenger av andre faktorer enn de som er observert i klart havvann. Beregninger har vist at organiske partikler vil gi helt andre tilbakespredninger enn uorganiske partikler (Stavn og Weidemann, 1989).

Tilsvarende analyse er foretatt for totalt suspendert materiale (TSM) for å se om det fantes en tilsvarende sammenheng mellom TSM og satellittradiansen som for S og Turb. Den enkelte situasjon fulgte lineære sammenhenger og var som regel best korrelert med reflektansen i den grønne og røde delen av spekteret slik som turbiditeten. Slike lineære samband for TSM og spektralområder for maksimal reflektans er beskrevet av flere både for satellittdata (Moll,

1988), flybårne data (Rimmer og medarb., 1987, Marees og medarb., 1989) og med feltradians-målinger. Lindell og medarb., (1986) fant at selv for kromatisitetstransformerte satellittdata og suspendert materiale i moderate konsentrasjoner (< 15 mg/l) kunne man i praksis benytte lineære samband.

Når vi for TSM sammenlignet flere situasjoner fant vi derimot mye større variasjon i de forskjellige helningskoeffisientene enn vi gjorde for turbiditet og siktedyp. Denne større variasjon mellom satellittradians og TSM kan skyldes at TSM i større grad innflueres av organiske partikler (detritus og plankton) som er med på å skape mer variable optiske egenskaper. Vi kan derfor ikke benytte den samme enkle korreksjon av konstantleddet i relasjonen med 1-2 målepunkter som vi kan gjøre for siktedyp og turbiditet.

Vanligvis er ikke korrelasjonene så veldig forskjellige for TM2 eller TM3, så ut fra bare en slik enkel analyse vil det ikke bety så mye hvilken kanal vi valgte. Men i mer generelt anvend-bare sammenhenger hvor man arbeider i både innsjøer og kystvann er det viktig å trekke inn andre forhold i valg av kanal. Blant annet at i den røde delen vil dyppenetreringen være mindre variabel fordi også vannets egenabsorpsjon begynner å gjøre seg sterkt gjeldene, og av samme grunn får man mindre påvirkning fra bunnrefleksjon. Howard-Williams og Vincent (1985) fant minst variasjon i 1% lysdyp for rødt lys for et bredt spekter av innsjøer både oligotrofe, eutrofe, turbide og humuspåvirkede.

En annet forhold som vil ha betydning for de spektrale ulikheter vi observere er partikkeltype og -størrelsen (Rimmer og medarb., 1987, Lathrope, 1992), pga. ulik geologisk (og biologisk) opprinnelse til partiklene. Weidemann og Bannister (1986) beskriver også at blågrønnalger med gassvakuoler har relativt sett høyere turbiditet enn andre alger, og at dette sterkt kan påvirke tilbakespredningen fra innsjøer med stort og variabelt innslag av denne type alger. Lindell (1981) beskriver også et problem med blågrønnalgen *Oscillatoria redekei* at radians-signalet (oppfattet med MSS-sensoren) var generelt lavt. Et annet viktig forhold med blågrønnalgene er at de kan opptre i store overflatekonsentrasjoner (jfr. figur 6.1) som i større grad vil påvirke de infrarøde kanaler enn de røde og grønne pga. ulik dyppenetrering. De infrarøde kanaler detekterer i hovedsak overflatesjiktet.

For bestemmelse av klorofyll-a har man tidligere med CZCS-sensoren i Nimbus-satellitten i oseanisk vann brukt algoritmer basert på spektralforhold i den blågrønne delen av spekteret. Her er det absorpsjon og spredningsegenskapene hos planktonalgene omkring 440 - 550 nm som er viktig. I og med at gulstoff-absorpsjonen, som også er stor i denne delen av spekteret, vanskelig kan skilles fra klorofyll-a absorpsjonen (med de sensorene som var tilgjengelige) måtte man forutsette at denne effekten var neglisjerbar eller kovarierte med klorofyll-a konsentrasjonen. Hvis ikke ville man overestimere eller underestimere bestemmelsen av klorofyll-a (Carder og medarb., 1989). I de undersøke vanntyper fant vi som ventet ingen god korrelasjon mellom hverken partikler eller alger og oppløste stoffer, slik at de oppløste stoffene vil måtte få stor betydning hvis man skulle benytte slike beregningsalgoritmer i kystfarvann og innsjøer.

Disse beregningsalgoritmer er også følsomme for sedimentkonsentrasjonen (Tassan, 1981), hvilket ikke betyr noe i de oseaniske vannmasser, men som får store konsekvenser i kystvann og innsjøer fordi uorganiske partikler og organisk detritus vil være tilstede i store mengder. I de testede vanntypene finner vi til tider høye konsentrasjoner og stor variasjon i suspendert materiale som ikke er knyttet til planktonalger. For fremtidige satellitter, som man ønsker å benytte for bestemmelse av klorofyll-a, må man nøye studere betydningen av de ulike optiske

komponentene på det signalet som forlater vannoverflaten og som oppfattes av en fjernmålingssensor.

En annen feilkilde som er observert (Balch og Haxo, 1984) ved bruk av beregningsalgoritmer fra den blågrønne delen av spekteret er at f.eks. den heterotrofe dinoflagellaten *Noctiluca miliaris* har absorberende egenskaper (hovedsakelig fra karotenoider) som gjør at den ikke kan skilles fra vanlige klorofyll-a inneholdende alger. Denne ville for fjernmålingssensoren mistolkes som en klorofyllholdig alge og for høye klorofyll-a konsentrasjoner beregnes. Også for plankton med klorofyll-a er det rapportert feil i beregningene fra CZCS-sensoren når oppblomstringer med coccolithophorider og dinoflagellater forekommer (Balch og medarb., 1989). Så selv i områder hvor disse beregningsformlene skulle fungere så forekommer altså mulighetene for mistolknings- og feilberegninger.

Testene for sammenhengen mellom klorofyll-a og satellittradians viser at kombinasjoner av enkeltkanaler og kanalforhold, og spesielt kombinasjonen TM4 og TM1 ga gode tilpasninger for den enkelte situasjon. Men noen generelle uttrykk som entydig kan relateres til klorofyll-a innholdet ble ikke funnet. For klorofyll-a må man altså basere seg på et større antall observasjoner (kalibreringsdata) for å kunne si noe kvantitativt om klorofyll-a nivået ved en gitt situasjon. Vi finner også ofte gode lineære samband med de enkelte TM-kanaler, men dette skyldes at klorofyll-a er korrelert med partikkelmengden og det er egentlig denne man da måler. Bruk av slike enkle formler for klorofyll-a krever derfor en nøye vurdering av de enkelte situasjoner og en analyse av sannsynligheten for at den enkelte lokalitet skal ha de verdier man beregner.

En korrelasjonsanalyse av de fire TM-kanalene, i synlig og nære infrarødt, for det samlede materialet viser at alle er sterkt korrelert ($r > 0.8$). Det samme er naturlig nok observert for MSS (Lindell, 1980) i og med at disse har en enda dårligere spektral oppløsning. Dette begrenser mulighetene for at bestemte kanalkombinasjoner skal gi entydige holde-punkter for beregning av slike vanskelige vannkvalitetsparametere som klorofyll-a. Tester på ulike forholdstall viste at forholdet mellom den nære infrarøde TM4- og den røde TM3-kanalen skilte best mellom innsjø-lokaliteter og Glommavannet. Dette kan tolkes som at for vanntyper med høyere innhold av organisk materiale er refleksjonen i infrarødt relativt større enn for vanntyper dominert av uorganiske partikler. Det bør derfor være mulig å foreta en grov klassifisering av en vanntype om den er sterkt partikkelpåvirket eller om det foreligger en situasjon med nye planktonalger. Spesielt svenske lokaliteter fra Mälaren og Gävlebukten viser dette. Det var nærliggende å tolke dette som et resultat av planktonalger og derigjennom klorofyll-a, men pga. manglende felldata fra disse områdene kunne dette ikke bli bekreftet. Dekker og medarb., (1991) har derimot presentert reflektansspektre målt ved overflaten fra endel sterkt eutrofe innsjøer ($K_{la} = 60 - 90 \mu\text{g/l}$) som viser økende refleksjon i det nære infrarøde området, og når vi vet at TM3-kanalen inkluderer absorpsjons-toppen til klorofyll-a i den røde delen av spekteret kan dette være en mulig forklaring. Vi vet derimot ikke om IR-refleksjonen er et resultat av klorofyllet som sådant eller om det skyldes et generelt høyere innhold av organisk materiale. Ved ekstremt høye klorofyll-a innhold, som eksempelvis ved blågrønnalge-oppblomstringer i Ringsjøen (Sverige) har man fått veldig høye radiansverdier i TM4. Dette mistenkes å kunne skyldes kraftige overflateoppblomstringer.

Sammenhengen mellom temperatur og signalet fra Landsat-5s termiske kanal (TM6) ble testet og det ble funnet en lineær sammenheng mellom TM6 digitalverdier og observert temperatur. Usikkerheten i denne beregningsformlen uten å benytte lokale observasjoner av

temperaturen er ca. $\pm 2,5^{\circ}\text{C}$. Benytter vi i tillegg til den denne formelen 1-2 målepunkter for den gitte situasjon, og på den måten for en korreksjon for de lokale variasjoner pga. atmosfære etc., kan vi bestemme temperaturen med en nøyaktighet på $\pm 1^{\circ}\text{C}$. Lathrope og Lillesand (1986) fant omtrent det samme lineære sammenhengene i sine studier.

8.3. Satellittdata for overvåkingsformål

Når man arbeider med satellittdata i tilknytning til innsjøer er det observert til tider en del randeffekter som man ikke alltid kan forklare fra det foreliggende materialet. En analyse av noen av effektene som bunn, vegetasjon, blandingspikslers, skygge og filtrering av data er blitt foretatt. Den generelle konklusjonen man kan dra av sammenligningen av flybilder og analyse av et antall snitt gjennom grensesoner land/vann i satellittdataene, er at det strandnære området, i tillegg til at man har vannvegetasjon, ofte har mer turbid vann enn i innsjøens sentrale deler. Den høyere turbiditet er betinget av resuspensjon pga. bølgevirkning på bunn og erosjon av strand. Normalt bør ikke vegetasjon skape store problemer i tolkningen forutsatt at landmaske er lagt på riktig nivå, slik at f.eks. tørrlagte områder (grunner) er fjernet da dette kan gi problemer (jfr. kap. 6.).

Rundt halvparten av det tilbakespredte lyset kommer fra den øverste 1/10 av siktedypet, eller vi kan si at over 97% av signalet kommer fra den øverste halvparten av siktedypet. Disse beregningene gjelder i Oslofjorden for grønt lys, men for blått, rødt og hvitt lys blir det øverste sjiktet enda viktigere, dvs. de større dyp bidrar relativt sett mindre. Spesielt i innsjøer med mye suspendert materiale er det å forvente at det røde lyset vil trenge lengst ned i vannet. I den infrarøde delen av spekteret som f.eks. for TM4-kanal er vannets egensvekning så stor at bare de øverste centimeterne virker inn på det tilbakespredte signalet. Vi kan anta at hvis bunnen ligger på et større dyp enn siktedypet vil vi ikke få refleksjon av lys som oppfattes av satellitten, og derved skaper tilsynelatende høyere radiansverdier fra vannet. Det forholdet at de ulike TM-kanaler får tilbakespredt lys fra ulike dyp er et problem når man benytter forholdstall mellom kanalene i ulike beregningsalgoritmer, fordi denne verdien vil inneholde informasjon fra ulike dyp. Teoretisk sett burde vi derfor ta vannprøver fra flere lag for å gjøre en korrekt sammenligning.

De "infrarøde" kanalene TM4 og TM5 skiller godt mellom vann og land og benyttes ofte for å lage landmaske når man skal presentere data fra vannoverflaten, dvs. at all informasjon om landområder fjernes og farges svart eller hvit på kartene ved bearbeiding. De infrarøde kanalene kan også "legges tilbake" i bildet for å få frem nyttig informasjon om landområdene (tettsteder, dyrket mark) omkring vannforekomstene. Spesielt i forbindelse med landbruks-erosjon kan dette være nyttig. Normalt bør man anvende TM4 for landmasking da høy fuktighet i jordmonnet gir større absorpsjon i TM5 enn TM4. Ved landmaskingen av en innsjø bestemmer vi interaktivt at land er større enn et visst digitalt nivå. Ved denne subjektive interaktive tersklingen integrerer øyet over hele bildet (på dataskjermen) og gir et middeltall for maskingen. På begge sider av dette middeltall finnes en "gråson" hvor man ikke med sikkerhet kan si om pikslene hører hjemme i vann eller på land. Man bør bruke dette middeltallet for hele bildet, ettersom statistisk sett bør områdene på begge sider utjevne dette. Vi må her forutsette at atmosfæren er noenlunde homogen over bildet.

Sammenligning av planimetrerte arealer fra kart og målte arealer fra landmaskede satellitt-bilder (Landsat-5 TM) ga gjennomgående lavere arealer for satellittopptaket. Avvikene

skyldes sannsynligvis at satellittdataene "tolker" grunner og/eller vegetasjon som land. Dette forklarer sannsynligvis den systematiske lavere vannarealet som man får fra satellittbildene. Ved å sammenligne satellittdata med et kart kan vi få en indikasjon på større områder med vegetasjon og/eller tørrlegging.

Tilsvarende tester har man gjort på svenske data (Lindell, 1985), hvor man har studert et antall sjøer med bratte strender for å få klare avgrensninger og små avvik pga. årstidsforskjeller. Nesten alle svenske innsjøkart baseres på flybilder tatt på våren, som fører til en overestimert areal (selv om man "formelt" korrigerer data). I Norge er de fleste flybilder som benyttes som grunnlag for kart tatt noe senere (juni-august) så denne effekten er kanskje ikke så stor i Norge. Det er også interessant å konstatere at forskjellene mellom vår og høst i estimert areal er meget store, opp mot 40 % i Småland-Uppland (Sverige) og med et middel-avvik på 25 % for hele Landsat-scener. På bakgrunn av dette vil alltid satellittdata være riktigere enn planimetrerte kart på det gitte tidspunktet for satellittopptaket, bortsett fra små tjern og dammer der unøyaktigheten blir stor pga. satellittens begrensede geografiske oppløsning. Den manuelle og mekaniske planimetreringsmetoden er heller ikke særlig nøyaktig. Satellitt-dataene som ble benyttet for de norske lokalitetene er ikke presisjonskorrigererte, men det synes som om de systemkorrigererte satellittdata er nøyaktige nok for disse formål, sett på bakgrunn av de øvrige usikkerheter som varierende areal gjennom året pga. f.eks. ulik vannstand.

Beregninger fra satellittdata kan dessuten gi morfometriske data som innsjøens strandlengde, som ikke den vanlige manuelle planimetreringsteknikken gir. Man kan sammenligne strandlengder mellom ulike situasjoner, og vi fant f.eks. ved sammenligning av to situasjoner differanser på enkelte lokaliteter med 20-40 % pga. tørrlegging og vegetasjon. På de fleste var avvikene < 5-6 %. En sammenligning gjort for innsjøen Erken (Lindell, 1985) viste at såvel presisjonskorrigererte MSS som helt ukorrigererte TM-data ga et nøyaktigere mål på strandlengden enn manuell digitalisering. Lindell viste at middelfeil ved sammenligning av et topografisk kart med satellittbilde var ca. 5 % varierende mellom -12 % til +14 %. En tilsvarende sammenligning av arealer ga en middelfeil på ca. 3 % varierende mellom -6,0 % til +17,6 %. Et spesielt system for beregning av morfometriske data er forøvrig utviklet i Sverige på EBBA-I systemet (Lindell, 1983, 1985). Slike satellittdata gjør det mulig å estimere landbruks- og tettbygde arealer i områder i verden med dårlig kartgrunnlag (jfr. f.eks. figur 5.2.1 og 5.2.2).

Vi har sett at for parametere som siktedyp, turbiditet og temperatur kan vi med enkle kombinasjoner med feltdata få en hensiktsmessig overvåking over store områder. Når det gjelder suspendert materiale og klorofyll-*a* krever dette flere feltdata og en nøyere vurdering av den enkelte situasjon for at man skal kunne beregne riktige verdier. Bildematerialet som er tatt frem som eksempler i denne rapporten viser at slike data gir nyttig informasjon om et stort antall innsjøer og kystlokaliteter med en begrenset ressursinnsats, og at slike data gir en oversikt som ikke er mulig å få på andre måter. En evaluering av potensielle anvendelsesområder for både innsjøer og kystområder er gitt tidligere i Sørensen og medarb., (1991), som konkluderer med at slike data bør integreres i de rutinemessige regionale overvåkingsprogrammer for å få enda bedre informasjon og eutrofi og erosjonsutsatte lokaliteter. Denne undersøkelsen bekrefter at god kvantitativ informasjon av enkelte vannparametere kan bestemmes fra satellitt.

Skal vi benytte satellittdata for regionale studier (jfr. kap. 5) av erosjon og trofinivå er det viktig å analysere de enkelte situasjoner nøye og ta i bruk all den kunnskap man har om de

vannsystemene man studerer. Under spesielle situasjoner med isløsning i innsjøer og vassdrag er f.eks. kombinasjoner mellom termiske og optiske satellittdata å foretrekke. Her har derfor TM-sensoren hos Landsat en fordel med sin termiske kanal som mangler hos MSS og SPOT's XS-sensor. Informasjon om isgang og islegging i et stort antall innsjøer kan kartlegges via satellittdata, og dette kan være interessant for visse formål, bl.a. i forbindelse med studier av klima, produksjonssesongens lengde o.l.. Imidlertid krever dette et stort antall scener i et lite tidsintervall og dette kan bli vanskelig med disse optiske satellittdataene. Her vil radar-sensorer i ERS-1 satellitten være vesentlig bedre, fordi de er uavhengig av skydekket. Den termiske TM-sensoren har en dårligere geometrisk oppløsning som gjør den mindre egnet i innsjøer enn i kystfarvann. For de optiske kanalene hos TM-sensoren kan vi kvantitativt bestemme konsentrasjoner i vannet for innsjøer ned mot 0,1 km². Dette forutsetter at det ikke er vannvegetasjon i de sentrale deler av innsjøen og at bunndypet er større enn siktedypet. Innsjøens bredde må for dette formålet ikke være mindre enn ca. 200 m, men resultatene viste også at detaljer i satellittbildene ned mot ca. 100x100 m gjengis korrekt.

Vi så av eksemplene (kap. 5.2.1) fra Vansjø og Glomma-området hvordan erosjonsutsatte (landbruk) lokaliteter som f.eks. Sæbyvatnet, Bjørnerødvatnet, Skinnerflo og deler av Glomma til tider får høy satellittradians på grunn av partikkelpåvirkning. Spesielt Skinnerflo i Glommavassdraget og Bjørnerødvatnet i Hobølvassdraget skiller seg ut med høye partikkelmengder i alle de analyserte bildene. Slike data kan vi uttrykke kvantitativt i form av bilder eller annen ekstrahert informasjon (tabeller, diagrammer). Hvis man helt mangler felldata (målinger), men f.eks. har informasjon at en lokalitet innen bildet er relativt klart mhp. både partikler og oppløste stoffer (siktedyp >5-6 meter) kan vi normere dataene relativt til denne lokaliteten. Vi kan da foreta en innbyrdes sammenligning av innsjøer og vassdrag over et større område, forutsatt at de atmosfæriske forhold ikke varierer mye over bildet. For å foreta en kontroll eller justering av satellittdataene slik at disse data blir kvantitativt riktige, er det forøvrig ikke vanskelig å få tilstrekkelig med felldata fra enten regionale undersøkelser eller fra lokale feltprogrammer, i regi av f.eks. kommune eller fylke. Dette illustrerer også nytteverdien av denne type data sett i samband med den lokale vannovervåking som foregår. Satellittdataene vil faktisk være med på å samordne og styre prøvetagning på en gunstig måte, slik at vi får ut mer informasjon om f.eks. store vassdrag som Glomma og Haldensvassdraget.

Resultatene og eksemplene fra bruk av satellittdata for biomasseparametere for planktonalger og spesielt klorofyll-a viste at dette måtte baseres på en kalibrering av de ulike situasjoner med felldata og helst kunnskaper om innsjøtypene i regionen. Men når dette er mulig kan klorofyll-a bestemmes grovt med en nøyaktighet på ca. 10 µg/l fra ca. 10 µg/l til 100 µg/l. Vurdert ut fra grenseverdiene i SFTs vannkvalitetskriterier vil dette si tilstandsklasse III og IV, dvs. mesotrofe og eutrofe innsjøer. Parametere som siktedyp og totalt suspendert materiale kan brukes som et mål for planktonmengden under gitte situasjoner. Hvis vi vurderer siktedypets nøyaktighet ut fra de samme kriterier som over, vil denne kunne skille innsjøer i tilstandsklasse II, III og IV.

En del av bildene i denne rapporten er basert på satellittdata fra Thematic Mapper (TM) sensoren som først er bearbeidet på et bildebehandlingsanlegg og deretter konvertert til bl.a. Windows-baserte programmer. Dette forenkler bruken betraktelig i forhold til tidligere og vi har på den måten senket brukerterskelen for denne type data. Vi kan enklere tilrettelegge data for presentasjon og integrasjon med annen type informasjon. Kostnadene forbundet med bruk av slike satellittdata for denne type formål innvolverer data-kostnader, bearbeiding og presentasjon. Kostnadene for data varierer med hvor store scener (områder) vi ønsker å dekke, antall scener og hvilke sensorer og antall kanaler vi trenger. Hvis vi foretar et

regneeksempel med TM-sensoren som forøvrig er den dyreste og tar med alle kanaler, så koster en "kvartscene" som dekker 90x90 km (8100 km²) ca. kr. 20.000,-. Dette tilsvarer arealet som er dekket av satellittbildet i f.eks. figur 4.2.2.4, som vil gi en datakostnad pr. km² på ca. kr. 2,50.

Det er kostnadene pr. satellittscene for det enkelte overvåkingsprosjekt som man vanligvis fokuserer på og isolert sett er dette en forholdsvis stor kostnad, men man må se dette i relasjon til den store datamengden og informasjon man får. Idag er problemet bl.a. å lære seg å nyttegjøre all informasjonen og omsette dette til relevant miljøinformasjon. Hvis vi f. eks. innenfor et areal som nevnt over tar et lavt anslag på antall innsjøer vi kunne overvåke på ca. 25 og i tillegg har ca. 25 marine stasjoner (tilsvarer det som f. eks. brukes av stasjoner i Ytre Oslofjord og Hvaler i det Statlige program for forurensningsovervåking) får vi ca. 50 målepunkter (stasjoner). Tar vi med kostnadene for bearbeiding, hvor vi kombinerer satellitt-dataene med felldata og tar ut detaljinformasjon om de enkelte innsjøer og presenterer dette i diagram-, tabell- eller bildeform, vil kostnadene pr. målepunkt ligge på ca. kr 500,-. Dette er en liten kostnad relativt til hva det ville koste å fremskaffe tilsvarende opplysninger med tradisjonelle metoder. I dette har vi ikke vurdert bruken av de samme dataene for landformål (f.eks. høstpløying, se Grønlund og Solberg, 1991), som vil være viktig i studier av erosjon. Dette vil ytterligere redusere kostnadene for en samlet overvåking og kartlegging over land og vann innen en region.

9. LITTERATUR

- Aas, E., 1976. The vertical attenuation coefficient of submarine irradiance. Inst. Rep. Ser., Inst. geofysikk, Univ. Oslo, 19.
- Aas, E., 1980. Relations between total quanta, blue irradiance and Secchi disk observations in the Norwegian and Barents Seas. In: Studies in phys. oceanogr. Papers dedicated to prof. N.G. Jerlov. Rep. Inst. Phys. Oceangr., Univ. Copenhagen, 42: 11-27.
- Aas, E., 1987. Two-stream irradiance model for deep waters. Appl. Opt., 26: 2095-2101.
- Aas, E., Andresen, T., Løyning, T., og Sjørgård, T., 1989. Eutrofisituasjonen i Ytre Oslofjord. Delprosjekt 3.7.b. Optiske observasjoner - Overflatevannets kvalitet sett ut fra observasjoner i overflatelaget. Rapport 388/90 i Statlig program for forurensningsovervåking. Universitetet i Oslo. ISBN 82-577-1644-8.
- Ahern, F.J., et al., 1977. Use of clear lakes as standard reflectors for atmospheric measurements. Proceedings 11th Int. Symp. on Rem. Sens of Environ. Ann Arbor, MI 731-755.
- Andresen, T., 1991. Anvendelse av fargeindeksmeteret i Oslofjorden. Hovedfagsoppgave, Inst. geofysikk, Univ. Oslo.
- Balch, W.M., and Haxo, F.T., 1984. Spectral properties of *Noctiluca miliaris* Suriray, a heterotrophic dinoflagellate. J. Plankt. Res. Vol. 6 (3).
- Balch, W.M., Eppley, R.W., Abbott, M.R. and Reid, F.M.H., 1989. Bias in Satellite-derived pigment measurements due to coccolithophores and dinoflagelates. J. Plankt. Res. 11(3).
- Bowling, L.C., Steane, M.S., Tyler, P.A., 1986. The spectral distribution and attenuation of underwater irradiance in Tasmanian inland waters. Freshw. Biology 16 (313-335).
- Bowling, L.C., 1989. The optical properties and phytoplankton of lentic freshwater from north-eastern New South Wales, Australia. Arch. Hydrobiol. 116 (3).
- Bukata, R.P., Jerome, J.H. and Bruton, J.E., 1988. Particulate concentration in Lake St. Clair as Recorded by a Shipborne Multispectral Optical Monitoring System. Rem Sens. of Environm. 25 (201-229).
- Carder, K.L., Steward, R.G., Harvey, G.R. and Ortner, P.B., 1989. Marine humic and fulvic acids: Their effects on Remote Sensing of Ocean Chlorophyll. Limn. Oceangr. 34 (1).
- Chavez, P.S., 1988. An Improved Dark-Object Subtraction Technique for Atmospheric Scattering Correction of Multispectral Data. Remote Sensing of Environment Vol. 24.
- Chen, Z., Curran, P.J. Hanson, J.D., 1992. Derivative Reflectance Spectroscopy to Estimate Suspended Sediment Concentration. Rem. Sens. Environm. 40 (67-77).

- Cheshire, H.M., Khorram, S. and Brockhaus, J.A., 1985. Monitoring Estuarine Water Quality from Landsat TM. Proc. from Advanced Technology for Monitoring and Processing Global Environmental Data. Remote Sensing Society and CERMA. London sept. 1985.
- Collins, M. and Pattiaratchi, C., 1984. Identification of Suspended Sediment in Coastal Waters Using airborne thematic mapper data. *Int. J. Rem. Sens.* Vol. 5 (4).
- Davies-Colley, R.J. and Vant, W.N., 1987. Absorption of light by yellow substance in freshwater lakes. *Limn. Oceanogr.* Vol. 32 (2).
- Dekker, A.G., Malthus, T.J. and Seyhan, E., 1991. Quantitative Modeling of Inland Water Quality for High-Resolution MSS Systems. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* Vol. 29 (1).
- Doerffer, R., Fischer, J., Stössel, M. and Brockmann, C., 1989. Analysis of thematic mapper data for studying the suspended matter distribution in the coastal area of the German Bight (North Sea). *Rem. Sens. Environm.* 28 (61-73).
- Duntley, S.Q., 1962. Underwater visibility. I: *The Sea*, vol 1: 452-455.
- Epema, G.F., 1990. Determination of Planetary Reflectance for Landsat-5 Thematic Mapper tapes Processed by Earthnet (Italy). *ESA Journal*, Vol 14.
- Faafeng, B., Brettum, P. og Hessen, D., 1990. Landsomfattende undersøkelser av trofistilstanden i 355 innsjøer i Norge. Rapport 389/90 i Statlig program for forurensningsovervåking. NIVA-rapport nr. 2355.
- Grønlund, A. og Solberg, R., 1991. Resultatkontroll - satellittovervåking. Forsøk med kartlegging av høstpløying fra satellitt. *Jordforsk Ås-NLH*. ISBN 82.7467-016-7.
- Howard-Williams, C. and Vincent, W.F., 1985. Optical properties of New Zealand Lakes: II Underwater spectral characteristics and effects on PAR attenuation. *Arch. Hydrobiol.* 104 (4).
- Højerslev, N.K., 1977. Spectral daylight irradiance and light transmittance in natural waters measured by means of a Secchi Disc only. *Int. Council Explor. Sea, C.M.* 1977/ C:42, 19 pp.
- Højerslev, N.K., 1978. Daylight measurements appropriate for photosynthetic studies in natural sea waters. *J. Cons. Int. Explor. Mer.*, Vol 38: 131-146.
- Højerslev, N.K., 1986. Visibility of the sea with special referance to the Secchi disc. *Ocean Optics* 8. *SPIE Proc.*, 637: 294-305.
- Højerslev, N. og Lundgren, B., 1977. Inherent and apparent optical properties of Icelandic waters. "Bjarni Sæmundsson Overflow 73". *Rep. Inst. Phys Oceanogr., Univ. Copenhagen*, 33, 63 pp.
- Jerlov, N.G., 1976. *Marine optics*. Elsevier. 231 pp.

- Kozlyaninov, M.V., 1980. Calculation of the visibility of a standard white disk. *Oceanology*, 20: 215-217.
- Kirk, J.T.O., 1983. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge Univ. Press
- Lathrope, R.G. and Lillesand, T.M., 1986. Use of Thematic Mapper Data to Assess Water Quality in Green Bay and Central Lake Michigan. *Photog. Eng. Rem. Sens.* Vol 52 (5).
- Lathrope, R.G., 1992. Landsat Thematic Mapper Monitoring of Turbid Inland Quality. *Photog. Eng. Rem. Sens.* Vol 55 (4).
- Lindell, T., 1980. Kalibrering av Landsatdata för kartering av vattenkvalitet i Mälaren. Statens Naturvårdsverk, PM 1266.
- Lindell, T., 1981. Mapping of water quality using Landsat imagery. 15th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment. An Harbor 1981.
- Lindell, T., 1983. Microcomputerized image processing of satellite data for water quality purposes. Proceedings 17th Int. Symp. on Remote Sensing. Ann Harbor 1983.
- Lindell, T., 1985. Metodik för vattenkvalitetsbedömning från satellitdata. Ett exempel från Stockholms län. SNV PM 1891. Stockholm 1985.
- Lindell, T., 1986a. Operational water quality surveillance in Sweden using Landsat MSS data. Proceedings Canadian Symposium on Remote Sensing. Edmonton 1986.
- Lindell, T., 1986b. Satellitdata för vattenarkivändamål. Nordiskt Hydrologiskt Program. NHP rapport nr. 22. Helsingfors 1986.
- Lindell, T., 1988. Gävle kustvatten. Användning av fjärranalys i fysisk planering. Länsstyrelsen i Gävleborgs län och Gävle kommun. Gävle 1988.
- Lindell, T., 1989a. High resolution data in coastal zone planning. French-Swedish Seminar on Remote Sensing. Kiruna Aug.-Sept. 1989.
- Lindell, T., 1989b. The Effects of Mt. St. Helens Eruption on the Suspended Matter Nearby Lakes. 12th Canadian Symp. on Rem. Sens. Vancouver, B.C. Canada July 1989.
- Lindell, T. og Rosengren, M., 1981. Inlandsvatten från satelitt - nuläge och framtid. *Svensk Lantmäteritidskrift* 1981:3.
- Lindell, T., Karlsson, B., Rosengren, M. and Alföldi, T., 1986. A Further Development of the Chromaticity Technique for Satellite Mapping of Suspended Sediment Load. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol 52. No 9.
- Lindell, T., og Sørensen, K., 1990. Erfaringer med bruk av satellittfjernmåling. *Limnos*, 2/1990.

- Lindell, T., Sørensen, K., Larsen, G. and Nisell, J., 1991. Remote Sensing and the Vertical Distribution of the *Chrysochromulina polylepis* Bloom in the Skagerrak in 1988. NIVA-Report 2666, Des. 1991.
- Lövgren, D., 1980. Årsredogjørelse för recipientundersökningarna under 1979. Gästrikland Vattenvårdsförening, Gävle. IVL-rapport. Stockholm 18. januar 1980.
- Lövgren, D., 1982. Årsredogjørelse för recipientundersökningarna under 1981. Gästrikland Vattenvårdsförening, Gävle. IVL-rapport. Stockholm 11. januar 1982.
- Marees, G., Spitzer, D., Wernand, M.R. and Dirks, R.W.J. 1989. Interpretation of Remote Sensing measurements over Madura Bay from in situ radiometric and Biochemical Data. Nethl. J. Sea Res. 23 (4).
- Markham, B. L and Barker J. L., 1986. Landsat MSS and TM Post-Calibration Dynamic Ranges. Exoatmospheric Reflectance and At-Satellite Temperatures. Landsat Technical Notes, 1,3.
- Markham, B.L. and Barker, J.L., 1987. Thematic Mapper bandpass solar exoatmospheric irradiances. Int. J. Remote Sensing, Vol 8. No 3. 517-523.
- Mikaelsen, B.K. and Aas, E., 1990. Secchi disk depths and related quantities in the Oslofjord 1986-87. Inst. Rep. Ser., Inst. geofysikk, Univ. Oslo, 77.
- Moll, J.R., 1988. Monitoring of Suspended Sediments in Jatiluhur Reservoir using Satellite Images. Proc. IGARSS'88 Symp. Edinburgh. Sept. 1988.
- Moran, M.S., Jackson, R.D., Slater, P.N. and Teillet. P.M., 1991. Comparison of atmospheric correction procedures for visible and near-IR satellite sensor output. Proc. 5th Intern. Coll. - Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, France. January 1991.
- Munday, J.C. and Alföldi, T.T., 1975. Chromaticity changes from isoluminous techniques used to enhance multispectral remote sensing data. Rem. Sens. Environ. 4 (221-236).
- Munday, J.C. and Alföldi, T.T., 1979. Landsat test of diffuse reflectance models for aquatic suspended solids measurements. Rem. Sens. of Env. Vol. 8.
- Munthe-Kaas, H., 1967. Overflatelagets rekreasjonskvalitet. NIVA. Oslofjordprosjektet volum 1.
- Nicholls, M., 1988. Vassdragsundersøkelser. Romeriksvassdraget 1987. ANØ-rapport 41/88.
- Petterson, L.,H., Frette, Ø., Johannessen, O.M., Sørensen, K., Svendsen, E., Borstad, G., Kerr, R. and Gower, J.F.R., 1990. Norwegian Remote Sensing Spectroscopy for mapping and Monitoring of Algal Blooms and Pollution - NORSMAP '89. NRSC Technical Report 28. 90102/05, Bergen.
- Pilgrim, D.A., 1984. The Secchi disk in principle and in use. Hydrobiol. J. (Russian), 33: 25-30.

- Plass, G.N. and Kattawar, G.W., 1968. Calculations of reflected and transmitted radiance for earth's atmosphere. *Appl. Opt.*, 7: 1129-35.
- Preisendorfer, R.W., 1986. Secchi disc science: Visual optics of natural waters. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 31: 909-926.
- Rimmer, J.C., Collins, M.B. and Pattiaratchi, C.B., 1987. Mapping of Water Quality in Coastal Waters using Airborne Thematic Mapper Data. *Int. J. Rem. Sensing*, Vol 8(1)
- Rosengren, M., 1989. Quality aspects of digitale satellite data products. French-Swedish Seminar on Remote Sensing. Kiruna Aug.-Sept. 1989.
- Sathyendranath, S., Prieur, L. and Morel, A., 1989. A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters. *Int. J. Remote Sensing*. Vol 10 (8).
- Statens forurensningstilsyn 1989. Vannkvalitetskriterier for ferskvann. TA 630.
- Singh, S.M., 1988. Brightness temperature Algorithms for Landsat Thematic Mapper Data. *Rem. Sens. of Environ*. Vol 24, No 3 1988.
- Skulberg, O.M., 1988. Blågrønnalger - giftprodusenter i vann. *Populærvitenskapelig magasin*. Nr. 6: 52-55.
- Stavn, R.H., og Weidemann, A.D., 1989. Shape factors, two-flow models, and the problem of irradiance inversion in estimating optical parameters. *Limnol. Oceanogr.*, 34: 14 p. 26-41.
- Sørensen, K., 1991. Undersøkelse av eutrofiering i Grenlandsfjordene. Spesialundersøkelse av siktedyp og optiske størrelser i Skienselva august 1990. NIVA-notat O-800377. Sept. 1991.
- Sørensen, K., og Lindell, T. 1990. Eutrofisituasjonen i Ytre Oslofjord. Delprosjekt 3.7a: Optiske observasjoner-overflatevannets kvalitet sett ut fra observasjoner i overflatelaget og fjernmåling. Rapport 387/90 i Statlig program for forurensningsovervåking. NIVA-rapport nr. 2365.
- Sørensen, K., Aas, E., og Lindell, T., 1990a. Eutrofisituasjonen i Ytre Oslofjord. Delprosjekt 4.6b: Optiske målinger. Rapport 405/90 i Statlig program for forurensningsovervåking. NIVA-rapport nr. 2407.
- Sørensen, K., Magnusson, J., Rød, L.P., Irman-Jacobsen, T.B. og Lindell, T., 1990b. Eutrofisituasjonen i Ytre Oslofjord 1989. Delprosjekt 4.6b. Verifikasjon av modell-resultater mot satellittdata. Rapport nr. 414/90 i Statlig program for forurensnings-overvåking. NIVA-rapport nr 2462.
- Sørensen, K., Lindell, T., and Nisell, J., 1989a. The information Content of AVHRR, MSS, TM and SPOT in the Skagerrak Sea. Proceedings from the 12th Canadian Symp. on Rem. Sensing. Vancouver 1989.

- Sørensen, K., Nilsen, J., Sæbø, H.V., og Holbæk-Hansen, E., 1989b. Use of Thematic Mapper data for mapping of Water Quality. Proceedings from the 12th Canadian Symp. on Rem. Sensing. Vancouver 1989.
- Sørensen, K., Nilsen, J., Sæbø, H.V., og Holbæk-Hansen, E., 1990c. Satellittfjernmåling av vannkvalitet. Testing av Landsat-5 Thematic Mapper data for kartlegging av Glomma- og Iddefjordvannets spredning i Hvaler og Ytre Oslofjord. Rapport 404/90 i Statlig program for forurensningsovervåking. NIVA-rapport nr. 2434.
- Sørensen, K., Faafeng, B., og Erga, S.R., 1991. Fjernmåling av vannkvalitet. Evaluering av anvendelsesområder for satellitt og flybårne sensordata for overvåking av vannkvalitet. NIVA-rapport 2567.
- Sæbø, H.V., Buer, K.Y., and Sørensen, K., 1988. Remote sensing for Mapping and Monitoring of Water Quality. Proceedings from Nordic Conference og Image Processing and Pattern Reconition. Oslo 2.-3. july 1988.
- Tassan, S., 1987. Evaluation of the potential of the Thematic Mapper for marine application. Int. J. Rem. Sens. Vol 8 (10).
- Teillet, P.M., 1986. Image correction for radiometric effects in remote sensing. Int. J. Rem. Sensing. Vol. 7 1637 - 1651.
- Tyler, J. E., 1968. The Secchi disc. Limnol. Oceanogr., Vol 13: 1-6.
- Weidemann, A.D. and Bannister, T.T., 1986. Absorption and scattering coefficients in Irondequoit Bay. Limn. Oceangr. 31 (3).

Vedlegg 1. Satellittradians og vannets optiske egenskaper.

Radians fra nadir (rett oppover) i sjøen, $L(\text{sjø})$, er relatert til den oppoverrettede irradiansen E_u ved

$$(V1.1) \quad L(\text{sjø}) = E_u/P$$

der P er en konstant som avhenger av solhøyde, absorpsjon- og spredningsforhold. E_u er igjen en funksjon av den nedoverrettede irradiansen E_d :

$$(V1.2) \quad E_u = R E_d$$

der R kalles irradiansreflektansen. E_d inneholder både den direkte solstråling og det diffuse himmellys, mens E_u er sammensatt av diffus oppoverrettet radians.

Ligningene (V1.1) og (V1.2) kan kombineres til

$$(V1.3) \quad L(\text{sjø}) = (R/P) E_d$$

$L(\text{sjø})$ er koblet til den radians som satellitter måler, $L(\text{sat})$, ved ligningen

$$(V1.4) \quad L(\text{sat}) = L(\text{atm}) + B L(\text{sjø})$$

Her er $L(\text{atm})$ radiansbidraget spredt oppover fra atmosfæren og reflektert fra havoverflaten, mens B er en proporsjonalitetskonstant som uttrykker transmisjonen av $L(\text{sjø})$ gjennom havoverflate og atmosfære. Ved å sette inn for $L(\text{sjø})$ fra ligning (V1.3) i (V1.4) fås

$$(V1.5) \quad L(\text{sat}) = L(\text{atm}) + B (R/P)E_d$$

Hvis $L(\text{atm})$ og E_d er målt eller kan beregnes, og hvis $L(\text{sat})$ er observert, så kan R/P beregnes ut fra (V1.5).

Hvordan P varierer vet vi alt for lite om, men vi tror at variasjonen er vesentlig mindre enn for R , og at verdien ligger mellom 3,5 og 6. Hvis P er relativt konstant innenfor ett og samme område, så vil $L(\text{sat})$ være proporsjonal med R ifølge (V1.5).

Dette er basis for all satellittfjernmåling. Vanligvis er hensikten med fjernmålingen å overvåke eller anslå innholdet av en oppløst eller partikulær optisk komponent, og det er da tre problemer som må løses før ligning (V1.5) kan benyttes:

- Hvordan bestemmes $L(\text{atm})$?
- Hvordan bestemmes B ?
- Hvordan avhenger R eller R/P av innholdet av oppløst og partikulært materiale?

Det er da to fremgangsmåter. Den enkleste og vanligste er at man prøver å løse alle de tre nevnte problemene under ett ved å korrelere $L(\text{sat})$ direkte med f.eks. partikkel- eller planktoninnholdet. Denne metoden synes å ha den ulempen at resultatene fra ett område ikke uten videre kan overføres til et annet.

Den andre fremgangsmåten er å utvikle generelle metoder til å bestemme $L(\text{atm})$ og B ,

uavhengig av målinger i sjøen. Dette blir diskutert i vedlegg 5. Videre må det utvikles et teoretisk uttrykk for R som funksjon av de optiske komponentene i vannet, for så via ligning (V1.5) å få en tilknytning til L(sat).

Det er vist teoretisk (Aas, 1987) at irradiansreflektansen R tilnærmet kan uttrykkes som

$$(V1.6) \quad R = r_d b_b / 3(a + r_d b_b)$$

der r_d er en dimensjonsløs faktor som i første rekke avhenger av hvordan vannet sperrer lys i forskjellige retninger, b_b er tilbakespredningskoeffisienten, og a er absorpsjonskoeffisienten.

For relativt klart havvann vil r_d få en verdi ned mot 1, og $r_d b_b \ll a$, slik at

$$(V1.7) \quad R \approx b_b / 3(a + b_b) \approx b_b / 3a$$

Dette uttrykket er også oppnådd av andre forskere med andre teoretiske metoder (for referanser, se Aas, 1987), men den eneste testen av uttrykket med feltmålinger er visstnok gjort av Aas (1976) på Højerslevs observasjoner fra Middelhavet og Østersjøen. Korrelasjonsanalyse ga for disse målingene at

$$(V1.8) \quad R \approx 0,00725 b / (a + 0,0145 b) \approx 0,00725 b/a$$

der b er den totale spredningskoeffisienten. Dette uttrykket stemmer ganske bra overens med (V1.7), forutsatt at

$$(V1.9) \quad b_b / b \approx 0,022$$

hvilket er en representativ middelværdi for havvann (Jerlov, 1976).

Irradiansreflektansen kan også uttrykkes ved irradiansens vertikale svekningskoeffisient (k) og svekningskoeffisienten for en stråle (c). Vi trenger da relasjonene

$$(V1.10) \quad k = a/\mu$$

$$(V1.11) \quad c = a + b$$

$$(V1.12) \quad \gamma = b_b / b$$

der μ er midlere cosinus av vinkelavviket fra vertikalen for de nedoverrettede fotoner, og γ er en konstant.

Kombinasjon av ligningene (V1.10-12) med (V1.7) gjør at R kan uttrykkes som en funksjon av c/k :

$$(V1.13) \quad R = (\gamma/3) ((c/\mu k) - 1)$$

I kapittel 7.1 ble det påvist at S var best korrelert med $1/k$, som igjen kan forventes å være korrelert med $1/a$ ifølge ligning (V1.10). Absorpsjonskoeffisienten a kan derfor relateres til S ved:

$$(V1.14) \quad 1/a = A_0 + A_1 S$$

der A_0 og A_1 er konstanter.

Siden turbiditet er et mål på lysspredning (mengden av hvitt lys spredt 90° til siden for en lysstråle), er det ikke urimelig å anta at

$$(V1.15) \quad b = B_0 + B_1 \text{Turb}$$

der B_0 og B_1 er konstanter.

Kombinasjon av de to siste ligningene med ligning (V1.8) gir et uttrykk på formen

$$(V1.16) \quad R = C_1 + C_2 S + C_3 \text{Turb} + C_4 S \text{Turb}$$

der alle C-er er konstanter.

Hvis $1/k$ antas proporsjonal med høyre side av ligning (V1.14), så kan ligning (V1.13) skrives på formen

$$(V1.17) \quad R = D_1 + D_2 c + D_3 Sc$$

Ved å sette inn for R fra (V1.16) eller (V1.17) i (V1.5), blir $L(\text{sat})$ uttrykt som en funksjon av S og Turb, eller S og c.

For satellitten er forholdet mellom oppoverrettet irradians fra atmosfæren $E_u(\text{sat})$ gitt ved reflektansen

$$(V1.18) \quad R(\text{sat}) = E_u(\text{sat})/E_d(\text{sat})$$

Når satellitten måler radiansen $L(\text{sat})$ fra nadir, og forholdet mellom $E_u(\text{sat})$ og $L(\text{sat})$ er gitt ved konstanten p, kan uttrykket over skrives

$$(V1.19) \quad R(\text{sat}) = p L(\text{sat})/E_d(\text{sat})$$

$E_d(\text{sat})$ kan beregnes teoretisk ut fra avstanden relativt til midlere avstand fra sola, d, og irradiansen $E(\text{sun})$ i et plan normalt på solstrålene i midlere avstand fra sola:

$$(V1.20) \quad E_d(\text{sat}) = E(\text{sun}) \cos(90 - \alpha)/d^2$$

der α er solhøyden i grader ved satellittpassering.

Det er beregnet (Plass og Kattawar, 1968) at konstanten p kan ha verdien $p = 3,7$ ved 400 nm og $p = 4,0$ ved 700 nm for senit sol. Likevel blir vanligvis p satt lik $\pi = 3,14$ (Markham and Barker, 1987). $R(\text{sat})$ er da definert som

$$(V1.21) \quad R(\text{sat}) = 3,14 L(\text{sat}) d^2/(E(\text{sun}) \cos(90-\alpha)).$$

I kapittel 4.2 har vi testet sammenhengen mellom satellittradians $L(\text{sat})$ og reflektans $R(\text{sat})$ såvel som de tilsvarende 1. ordens atmosfærekorrigerede verdier for radians $L(\text{sjø})$ og reflektans $R(\text{sjø})$.

Vi har også testet virkningen av noen utvalgte kombinasjonsformler mellom satellittsignaler og vannkvalitetsparametre som:

$$(V1.22a) \quad L(\text{sat}) = A + B S + C \text{Turb} + D \text{STurb}$$

$$(V1.22b) \quad L(\text{sat}) = A + B c_g + C S c_g$$

basert på optisk teori (ligning V1.16 og 17) og sammenlignet disse med de enklere relasjonene hvor bare Turb, S eller c_g forekommer alene. Her benyttes radianssignalet $L(\text{sat})_{\text{TM23}}$ for middelverdien av TM2 og TM3.

Ligning V1.22a er testet på situasjonen den 13. mai og 1. august 1988. R^2 -verdiene er alle beregnet for en forklaringsvariabel slik at de kan sammenlignes. For mai-situasjonen finner vi disse sammenhengene:

$$(V1.23a) \quad L(\text{sat})_{\text{TM23}} = 23,2 - 0,55 S + 0,62 \text{Turb} + 0,009 \text{STurb} \quad R^2 = 82,6 \% \quad N = 22$$

$$(V1.23b) \quad L(\text{sat})_{\text{TM23}} = 23,2 - 0,55 S + 0,62 \text{Turb} \quad R^2 = 82,6 \% \quad N = 22$$

$$(V1.23c) \quad L(\text{sat})_{\text{TM23}} = 21,5 + 0,76 \text{Turb} \quad R^2 = 74,9 \% \quad N = 22$$

$$(V1.23d) \quad L(\text{sat})_{\text{TM23}} = 19,5 + 6,48 1/S \quad R^2 = 79,9 \% \quad N = 22$$

For august-dataene er tilpasningen bedre:

$$(V1.24a) \quad L(\text{sat})_{\text{TM23}} = 13,7 - 0,086 S + 1,36 \text{Turb} + 0,31 \text{STurb} \quad R^2 = 98,0 \% \quad N = 16$$

$$(V1.24b) \quad L(\text{sat})_{\text{TM23}} = 14,4 + 0,085 S + 1,48 \text{Turb} \quad R^2 = 97,8 \% \quad N = 16$$

$$(V1.24c) \quad L(\text{sat})_{\text{TM23}} = 14,6 + 1,46 \text{Turb} \quad R^2 = 97,8 \% \quad N = 16$$

$$(V1.24d) \quad L(\text{sat})_{\text{TM23}} = 13,8 + 7,92 1/S \quad R^2 = 91,3 \% \quad N = 16$$

Ser vi på alle 6 toktene (A,C,D,F,G,H) samlet og bruker justerte radiansverdier for $L(\text{sjø})_{\text{TM23}}$ får vi følgende sammenhenger:

$$(V1.25a) \quad L(\text{sjø})_{\text{TM23}} = 3,61 - 0,48 S + 0,86 \text{Turb} - 0,20 \text{STurb} \quad R^2 = 74,8 \% \quad N = 100$$

$$(V1.25b) \quad L(\text{sjø})_{\text{TM23}} = 3,16 - 0,55 S + 0,77 \text{Turb} \quad R^2 = 74,3 \% \quad N = 100$$

$$(V1.25c) \quad L(\text{sjø})_{\text{TM23}} = 1,18 + 0,95 \text{Turb} \quad R^2 = 69,7 \% \quad N = 100$$

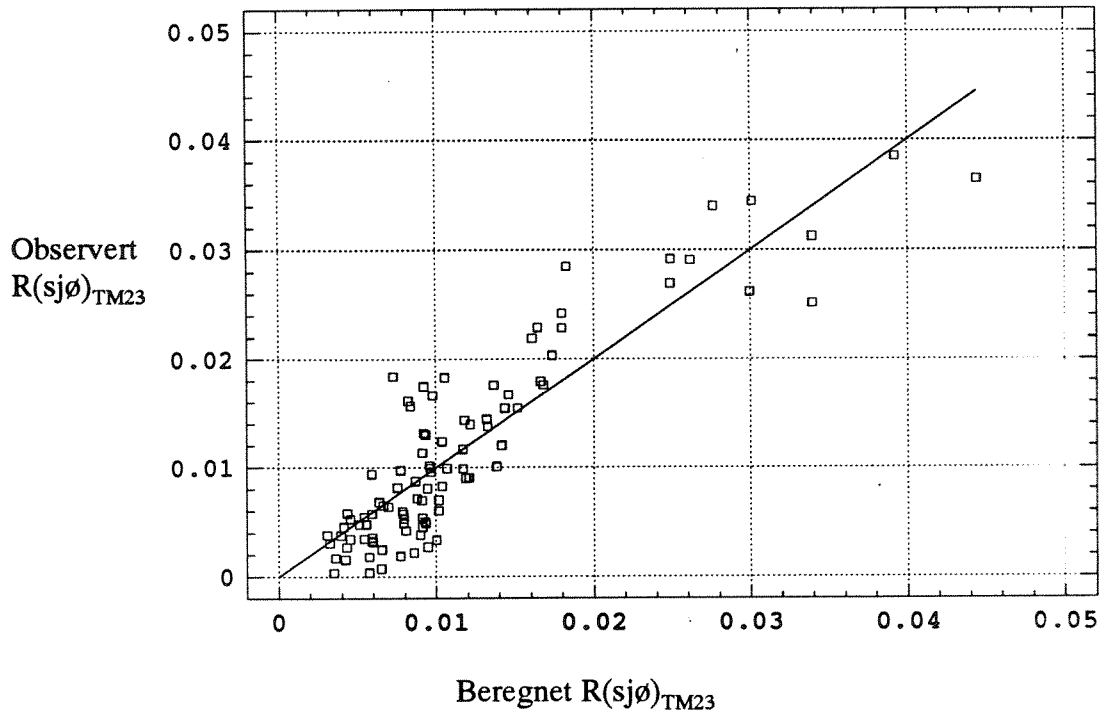
$$(V1.25d) \quad L(\text{sjø})_{\text{TM23}} = -0,15 + 7,06 1/S \quad R^2 = 77,9 \% \quad N = 100$$

Vi ser av ligningene V1.23-25 at effektene av produktet STurb er helt ubetydelig, og at Turb og S alene forklarer mesteparten av variasjonen i radiansen $L(\text{sjø})_{\text{TM23}}$.

I ligningene over er radiansverdiene benyttet uten å ta hensyn til eventuelle solvinkeleffekter, og for å se om dette har noen betydning er reflektansen testet med en ligning som tilsvarende V1.25a.

$$(V1.26) \quad R(\text{sjø})_{\text{TM23}} = 0,009 - 0,001S + 0,0025 \text{Turb} - 0,007 \text{STurb} \quad R^2 = 79,1 \% \quad N = 100$$

Effekten av solvinkelvariasjonene i denne perioden som dekker midten av mai til midten av september, er altså ganske liten, men gir en signifikant bedre tilpasning. Dette er vist i figur V1.



Figur V1. Observert mot beregnet (ligning V1.26) reflektans $R(sj\phi)_{TM23}$ for seks situasjoner fra midten av mai til midten av september.

Ligning V1.22b hvor svekningskoeffisienten til en horisontal grønn lysstråle inngår er testet på en tilsvarende måte for mai og august, samt de seks situasjoner. Mai-dataene gir:

$$(V1.27a) \quad L(\text{sat})_{TM23} = 20,3 + 1,44 c_g - 0,28 Sc_g \quad R^2 = 48,3 \% \quad N = 10$$

$$(V1.27b) \quad L(\text{sat})_{TM23} = 19,0 + 1,39 c_g \quad R^2 = 46,2 \% \quad N = 10$$

med lave korrelasjoner. August-dataene har en bedre tilpasning som gitt av:

$$(V1.28a) \quad L(\text{sat})_{TM23} = 13,4 + 1,16 c_g + 0,12 Sc_g \quad R^2 = 80,5 \% \quad N = 16$$

$$(V1.28b) \quad L(\text{sat})_{TM23} = 14,2 + 1,12 c_g \quad R^2 = 79,1 \% \quad N = 16$$

For de seks situasjonene samlet, hvor radiansen er korrigerte for laveste verdi i bildet, blir:

$$(V1.29a) \quad L(sj\phi)_{TM23} = 3,33 + 1,29 c_g - 0,62 Sc_g \quad R^2 = 31,3 \% \quad N = 40$$

$$(V1.29b) \quad L(sj\phi)_{TM23} = 0,38 + 1,15 c_g \quad R^2 = 30,6 \% \quad N = 40$$

Vi ser igjen at produktleddet, her gitt ved Sc_g , bidrar lite til korrelasjonen med satellitt-radiansen. At vi ikke oppnår bedre korrelasjoner er vanskelig å forklare og må sannsynligvis henge sammen med de forhold som er beskrevet i bl.a. vedlegg 2 om at de aksepterte teorier for irradiansreflektansen ikke holder i grumsete kystfarvann. Solvinkeleffekten ble også her testet ved å bruke $R(sj\phi)_{TM23}$ istedet for $L(sj\phi)_{TM23}$, som vist i formelen under, men også her får den bare en mindre betydning:

$$(V1.30) \quad R(sj\phi)_{TM23} = 0,0083 + 0,0032 c_g - 0,0015 Sc_g \quad R^2 = 39,1 \% \quad N = 40$$

Vedlegg 2. Siktedyp og vannets optiske egenskaper

Den teoretiske sammenhengen mellom siktbarhet i vann av et objekt og vannmassenes optiske egenskaper ble først utledet av Duntley (1962) og senere omformet til å gjelde siktedypet av Tyler (1968). Senere bidrag er gitt av bl.a. Højerslev (1978, 1986) og Preisendorfer (1986). Det generelle uttrykket kan skrives som

$$(V2.1) \quad S(c+k) = \ln(\rho/\pi C) - \ln((R/P) + (r/p)(n^2/\tau_a \tau_w))$$

hvor;

S er siktedypet observert med samme filter (farge) som c og k

c er svekningskoeffisienten for en lysstråle

k er irradiansens vertikale svekningskoeffisient

ρ er Secchi-skivens refleksjonskoeffisient for irradians

$1/\pi$ er den del av reflektert irradians fra Secchi-skiven som gir radians rett oppover

C er minste mulige observerbare kontrast for menneskeøyet

R er irradiansreflektansen for vannmassen

$1/P$ er den del av oppoverrettet irradians som gir radians rett oppover

r er refleksjonskoeffisient for nedoverrettet irradians fra atmosfæren ved grenseflaten luft/vann

$1/p$ er den del av reflektert irradians fra atmosfæren ved grenseflaten luft/vann som gir radians rett oppover

n er brytningsindeks for vann

τ_a er transmisjonskoeffisient for nedoverrettet irradians fra atmosfære til vann

τ_w er transmisjonskoeffisient for oppoverrettet radians fra vann til luft

Uttrykket på venstre side av ligningen for siktedypet kan skrives

$$(V2.2) \quad S(c+k) = S_c(1+(k/c)) = S_k((c/k)+1),$$

og irradiansreflektansen på høyre side kan skrives som (Vedlegg 1):

$$(V2.3) \quad R = (1/3) \gamma(1-\mu k/c)/(\mu k/c),$$

der $\gamma = b_s/b$ er forholdet mellom tilbakespredningskoeffisienten b_s og total spredningskoeffisient b, og μ er midlere cosinus av vinkelavviket fra vertikalen for de nedoverrettede fotoner.

Det er da klart at produktene $S(c+k)$, S_c og S_k alle vil avhenge av forholdet k/c . Siden videre

$$(V2.4) \quad k/c = (1/\mu)/(1+(b/a)),$$

der a er absorpsjonskoeffisienten, så blir da de nevnte produktene også funksjoner av forholdet b/a mellom spredning og absorpsjon. Høyre side av (V2.1) vil derfor ikke være helt konstant, men vil anslagsvis kunne variere mellom verdiene 8 og 11. (Anslaget er basert på at $r/p \approx 0$, $P \approx 5$, $\rho = 0,8$, $C = 0,007$, og at R kan uttrykkes ved (V2.3) med $r = 0,022$ og k/c i intervallet 0,2 - 0,8).

Likevel er denne variasjonen relativt sett liten i forhold til variasjonen av S eller $c+k$, slik at det har vært vanlig å anta at høyre side av (V2.1) kan tilnærmes med en konstant.

Feltundersøkelser ved Institutt for geofysikk (Mikaelsen og Aas, 1990, Andresen, 1991) for å teste (V2.1) i den blå, grønne og røde delen av spekteret har gitt verdier av $S(c+k)$ som varierer mellom 3,9 og 12,4. Middeler verdier varierer fra 7,0 til 9,5. Disse variasjonene er for store til å skyldes måleusikkerhet alene.

En utvidelse av den teoretiske modellen som ga (V2.1), er under utarbeidelse ved Institutt for geofysikk. Den nye modellen gir at k blir viktigere enn c for små verdier av S (grumset vann), og viser at (V2.1) først gjelder for store siktedyp (klart vann).

Mens irradiansreflektansen R synes å bli brukbart beskrevet av ligning (V1.8) eller (V2.3) i relativt klart vann, så er det grunn til å tro at vesentlige avvik i R og faktoren P opptrer i mer grumsete vannmasser.

Vedlegg 3. Oppoverspredt lys fra de forskjellige dyp

Følgende eksperiment kan gi inntrykk av hvilke dyp som er viktige og har betydning for tilbakespredning av lys fra vannmassene. Vi legger inn en helt svart bunn i dypet H. Det kan da beregnes ved to-strøms irradiansteori (Aas, 1992, ikke publisert) at:

$$(V3.1) \quad E_u(0,H)/E_u(0,\infty) = 1 - e^{-3kH}$$

der $E_u(0,H)$ er irradians oppover i overflaten med bunn i dybden H, $E_u(0,\infty)$ er samme irradians med uendelig dyp bunn og k er svekningskoeffisienten til irradiansen. I Oslofjorden er det observert for k i den grønne delen av spekteret at $Sk \approx 2,3$, der S er siktedypet. (Mikaelsen og Aas, 1990, Andresen, 1991). Relasjonen over kan da skrives:

$$(V3.2) \quad E_u(0,H)/E_u(0,\infty) \approx 1 - e^{-7H/S}$$

Regner vi ut dette, finner vi

H/S	0,1	0,3	0,5	0,7	1,0
$E_u(0,H)/E_u(0,\infty)$	0,50	0,88	0,97	0,992	0,999

Hvis den svarte bunnen ligger på et dyp som tilsvarer 1/10 av siktedypet, så kommer altså bare 50% grønt lys tilbake til atmosfæren i forhold til det bunnløse tilfellet. Dette kan grovt tolkes som at halvparten av det tilbakespredte lyset kommer fra den øverste 1/10 av siktedypet. Tilsvarende kan vi si at over 97% av signalet kommer fra den øverste halvparten av siktedypet.

For blått lys er $Sk \approx 4,6$ og for rødt og hvitt er $Sk \approx 3,5$. Da blir det øverste sjiktet enda viktigere, dvs. de større dyp bidrar relativt sett mindre. I den infrarøde delen av spekteret (TM4) er vannets egensvekning så stor at bare de øverste centimeterne virker inn på det tilbakespredte signalet.

Hvor dypt den svarte bunnen kan observeres ved fjernmåling avhenger av sensorens følsomhet og sikten i vannet. For at menneskeøyet skal kunne skjelve bunnen bør anslagsvis

$$(V3.3) \quad E_u(0,H)/E_u(0,\infty) < 0,993$$

dvs. $H/S < 0,7$. Vi kan da tilnærmet si at en sort bunn sees (med øyet) ned til 2/3 eller mindre av siktedypet.

Det er vanskeligere å anslå kvantitativt hvordan en hvit bunn vil påvirke lysforholdene, men grove anslag gir for den grønne delen av spekteret

$$(V3.4) \quad E_u(0,H)/E_u(0,\infty) \approx 1 + (E_d(0)/E_u(0,\infty)) \times e^{-7H/S}$$

hvor $E_d(0)$ er nedoverrettet irradians ved overflaten.

Hvis vi setter irradiansreflektansen $E_u(0,\infty)/E_d(0) = R$, så vil dette gi

H/S		0	0,1	0,5	1	1,5
$E_u(0,H)/E_u(0,\infty)$	R= 2%	51	26	2,5	1,05	1,001
	R= 5%	21	11	1,6	1,02	1,001
	R=10%	11	6	1,3	1,009	1,000

For at menneskeøyet skal kunne se den hvite bunnen, bør $E_u(0,H)/E_u(0,\infty) > 1,007$

En hvit bunn vil i den grønne delen av spektreret anslagsvis kunne skimtes noe dypere enn en siktedypet, men ikke mye dypere. Dette skyldes at noe av det oppoverspredte lyset fra den hvite bunnen vil ha innfallsvinkler større enn 48° ved overflaten. Det vil derfor bli totalreflektert nedover igjen, og når dette lyset når ned til bunnen vil det forsterke lysstyrken der. Noe av det oppoverspredte lyset fra en hvit Secchiskive vil også kunne bli totalreflektert nedover igjen, men dette lyset vil ikke treffe skiva. En hvit bunn er derfor lysere enn en hvit skive i samme dyp, og den bør derfor, under ellers like forhold, kunne skimtes litt dypere.

Vedlegg 4. Optiske størrelser og vannkvalitetsparametere

Middelverdier og standardavvik for de optiske størrelsene $1/S$, k , c_g , $k+c_g$ og c_{gf} er gitt for de forskjellige vanntyper i tabell V4.1. Verdiene er basert på samtlige observasjoner i et område, og dette antallet kan være større enn det som brukes i korrelasjonsanalysene der det kreves sammenhørende verdier. På grunn av ulikt antall observasjoner kan vi heller ikke uten videre sammenligne parametere i tabellen. Tilsvarende verdier for vannkvalitetsparametrene, saltholdighet, siktedyp (S), turbiditet (Turb), totalt suspendert materiale (TSM) og klorofyll-a (Kla) er vist i tabell V4.2.

Tabell V4.1. Middelverdi (MV) og standardavvik (SA) for optiske størrelser. N angir antall observasjoner.

Vanntyper		1/S			k			c _g			k+c _g			c _{gf}		
Nr.	Navn	MV	SA	N	MV	SA	N	MV	SA	N	MV	SA	N	MV	SA	N
1	Skagerrak	0,16	0,06	53	0,21	0,05	13	0,84	0,37	22	1,18		1	0,09	0,08	21
2	Ytre Oslofjord	0,27	0,15	211	0,41	0,14	18	1,54	0,67	142	1,53	0,65	12	0,27	0,16	71
3	Grenlandsfjordene	0,32	0,08	53	0,99		1	1,65	0,35	13	3,0		1	0,39	0,19	28
4	Indre Oslofjord	0,33	0,11	69	0,59	0,15	33	1,91	0,97	25	1,94	0,67	11	0,21	0,11	12
5	Singlefjorden	0,46	0,19	74	0,80	0,28	6	2,44	0,72	41	2,97	0,75	6	0,52	0,27	42
6	Innsjøer	0,57	0,56	634	1,28	0,91	48	1,19	0,96	8	2,18	1,75	4	0,54	0,35	63
7	Hvaler/Glomma	0,65	0,43	123	1,02	0,23	7	2,73	0,8	60	3,4	0,68	7	0,67	0,28	49
8	Bottenhavet	0,90	0,34	18												

Tabell V4.2. Middelverdi (MV) og standardavvik (SA) for noen vannkvalitetsparametere. N angir antall observasjoner.

Vanntyper		Salt			S			Turb			TSM			Kla		
Nr.	Navn	MV	SA	N	MV	SA	N	MV	SA	N	MV	SA	N	MV	SA	N
1	Skagerrak	26,6	3,9	62	7,22	2,34	53	0,4	0,18	69	1,33	0,72	67	2,1	2,83	70
2	Ytre Oslofjord	18,8	5,5	308	4,56	2,34	211	1,1	0,72	344	2,05	1,73	219	5,81	8,72	277
3	Grenlandsfjordene	5,60	3,4	32	3,38	0,85	53	0,87	0,24	53	1,88	0,58	42	3,87	2,39	52
4	Indre Oslofjord	16,7	4,9	137	3,39	1,14	69	1,2	0,63	150	1,42	0,69	52	8,0	6,81	141
5	Singlefjorden	14,2	4,1	58	2,65	1,34	74	1,71	0,92	73	3,41	1,91	71	4,87	3,26	64
6	Innsjøer				3,25	2,37	634	2,64	3,48	134	5,45	6,73	245	9,27	16,9	587
7	Hvaler/Glomma	8,9	5,5	123	2,22	1,52	123	3,51	3,54	147	4,96	4,76	125	1,82	1,55	103
8	Bottenhavet				1,51	1,24	18				8,34	3,8	13	10,3	11	9

Korrelasjonligningene mellom S og de andre størrelsene er gitt tidligere i ligning 7.1a-h. Middelverdier av produktene Sk , Sc_g og $S(k+c_g)$ er presentert i tabell 7.1, og middelverdier av $STurb$, $STSM$ og $SKla$ i tabell 7.2.

Verdiene for c_g besto i den forbindelse som nevnt av målinger ved 520 nm og omregnede verdier fra 480 nm. Ser man på produktet Sc_{520} alene, er det liten variasjon mellom vanntypene (tabell V4.3). For produktet Sc_{480} med mer blågrønt lys, hvor det forøvrig forelå flere observasjoner for innsjøer, synes vannmassene å bli adskilt noe bedre. Blant annet er det noe større forskjell mellom Indre Oslofjord (type 4) og innsjøene og Glomma (type 6 og 7). Dette kan skyldes ulikt innhold av oppløste stoffer som har en økende svekning (absorpsjon) utover i den blå delen av spekteret. Det kan også komme av ulike bidrag fra planktonalger

som en følge av at klorofyll-*a* og karotenoider vil øke svekningskoeffisienten ved 480 nm mer enn ved 520 nm. Unntatt fra dette er blågrønnalgene som har pigmenter (biliproteiner) som også absorberer ved 520 nm, slik at for lokaliteter dominert av denne type planktonalger vil denne forskjellen bli mindre. Nå er *c*-målingene for innsjøer foretatt i lokaliteter med beskjedne klorofyll-*a*-mengder, og ingen observasjoner er fra lokaliteter med blågrønnalger. Slike lokaliteter kan forventes å ha en noe annen tilbakespredning til en fjernmålingssensor.

Tabell V4.3. Middelerdi (MV) og standardavvik (SA) for produktet Sc_{480} og Sc_{520} for ulike vanntyper. *N* angir antall observasjoner.

Vanntype		Sc_{480}			Sc_{520}		
Nr.	Navn	MV	SA	N	MV	SA	N
1	Skagerrak				5,85	1,37	22
2	Ytre Oslofjord	7,11	1,69	36	6,34	1,02	106
3	Grenlandsfjordene				6,39	1,20	13
4	Indre Oslofjord	8,14	1,95	20	6,28	1,45	5
5	Singlefjorden	6,01	1,38	13	6,01	1,11	28
6	Innsjøer	5,77	0,81	7	5,90		1
7	Hvaler/Glomma	5,44	1,60	15	5,94	1,11	44
8	Bottenhavet*						

*Ingen observasjoner

For noen stasjoner er den optiske effekten av de oppløste stoffene målt *in vitro* ved svekningskoeffisienten c_{gf} for en filtrert vannprøve. Størrelsene ble benyttet i noen av ligningene (kap. 7). Verdier for c_{gf} i de ulike overflatevannmassene (tabell V4.1) strekker seg fra 0,1 m⁻¹ for Skagerrak og 0,2-0,3 m⁻¹ for Indre og Ytre Oslofjord til 0,5-0,7 m⁻¹ for Singlefjorden/Hvaler samt innsjøene. Den noe høyere middelerdi for Ytre Oslofjord skyldes alt vesentlig påvirkning fra Glomma. Tabell V4.4 gjengir den prosentuelle andelen av c_{gf} i forhold til den totale *in situ* bestemte c_g -verdien. For endel vanntyper er det få observasjoner, men de gir allikevel et begrep om hva man kan forvente av bidrag fra de løste stoffene. Dataene fra Grenlandsfjordene representerer dessuten bare én situasjon, så disse må tolkes med forsiktighet.

Tabell V4.4. Minimum (MIN), maksimum (MAKS), middelerdi (MV) og standardavvik (SA) for den prosentuelle andelen av oppløste stoffer (c_{gf}/c_g) i overflatevann av ulike typer.

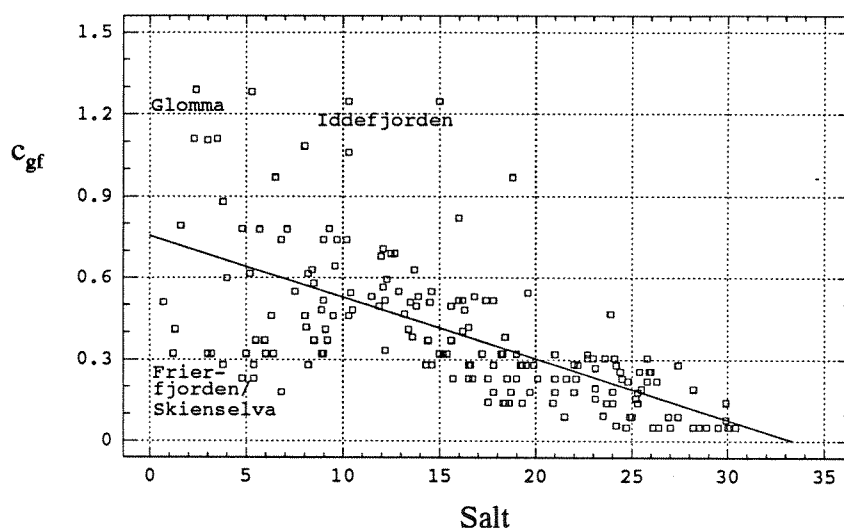
Vanntyper		c_{gf}/c_g (%)				
Nr.	Navn	MIN	MAKS	MV	SA	N
1	Skagerrak	6,2	32,9	15,4	9,6	11
2	Ytre Oslofjord	4,8	50,9	19,2	9,7	51
3	Grenlandsfjordene	8,8	27,6	18,9	6,1	13
4	Indre Oslofjord	5,1	24,5	16,7	7,1	5
5	Singlefjorden	14,5	35,6	23,5	6,5	16
6	Innsjøer	24,2	47,6	36,3	10,4	5
7	Hvaler/Glomma	14,2	87,7	30,3	17,3	19
8	Bottenhavet*					

* Ingen observ.

Det er forøvrig ingen god korrelasjon mellom c_{gf} og partikulært materiale (Turb), selv om

man bare betrakter data fra Hvaler og Ytre Oslofjord. Siden Glomma er en viktig bidragsyter til turbiditeten, kan dette bety at oppløst stoff også har andre viktige tilførselskilder. Den dårlige korrelasjonen med Turb kan også henge sammen med at partiklene felles ut, mens c_{gf} bare fortynnes med innblanding av sjøvannet. Dette ser man bl.a. av at de oppløste stoffene er omvendt korrelert med saltholdigheten, hvilket betyr at høye c_{gf} -verdier er knyttet til ferskvannsandelen. Sammenhengene er gitt av formelen nedenfor og figur V4.1. Lokalteter øverst i Glomma og utløpet av Iddefjorden, som er kilder for de oppløste stoffene, kommer ut med noen høye verdier som markert i figuren, mens data fra Frierfjorden/Skienselva har relativt sett lavere verdier sett i forhold til saltholdigheten. Fjernes Frierfjorddatene øker forklaringsgraden med saltholdigheten til 58,1%.

(V4.1a)	Uten Frierfj.	$c_{gf} = 0,89 - 0,029 \text{ Salt}$	N = 167	$R^2 = 58,1\%$
(V4.1b)	Alle marine data:	$c_{gf} = 0,76 - 0,023 \text{ Salt}$	N = 181	$R^2 = 42,4\%$



Figur V4.1. De oppløste stoffenes (c_{gf}) korrelasjon med saltholdigheten. Verdiene for noen karakteristiske vannmasser er markert.

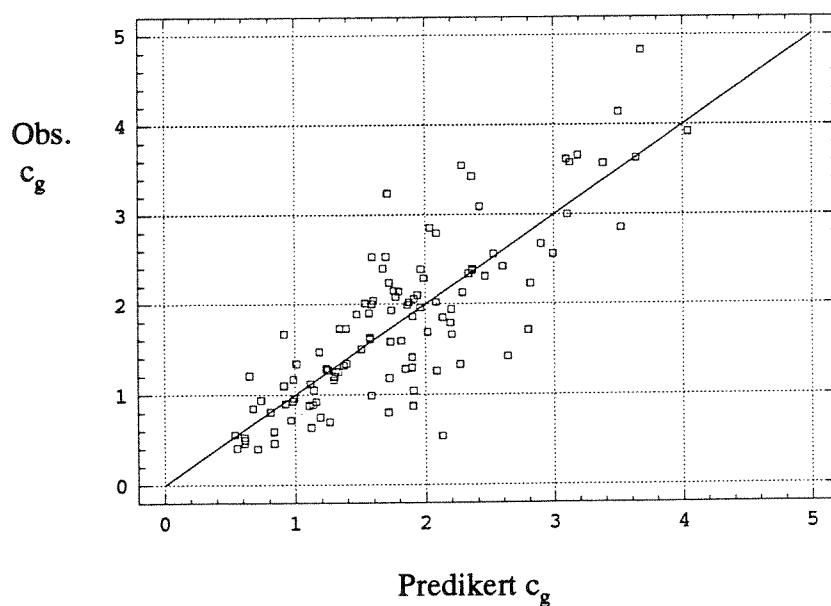
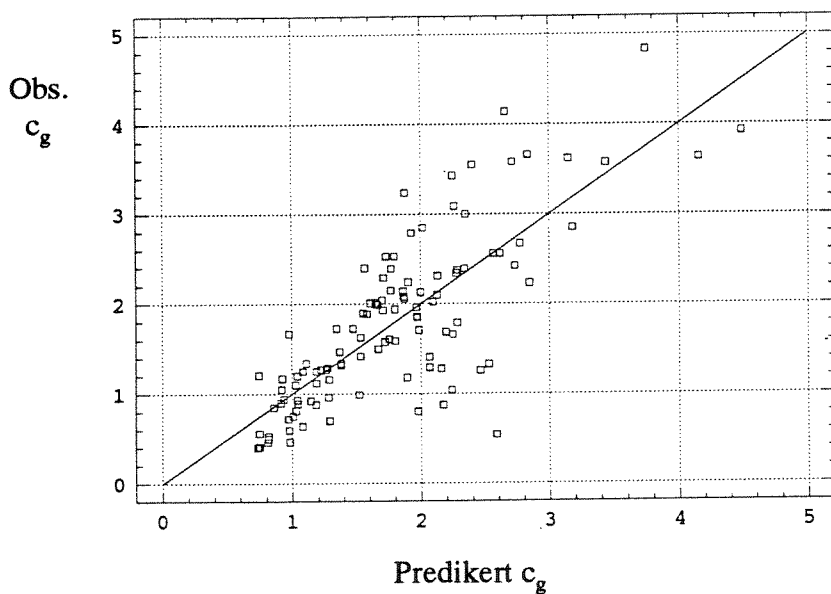
Sammenhengene mellom svekningskoeffisientene og partikkelparametrene TSM, Turb og Kla er også testet. De lineære sammenhengene for svekningskoeffisienten til en grønn lysstråle (c_g) mot Kla, Turb og TSM ga mindre enn 50% forklaringsgrad. Kombinasjonen av Turb og Kla ga den beste sammenheng med en forklaringsgrad på 59%. De eksponentielle sammenhengene for c_g var bedre korrelert enn de lineære.

(V4.2a)	$c_g = 1,42 \text{ Turb}^{0,59} \text{ Kla}^{0,20}$	N = 249	$R^2 = 68,5\%$
(V4.2b)	$c_g = 0,77 + 0,70 \text{ Turb} + 0,08 \text{ Kla}$	N = 249	$R^2 = 59,2\%$
(V4.2c)	$c_g = 1,07 \text{ TSM}^{0,66}$	N = 298	$R^2 = 52,4\%$
(V4.2d)	$c_g = 0,88 + 0,44 \text{ TSM}$	N = 298	$R^2 = 42,1\%$

Vi har også testet effekten av de oppløste stoffene (c_{gf}) på et datasett hvor parametrene som beskriver både partikler og løste stoffer foreligger. Det er et mindre antall observasjoner enn ovenfor, og hovedvekten i materialet består her av data fra Hvaler/Singlefjorden (type 5 og 6) og Ytre Oslofjord (type 2). Man får den beste tilpasning for de lineære formlene, men man oppnår ikke noen vesentlig større forklaringsgrad enn i den eksponentielle formelen med det større datamaterialet over. Turb eller TSM sammen med c_{gf} forklarer rundt 60% av

variasjonen i c_g verdien. Man ser av figur V4.2 at det er stor spredning i korrelasjonen, og det blir ikke noen vesentlig bedre samling av dataene når c_{gf} trekkes inn i ligningen. Selv om offsetverdien reduseres til $0,2 \text{ m}^{-1}$ er den fortsatt større enn verdien for rent vann. En forklaring på at man ikke får en bedre sammenheng kan være at de in situ målte c_g -verdiene er midlet over et litt annet dyp enn det som vannprøvene representerer.

(V4.3a)	$c_g = 0,43 + 0,81 \text{ Turb} + 0,12 \text{ Kla}$	$N = 111$	$R^2 = 61,4 \%$
(V4.3b)	$c_g = 0,22 + 0,58 \text{ Turb} + 0,12 \text{ Kla} + 1,3 c_{gf}$	$N = 111$	$R^2 = 68,5 \%$



Figur V4.2. Observerte og predikerte svevningskoeffisienter til en grønn lysstråle (c_g) basert på en lineær formel med Turb og Kla (øverste), og i kombinasjon med de løste stoffene (c_{gf}) (nederste).

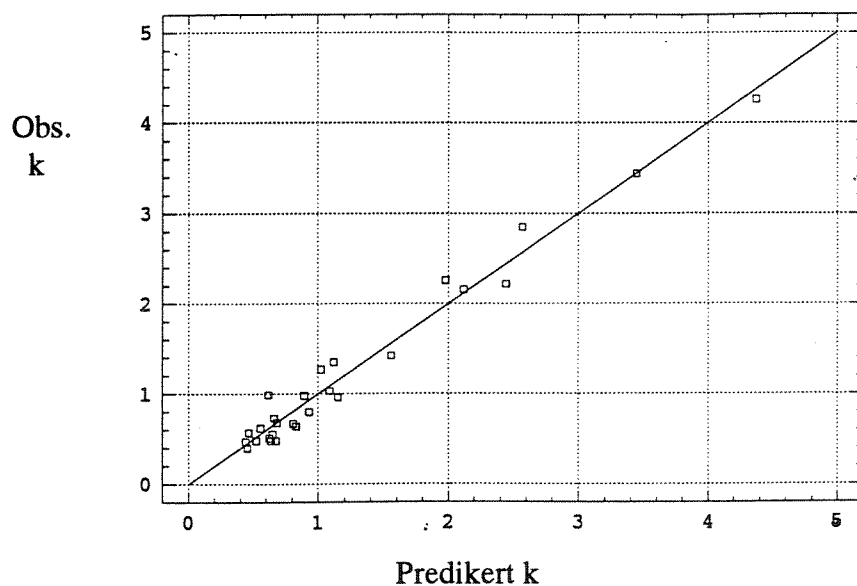
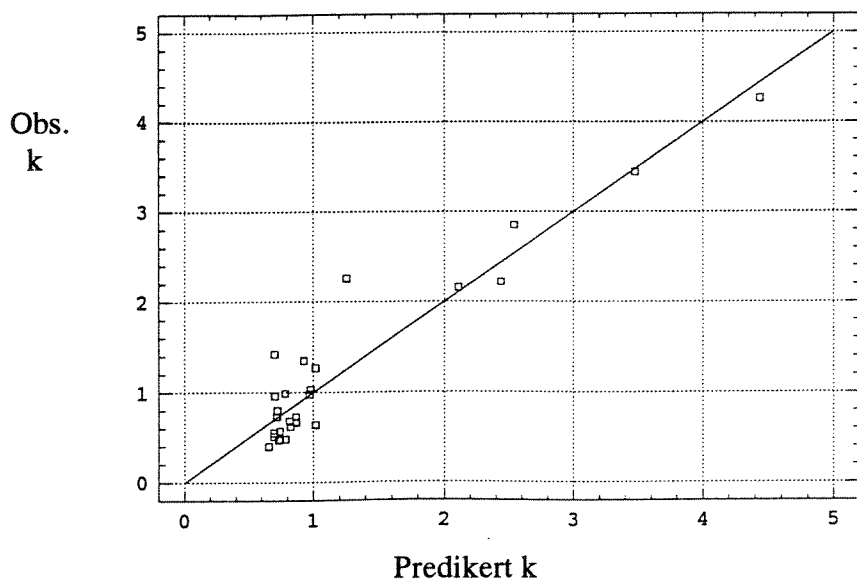
De lineære sammenhenger mellom svekningskoeffisienten til nedoverrettet kvanteirradians (k) og de ulike vannparametrene viser mye bedre korrelasjon enn svekningskoeffisienten for en grønn lysstråle (c_g). Likevel kan man ikke trekke klare konklusjoner ut fra statistiske forskjeller i relasjonene for k og c_g pga. at materialet som inngår i korrelasjonsanalysene er forskjellige.

(V4.4a)	$k = 0,61 + 0,11 \text{ Turb} + 0,020 \text{ Kla}$	$N = 40$	$R^2 = 86,6\%$
(V4.4b)	$k = 0,46 + 0,17 \text{ TSM}$	$N = 70$	$R^2 = 85,4\%$
(V4.4c)	$k = 0,63 \text{ Turb}^{0,39} \text{ Kla}^{0,16}$	$N = 40$	$R^2 = 79,9\%$
(V4.4d)	$k = 0,59 + 0,20 \text{ Turb}$	$N = 73$	$R^2 = 77,4\%$
(V4.4e)	$k = 0,50 \text{ TSM}^{0,65}$	$N = 70$	$R^2 = 75,0\%$
(V4.4f)	$k = 0,59 + 0,042 \text{ Kla}$	$N = 44$	$R^2 = 74,4\%$
(V4.4g)	$k = 0,72 \text{ Turb}^{0,56}$	$N = 73$	$R^2 = 68,7\%$
(V4.4h)	$k = 0,43 \text{ Kla}^{0,41}$	$N = 44$	$R^2 = 61,3\%$

Ser man på et sett med data hvor også c_{gf} foreligger, finner man både for de lineære og eksponentielle formlene en signifikant betydning av c_{gf} . Dette gjelder både sammen med TSM og med kombinasjon Turb og Kla, og det er noe bedre forklaringsgrad for de lineære relasjonene enn for de eksponentielle. Best tilpasning har kombinasjonen Turb og Kla sammen med c_{gf} som vist med formlene nedenfor og figuren V4.3.

(V4.5.a)	$k = 0,61 + 0,11 \text{ Turb} + 0,019 \text{ Kla}$	$N = 28$	$R^2 = 88,6\%$
(V4.5.b)	$k = 0,27 + 0,099 \text{ Turb} + 0,021 \text{ Kla} + 0,75 c_{gf}$	$N = 28$	$R^2 = 96,9\%$

De punktene som spesielt avviker fra ligningen (V4.5a) er fra lokaliteter med høyt humusinnhold, men disse tilpasses bedre når c_{gf} taes med i formelen. Konklusjonen blir at de oppløste stoffene har en signifikant betydning for lysabsorpsjonen. Det bør påpekes at dette datasettet i stor grad er dominert av innsjødata og data fra lokaliteter med mye planktonalger, mens data fra lokaliteter dominert av uorganiske partikler mangler.

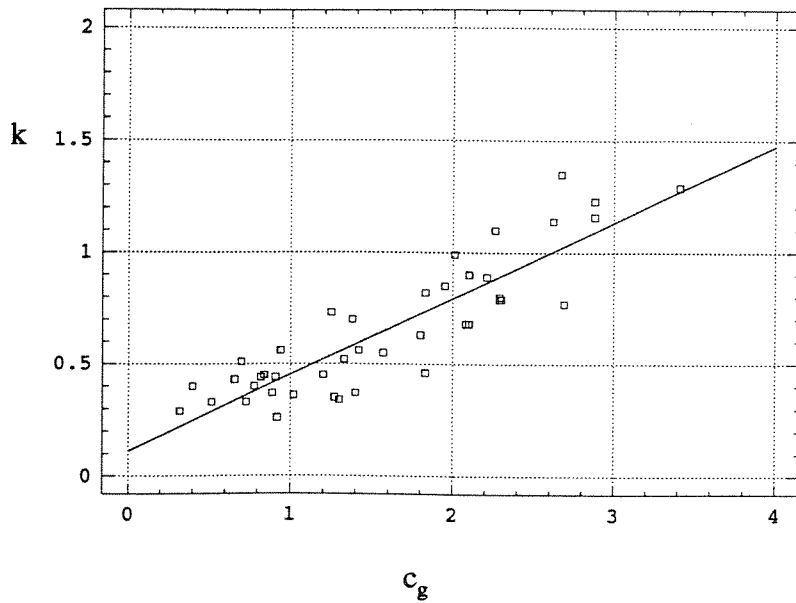


Figur V4.3. Observert og predikert svekningskoeffisient til nedoverrettet irradians (k), basert på en lineær funksjon av $Turb$ og Kla (øverst) og i kombinasjon med c_{gf} (nederst).

En midlere lineær sammenheng mellom k og c_g er gitt ved følgende ligning:

$$(V4.6) \quad k = 0,11 + 0,341 c_g \quad N = 41 \quad R^2 = 78,2 \%$$

Denne er fremstilt i figur V4.4 og viser at svekningskoeffisienten til en parallell grønn lysstråle (c_g) er omtrent 3 ganger så stor som den vertikale svekningskoeffisienten til integrert kvanteirradians (k) mellom overflate og siktedyp.



Figur V4.4. Den lineære sammenhengen mellom svekningskoeffisientene k og c_g .

Direkte korrelasjon av turbiditet (Turb) mot suspendert materiale (TSM) antyder at Turb alene kan forklare over 80 % av variasjonen i TSM. Klorofyll- a (Kla) får en mindre, men svakt signifikant effekt når den tas med i formelen. Sammenhengen mellom totalt suspendert materiale og turbiditet med og uten klorofyll- a er gitt av ligningene:

$$(V4.7a) \quad TSM = 0,85 + 1,20 \text{ Turb} \quad N = 701 \quad R^2 = 82,4 \%$$

$$(V4.7b) \quad TSM = 0,70 + 1,12 \text{ Turb} + 0,055 \text{ Kla} \quad N = 532 \quad R^2 = 86,1 \%$$

Vedlegg 5. Kalibrering av satellittradians mot feltradians

Satellittradiansen til TM-sensoren er sammenlignet med radians målt *in situ* rett under havoverflaten. Observasjoner fra målinger i Ytre Oslofjord den 13. mai og 1. august 1988 (Sørensen og medarb., 1990) ble benyttet i denne sammenligningen. Det anvendte instrumentet målte radiansen $L(\text{sjø})$ ved hhv. 450 og 520 nm og var ikke spektralt helt overlappende med noen av TM-sensorene (jfr. tabell 3.1 i kap. 3). Siden TM1 har båndbredden 450-520 nm, ble denne sammenlignet med middelverdien av $L(\text{sjø})$ for 450 og 520 nm ($L(\text{sjø})_{485}$). TM2-kanalen dekker området 520-600 nm, slik at den andre sammenligningen ble foretatt mellom den midlere radians av TM1 og TM2 ($L(\text{sat})_{\text{TM12}}$) mot $L(\text{sjø})$ ved 520 nm ($L(\text{sjø})_{520}$).

Ved sammenligning av absoluttverdiene av radiansen målt rett under havoverflaten med satellittradiansen må man ta hensyn til atmosfærens eget bidrag og dennes transmisjon av signalet. Radiansen som når opp til satellitten, kan forenklet skrives som:

$$(V5.1) \quad L(\text{sat}) = L(\text{atm}) + B \times L(\text{sjø})$$

der $L(\text{atm})$ er radiansbidraget spredt oppover fra atmosfæren og reflektert fra havoverflaten, B en konstant faktor og $L(\text{sjø})$ bidraget fra sjøen. B uttrykker transmisjonen gjennom havoverflaten, atmosfærens transmisjon fra sjø til satellitt og eventuelle effekter pga. båndbredder. $L(\text{sjø})$ er på forhånd omregnet til de luftverdier man ville fått ved 100% transmisjon gjennom havoverflaten. Selv om dataene er omregnet til spektralradians, kommer problemet med båndbredder likevel inn fordi forskjellene i båndbredder er såvidt store ($L(\text{sat})$ har båndbredde 70-80 nm mens $L(\text{sjø})$ har 17 nm. Innenfor de bredeste båndbreddene kan radiansen variere vesentlig.

Det ble funnet lineære sammenhenger mellom $L(\text{sat})$ og $L(\text{sjø})$ for begge datoer og de bølglengdeområder som ble testet. Dette tyder på at $L(\text{atm})$ har vært relativt konstant under det tidsrommet feltradiansen ble målt. Følgende sammenhenger ble funnet for 13. mai 1988:

$$(V5.2a) \quad L(\text{sat})_{\text{TM1}} = 39,70 + 1,34 L(\text{sjø})_{485} \quad N=12 \quad R^2 = 97,1 \%$$

$$(V5.2b) \quad L(\text{sat})_{\text{TM12}} = 30,92 + 1,22 L(\text{sjø})_{520} \quad N=12 \quad R^2 = 95,3 \%$$

og for 1. august 1988:

$$(V5.3a) \quad L(\text{sat})_{\text{TM1}} = 34,10 + 1,14 \times L(\text{sjø})_{485} \quad N=13 \quad R^2 = 91,5 \%$$

$$(V5.3b) \quad L(\text{sat})_{\text{TM12}} = 26,30 + 1,21 \times L(\text{sjø})_{520} \quad N=13 \quad R^2 = 92,8 \%$$

Regresjonenes helningskoeffisienter for mai og august varierer fra 1,14 til 1,34, hvilket er i samme størrelsesområde som de forsterkningsfaktorene som ble innført i radiansberegningene av TM-data. Det ville altså blitt et bedre 1:1 forhold om disse faktorene ikke var benyttet. Forskjellene er noe for store til bare å kunne forklares ut fra en for lav feltradiansen pga. instrumentets egenskygge, båtskygge osv. Videre skulle atmosfærens transmisjon ha svekket satellittsignalet, slik at det hele tyder på at disse forsterkningsfaktorene gir for høye verdier.

Når det ut fra korrelasjonsanalysen blir tilpasset en rett linje til punktene, så blir $L(\text{atm})$ det ekstrapolerte skjæringspunktet mellom linjen og aksene for $L(\text{sat})$. Det er altså mulig å bestemme $L(\text{atm})$ ut fra målinger av $L(\text{sjø})$ med et radiansmeter, forutsatt at $L(\text{atm})$ er konstant over det tidsrommet $L(\text{sjø})$ blir målt. Det siste punktet begrenser nytten av å måle

$L(\text{sjø})$ til helt perfekte dager. Flere måleserier av $L(\text{sjø})$ fra andre datoer måtte forkastes på grunn av atmosfærisk variasjon i løpet av måledagen.

En omtrentlig verdi på atmosfærens bidrag kan man imidlertid få ved å bestemme den minimale satellittradiansen ($L(\text{sat})_{\text{min}}$). Denne finner man i det klareste vannområdet eller i et vannområde med så stor og dominerende absorpsjon at vannet virker "svart". Dette er gjort for de nevnte to datoer og to bølgelengdekombinasjoner. Minimumsområdene ligger i Ytre Oslofjord, og i tabell V5.1 er radiansen fra disse klare områdene sammenstilt med de ekstrapolerte verdier. Solvinkelen ved de to datoer var like, så eventuelle effekter fra denne kan man se bort fra.

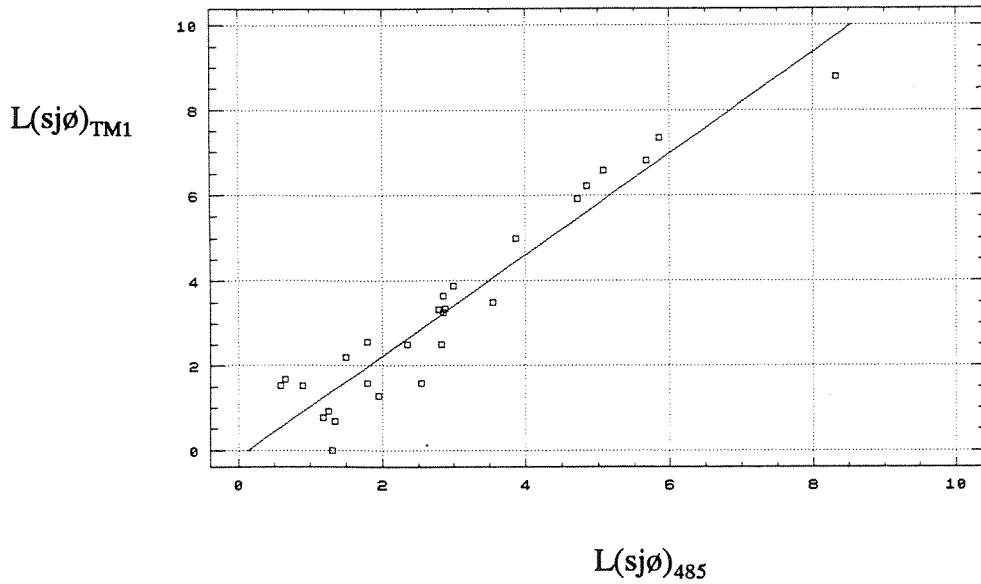
Tabell V5.1. Sammenligning av satellittradians $L(\text{sat})_{\text{min}}$ ($\text{W}/\text{m}^2\text{sr}\mu\text{m}$) fra et område med "klart vann" fra Ytre Oslofjord, 13. mai og 1. august 1988, med ekstrapolert radians $L(\text{atm})$.

Dato	Sensor	$L(\text{sat})_{\text{min}}$	$L(\text{atm})$	$L(\text{diff})$
13.Mai	TM1	40,0	39,7	-0,3
	TM12	31,45	30,92	-0,53
1.Aug	TM1	37,2	34,1	-3,1
	TM12	28,35	26,3	-2,05

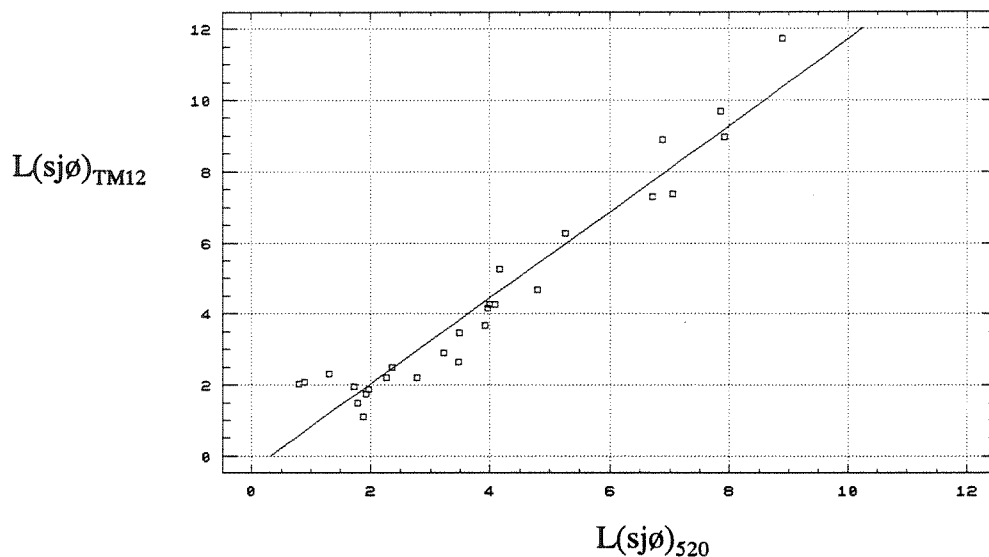
For maidataene var det en meget god overenstemmelse, men i august ble det et avvik mellom $L(\text{sat})_{\text{min}}$ og $L(\text{atm})$ på 2-3 $\text{W}/\text{m}^2\text{sr}\mu\text{m}$. Dette kan skyldes at det i august var noe større tilbakespredning fra disse vannmassene, og man fant ved denne situasjonen faktisk lavere minimumsverdier i munningen på Iddefjorden. Disse var lavere for TM1 og TM2 og lavest for TM1. TM3 var derimot høyere, og dette kan tyde på at man i dette området har en stor og dominerende absorpsjon av blått, grønt og gult lys, pga. f.eks. løst organisk stoff, men mindre absorpsjon av rødt lys. Slikt vann ser brunt ut, hvilket passer bra for det man visuelt observerer av farge på dette vannet.

Trekker man minimumsverdiene fra Iddefjord-munningen fra observert $L(\text{sat})$ i august og minimumsverdiene fra Ytre Oslofjord fra maiobservasjonene og så slår de resulterende reduserte $L(\text{sat})$ for de to datoer sammen, finner man de sammenhengene som er vist i figur V5.1 og V5.2. Disse er gitt ved ligningene:

$$\begin{array}{llll} \text{(V5.4a)} & L(\text{sjø})_{\text{TM1}} = -0,17 + 1,19 L(\text{sjø})_{485} & N = 26 & R^2 = 91,1 \% \\ \text{(V5.4b)} & L(\text{sjø})_{\text{TM12}} = -0,39 + 1,21 L(\text{sjø})_{520} & N = 26 & R^2 = 93,5 \% \end{array}$$



Figur V5.1. Midlere spektralradians ($W/m^2sr\mu m$) fra sj\o en ved 450 og 520 nm ($L(sj\o)_{485}$) mot satellittradians ved havoverflaten for TM1 ($L(sj\o)_{TM1}$) den 13. mai og 1. august 1988.



Figur V5.2. Spektralradians ($W/m^2sr\mu m$) fra sj\o en ved 520 nm ($L(sj\o)_{520}$) mot midlere satellittradians ved havoverflaten for TM1 og TM2 ($L(sj\o)_{TM12}$) den 13. mai og 1. august 1988.

Dette indikerer at metoden med \aa ansl\aa $L(atm)$ ut fra $L(sat)_{min}$ gir brukbare resultater, og denne metoden har alts\aa den fordelen at den ikke krever feltm\aalinger.

Hvis satellittradiansen $L(sat)$ skal brukes til \aa ansl\aa fordelingen av vannkvalitetsparametre i sj\o en, kan dette gj\o res ved \aa korrelere direkte mot feltobservasjoner av de valgte parametre. \O nsker man imidlertid \aa v\aa re uavhengig av feltm\aalinger, s\aa er det n\o dvendig at atmosf\aa rebidraget $L(atm)$ og transmisjonsfaktoren B er kjent. Vi mangler fortsatt en metode til \aa bestemme B som er uavhengig av m\aalinger i sj\o en.

Norsk institutt for vannforskning  NIVA

Postboks 69 Korsvoll, 0808 Oslo
Telefon: 22 18 51 00 Fax: 22 18 52 00

ISBN 82-577-2262-6