

**GEF1100 PÅ F/F TRYGVE BRAARUD 10.09.15
12:00-15:00**



Pulje F

Deltakere

Mannskap:

Sindre Holm
Tom Opsahl

Instruktører:

Åsmund Bakketun
Ole Henrik Botvar
Kristian Ingvaldsen

Lærer:

Eyvind Aas

Studenter:

Gruppe 1: Sigrid S. Olsen
Marie F. Solem

Gruppe 2: Johan Bakk
Nicholas Jacobsen
Sondre Olsson

Gruppe 3: Håkon Ringstad
Odd F. Viga

STASJONER

Stasjonene hvor målingene ble foretatt, hadde følgende starttider og posisjoner

12:45 59.8733°N, 10.7375°E (Malmøykalven)
13:11 59.8658°N, 10.7004°E (Oksvalflua)
13:45 59.8807°N, 10.6470°E (Geitholmen)

Været var kodet til 1 (delvis skyet), skydekket var 2-6 oktas, og sjøtilstanden var kode 0-1 (havblikk til småkruset sjø). Lufttemperaturen lå på 15.8-16.7 °C, og vinden var 0.9-2.1 m s⁻¹ (flau til svak vind).

PROGRAM

På toktet skulle følgende vurderes:

1. Varmebudsjettet for overflatelaget, uttrykt ved transporten av varme ned i havet ved stråling fra sol og himmel, varmetapet fra havet ved netto infrarød varmestråling til atmosfæren, og varmeledningen mellom hav og atmosfære.
2. Varmetransporten ned i havet ved turbulent blanding, uttrykt ved overføring av kinetisk vindenergi til havet, blandingslagets tykkelse, og vertikalstruktur av temperatur, saltholdighet og tetthet.
3. Biologiske effekter av strålingen estimert fra Secchidypet og fra måling av kvanteirradians.

RESULTATER

1. Varmebudsjettet

Transporten av varme gjennom havoverflaten tenker vi er sammensatt av kortbølget stråling S (Q_s på skjema under toktet) fra sol og himmel, langbølget infrarød stråling F (Q_b), varmetap SH (Q_h) ved ledning (sensible heat) og varmetap LE (Q_e) ved fordampning (eller tilført varme ved kondensasjon). Til et volum under havoverflaten kan vi også tenke oss varmetilførsel ΔF_o (Q_v) ved adveksjon. Under vårt septembertokt i Indre Oslofjord kan vi se bort fra LE (Q_e) og ΔF_o (Q_v). Vårt forenklete totale varmebudsjett blir da

$$Q_{tot} = Q_s + Q_b + Q_h \quad (1)$$

Kortbølget stråling Q_s

Nedoverrettet kvanteirradians Q_q , definert som antall lyskvanter pr. flate- og tidsenhet med benevnning $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, ble målt på dekk (taket av styrhuset) med et irradiansmeter. Overflateverdien, dvs. verdien rett *under* overflaten, er luftverdien multiplisert med overflatens transmittans, som her tilnærmet kan settes lik 0.93. De observerte verdier av Q_q i luft og de beregnede verdier i 0 meter er vist i tabellen nedenfor.

Den innstrålte kortbølgede energifluks Q_s , angitt i W m^{-2} , kan fåes av kvanteirradiansen ved å multiplisere med passende empiriske konverteringsfaktorer. For kvanteirradiansen over og rett under overflaten er denne faktoren $0.5 (\text{W m}^{-2})/(\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1})$. Beregnede verdier av energiirradiansen Q_s rett under overflaten er presentert i Tabell 1.

Tabell 1

Stasjon	Tid	$Q_q(\text{luft})$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	$Q_q(0)$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	$Q_s(0)$ W m^{-2}
Malmøykalven	1245	840	781	391
Oksvalflua	1310	880	818	409
Geitholmen	1345	757	704	352

På denne ettermiddagen i september var altså mottatt kortbølget stråling av størrelse rundt 400 W m^{-2} . Rundt halvparten av dette blir absorbert og går over til varme i den øverste meteren.

Langbølget stråling Q_b

Den brutto utstrålte langbølgete energifluks Q_b fra havoverflaten er gitt ved Stefan-Boltzmanns lov:

$$Q_b = \sigma (T_K)^4 \quad (2)$$

der σ er Stefan-Boltzmannkonstanten $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$, og T_K er grader Kelvin. Ut fra dette er det mulig å beregne, ved hjelp av overflatetemperaturen, hvor mange watt som tapes brutto fra en kvadratmeter vannoverflate. Problemet er at en lignende effekt mottas fra atmosfæren. En empirisk (og dermed tilnærmet) formel for *netto mottatt* infrarød stråling til havoverflaten er

$$Q_b \approx -(143 - 0.9t_w - 0.46e_a)(1 - 0.1C) [W m^{-2}] \quad (3)$$

der t_w er overflatetemperatur målt i $^{\circ}\text{C}$, e_a er luftas relative luftfuktighet målt i %, og C er skydekket målt i oktas (1/8-deler). Vanligvis blir Q_b negativ og representerer et tap. For de forskjellige klokkeslett på dette toktet blir netto Q_b i W m^{-2} som vist i Tabell 2.

Tabell 2

Tid	t_w ($^{\circ}\text{C}$)	t_a ($^{\circ}\text{C}$)	e_a (%)	C (oktas)	V (m s^{-1})	Q_s (W m^{-2})	Q_b (W m^{-2})	Q_h (W m^{-2})	Q_{tot} (W m^{-2})
1300	17.1	16.6	56	3	0.9	391	-71.3	-0.8	318
1320	17.1	16.7	53	2	1.3	409	-82.6	-1.0	326
1348	17.2	15.8	68	6	2.1	352	-38.5	-5.5	308

Varmeledning Q_h

Det er rimeligvis slik at jo varmere havet er i forhold til atmosfæren, jo mer varme vil ledes oppover fra havet. Det er også rimelig å anta at jo mere vind det er, jo lettere vil denne varmen fraktes bort. En empirisk formel for varmeledning Q_h er

$$Q_h \approx -1.88 V (t_w - t_a) [W m^{-2}] \quad (4)$$

der V er vindhastighet i m s^{-1} , t_w er overflatetemperatur i $^{\circ}\text{C}$, og t_a er lufttemperatur i $^{\circ}\text{C}$. Hvis $t_w > t_a$ vil Q_h bli negativ og representere et tap. Resultatene for dette toktet er vist i Tabell 2 ovenfor.

Det totale varmebudsjettet uttrykt ved Q_{tot}

Tabell 2 viser at på måletidspunktene får summen Q_{tot} gitt ved (1) verdier mellom 308 og 326 W m^{-2} . Et viktig punkt for varmebudsjettet er imidlertid at den målte verdien av Q_s ikke varer

hele døgnet, men at døgningtegralet av Q_s i september bare tilsvarer ca. 4 timer timer med verdien av Q_s , ca. 380 W m^{-2} . Leddene Q_b og Q_h vil derimot forandres mindre i løpet av døgnet 24 timer, og kan i vårt tilfelle antas konstante med sum tilnærmet lik -65 W m^{-2} . Bruker vi dette, så blir tapt energi fra 1 kvadratmeter ca. -144 kJ for et døgnet. Videre kan vi anslå den spesifikke varmekapasiteten for overflatevannet i Oslofjorden ($S \approx 20$) til ca. $4200 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Hvis vi videre, som et tankeeksperiment, antar at all varmen tas fra den øverste meteren, og vi videre antar at denne kubikkmeteren har masse 1000 kg , kan vi anslå temperaturendringen ΔT ut fra

$$(4200 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}) \cdot (1000 \text{ kg}) \cdot \Delta T = -144 \text{ kJ} \quad (5)$$

som gir at ΔT blir ca. $-0.03 \text{ }^\circ\text{C}$. I dette eksempelet kunne altså temperaturen i den øverste meteren forbli tilnærmet uforandret over et døgnet.

2. Turbulent varmetransport fra overflaten ned i havet

Vind, strøm og bølger vil kunne skape en viss omrøring i overflatelaget og derved bidra til en turbulent transport av varme enten oppover eller nedover. Det er også slik at tetthetsgradienten og tykkelsen av overgangslaget mellom det øvre blandingslaget og de dypere vannmassene vil påvirke hvor lett det er å få til en blanding nedover. Denne overgangen kalles også for sprangsjiktet, og for separate vurderinger av temperatur, saltholdighet og tetthet kalles overgangen for en termoklin, haloklin og pyknoklin. Her skal vi se på overføring av kinetisk vindenergi til fjordvannet, samt tykkelsen av blandingslaget og sprangsjiktet.

Overføring av kinetisk vindenergi

Overføringen av kinetisk energi fra vinden til havet kan beskrives av uttrykket

$$Q_{kin} = \rho_{air} c V^3, \quad (6)$$

der ρ_{air} er luftens tetthet, c er en friksjonskoeffisient (drag coefficient) og V er vindhastigheten. Vi kan tilnærmet anslå $\rho_{air} \approx 1.3 \text{ kg m}^{-3}$ og $c \approx 1 \cdot 10^{-3}$. Benevnningen for Q_{kin} blir W m^{-2} .

Verdier for Q_{kin} på de forskjellige klokkeslett ut fra observert V er gitt i Tabell 3.

Tabell 3

Tid	V (m s^{-1})	Q_{kin} (W m^{-2})
1300	0.9	0.001
1320	1.3	0.003
1348	2.1	0.012

Vi ser at ved de vindstyrkene vi hadde, dvs. $0.9\text{-}2.1 \text{ m s}^{-1}$, så blir dette leddet ubetydelig i forhold til varmeledningene. Hvis vi derimot hadde hatt en vindstyrke rundt 10 m s^{-1} (frisk bris til liten kuling) eller rundt 20 m s^{-1} (sterk kuling til liten storm), så vil Q_{kin} få verdier i intervallet $1\text{-}10 \text{ W m}^{-2}$, og døgningtegralet av dette blir av samme størrelsesorden som de andre døgningtegralene.

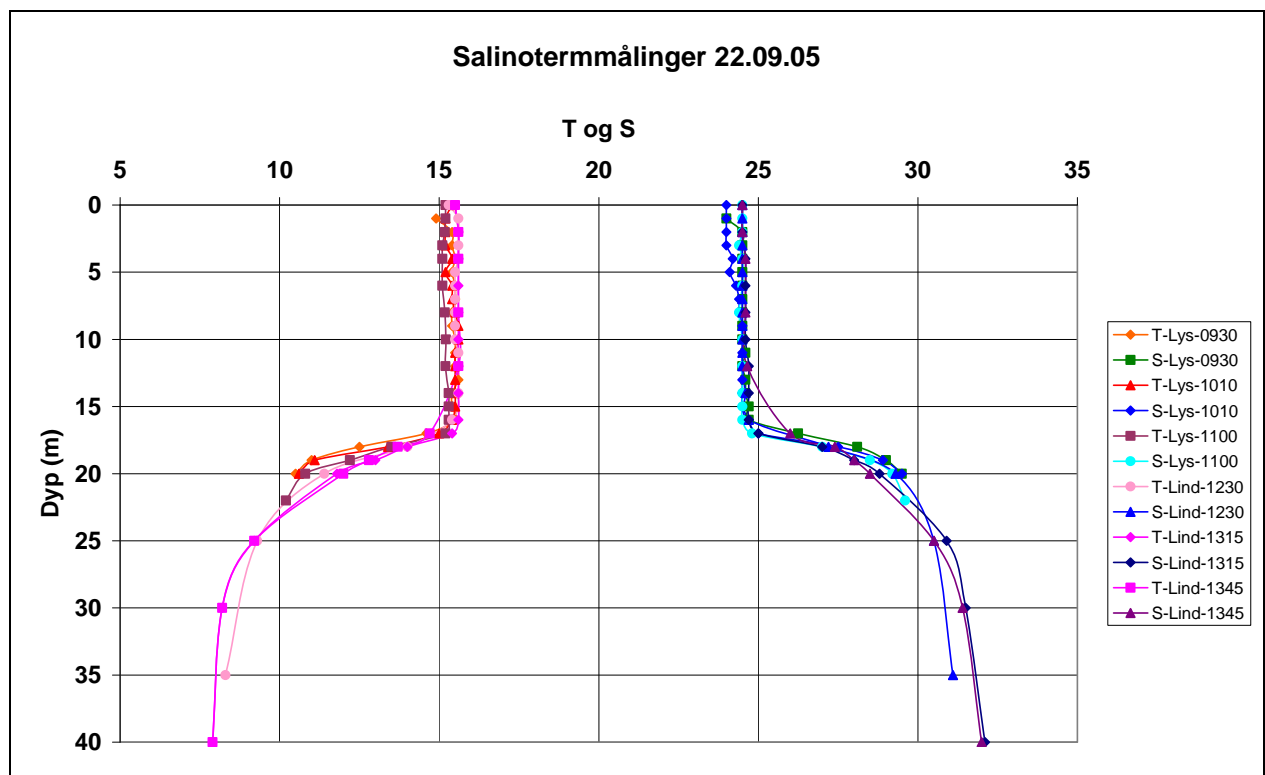
Det øvre blandingslaget og sprangsjiktet

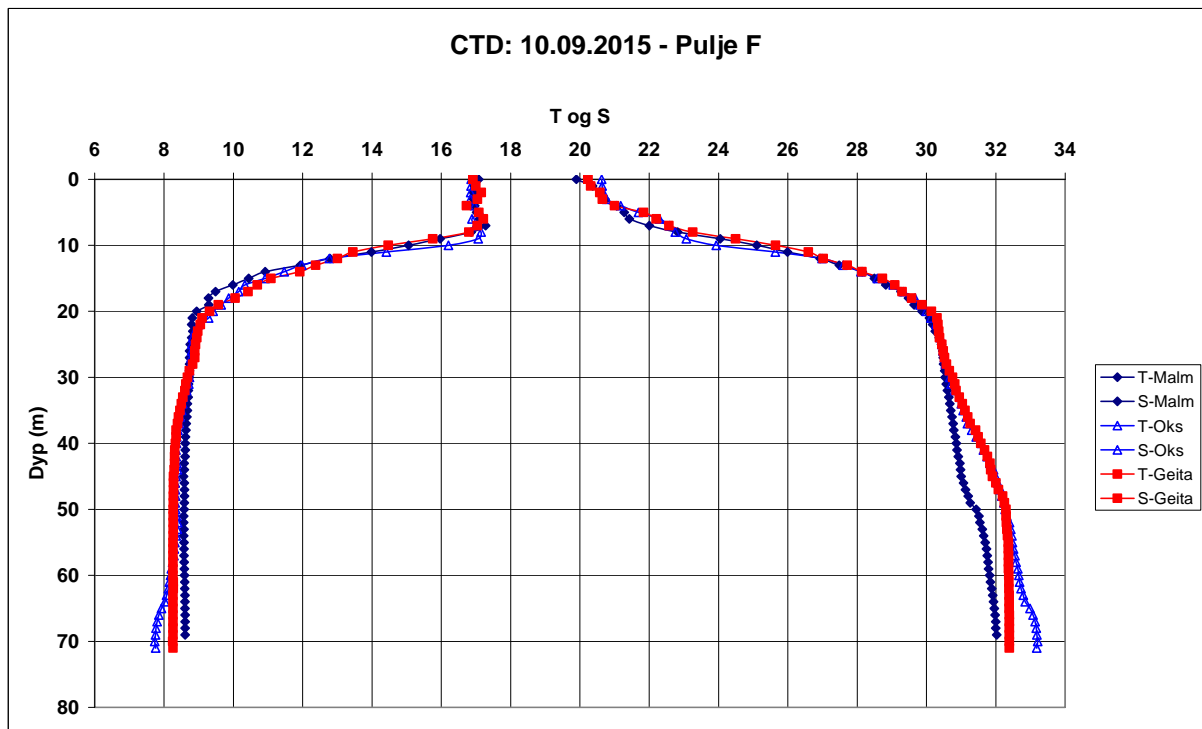
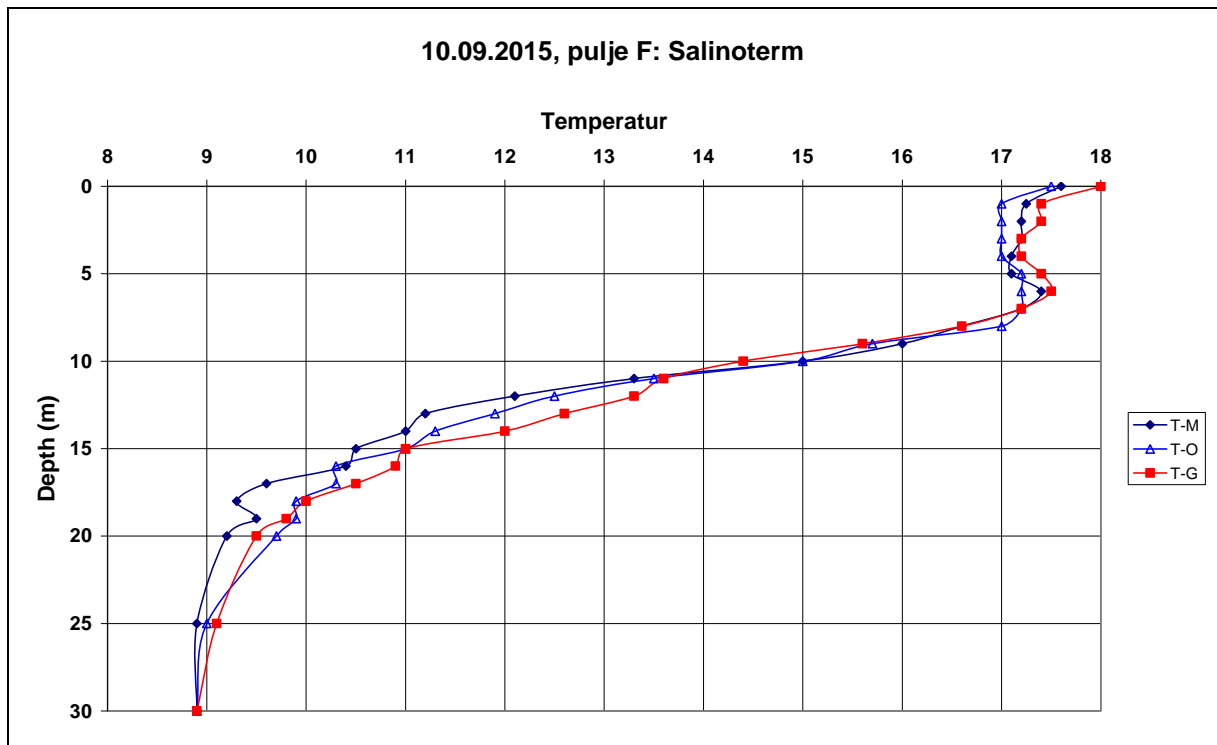
De forskjellige målinger med salinoterm er vist nedenfor. Ser vi på tilstanden i september 2005 var det øvre blandingslaget svært homogent, med en tykkelse på hele 17 m, sannsynligvis etter en periode med kraftig vindblanding. I år brøt saltsensoren på salinotermen sammen, men vi ser at temperaturen avtar jevnt og kraftig fra 9-10 m ned til 20 meters dyp. Vi har altså et ikke helt perfekt øvre blandingslag ned til ca. 10 m., og så et sprangsjikt som strekker seg ned til 20 m. Dette blir mer tydelig når vi ser på CTD-målingene.

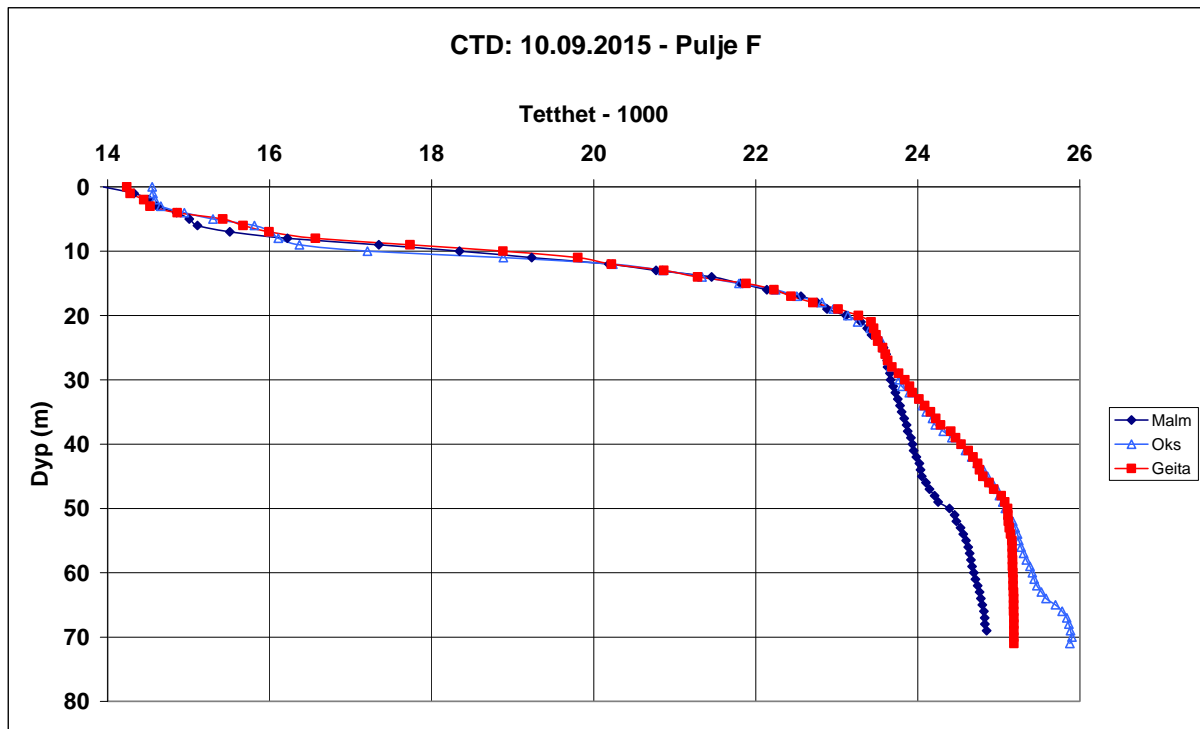
CTD-sonden (conductivity-temperature-depth) er et langt mer nøyaktig og raskere instrument enn salinotermen. Dypet blir ikke målt direkte, men beregnes ut fra trykket. Den elektriske ledningsevnen eller konduktiviteten er en funksjon av saltholdighet, temperatur og trykk, og når de to sistnevnte variablene er kjent, kan saltholdigheten beregnes ut fra målt konduktivitet. Av saltholdighet S , temperatur T og trykk p kan så tettheten $\rho(S,T,p)$ beregnes. Etersom tettheten av sjøvann alltid er et tall nær 1000 kg m^{-3} , kan det ofte være praktisk å trekke fra 1000-tallet for å få færre sifere. Software-programmet for CTD -sonden gir oss σ_t som er tettheten ved overflatetrykk minus 1000, dvs.

$$\sigma_t = \rho(S,T,0) - 1000$$

De vertikale temperatur- og saltprofilene med CTD bekrefter resultatet fra salinotermen.







3. Biologiske effekter

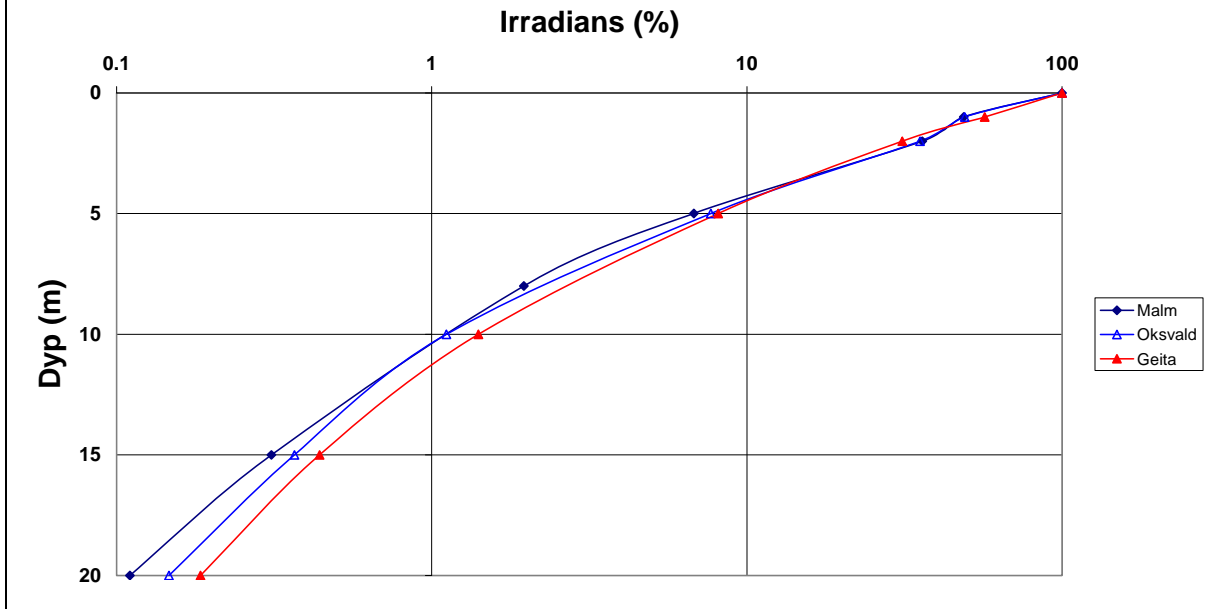
Det er slik at netto fotosyntese/primærproduksjon ofte antas å skje ned til det nivå $Z(1\%)$ der kvanteirradiansen er redusert til 1% av overflateverdien. Dette området kalles den *eufotiske sone* (eufotisk= godt med lys). Det er lettere å måle Secchi-dypet D med en hvit skive enn 1%-dypet med et irradiansmeter, og en tommelfingerregel basert på statistikk sier at om sommeren vil 10%-dypet ligge nær D , og 1%-dypet rundt $2D$ i Oslofjorden. Ser vi på Tabell 4 finner vi at tykkelsen av den eupotiske sonen blir på rundt 10 m på ettermiddagen den 9. september. Om sommeren inneholder vannet i fjorden langt mer plankton og blir derfor mer grumset. $Z(1\%)$ blir da vesentlig mindre.

Tabell 4

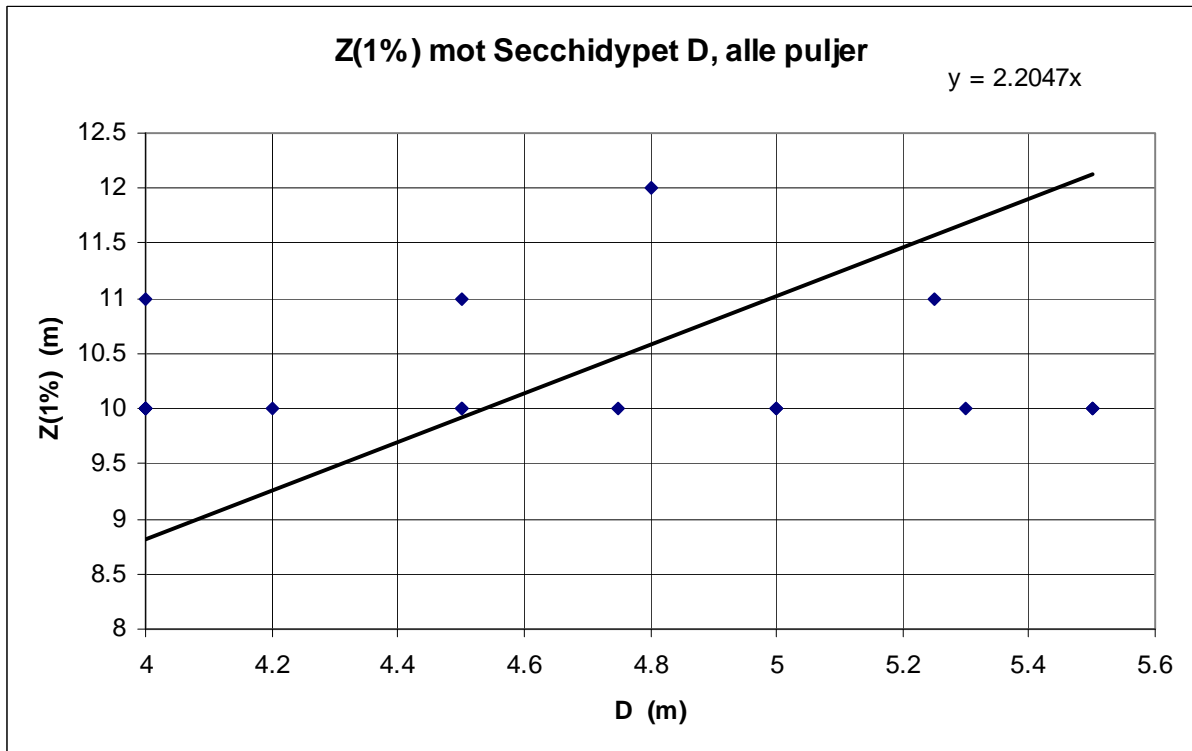
Tid	D (m)	$Z(1\%)$ (m)	$Z(1\%)/D$
1245	4.0	10	2.5
1310	4.75	10	2.1
1345	5.25	11	2.1

Hvis dypet D tilsvarer 10 % av kvanteirradiansen, vil det erfaringsmessig tilsvare 5 % av energiirradiansen. Ut fra Secchi-dypet kan vi derfor også anslå at ca. 95 % av den kortbølgede strålingen blir absorbert i de øverste 5 metrene på denne dagen.

Kvanteirradians 10.09.2015: Pulje F



De samlede resultater for alle puljer, $Z(1\%)$ mot D , er vist nedenfor.



Referanse

De empiriske ligningene (3) og (4) er tatt fra Pickard & Emery: "Descriptive Physical Oceanography. 5th ed."