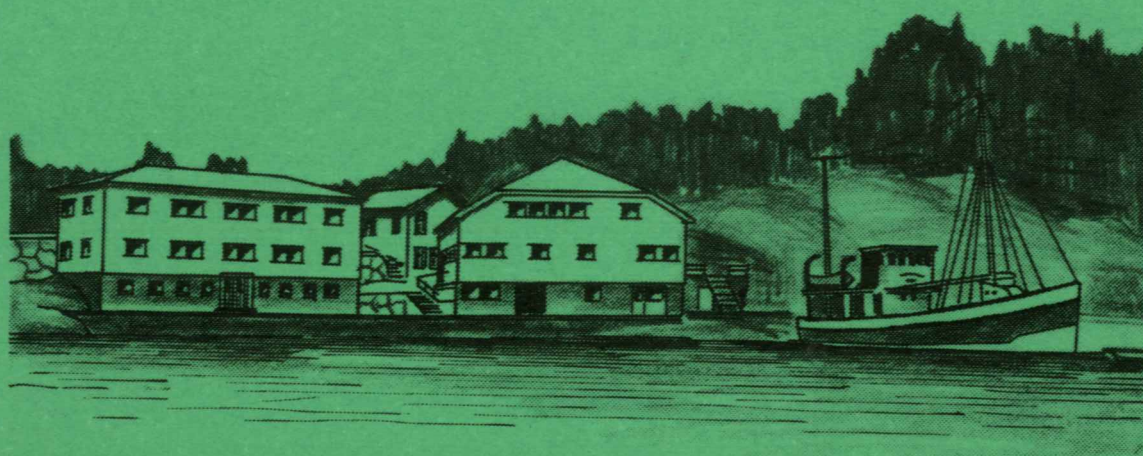


FLØDEVIGEN

RAPPORTSERIE

Nr. 1, 1982

HAVFORSKNINGSINSTITUTTET
FORSKNINGSSTASJONEN FLØDEVIGEN
N-4817 Hb



HYDROGRAFI I OSLOFJORDEN OG
LANGESUNDSOMRÅDET I 1974–1978

Finn-Erik Dahl

FISKERIDIREKTORATETS HAVFORSKNINGSINSTITUTT
STATENS BIOLOGISKE STASJON FLØDEVIGEN
N-4800 ARENDAL, NORWAY

ISSN 0333 - 2594

Hydrografi i Oslofjorden og Langesundsområdet
1974-1978

av

FINN-ERIK DAHL⁺

Statens Biologiske Stasjon Flødevigen
Arendal

⁺Nåværende adresse:

Det norske Veritas

Postboks 300

1322 HØVIK

INNHOOLD

	side
FORORD	4
ABSTRACT	5
1. SAMMENDRAG	7
2. LANGESUNDSOMRÅDET	9
2.1. Topografi	9
2.2. Ferskvannstilførsel	11
2.3. Hydrografi 1974-1978	11
2.3.1. Langesundsbukta	11
2.3.2. Breviksfjorden	16
2.3.3. Langangsfjorden og Mørjefjorden	22
2.3.4. Frierfjorden	27
2.3.5. Naverfjorden	34
3. OSLOFJORDEN	36
3.1. Topografi	36
3.2. Ferskvannstilførsel	39
3.3. Generell hydrografi	39
3.4. Kortperiodisk temperaturvariasjoner i overflatelaget	44
3.5. Hydrografi 1974-1978	49
3.5.1. Ytre Oslofjord	51
3.5.1.1. Dyp- og bunnlag	52
3.5.1.2. Mellom- og overflatelag	55
3.5.1.3. Sammendrag	59
3.5.2. Midtre Oslofjord	60
3.5.2.1. Dyplaget	66
3.5.2.2. Mellom- og overflatelag	70
3.5.3. Indre Oslofjord	73
3.5.3.1. Vestfjorden	75
3.5.3.1.1. Dyplaget	75
3.5.3.1.2. Mellom- og overflatelag	86
3.5.3.2. Bunnefjorden	87
3.5.3.2.1. Dyplaget	87
3.5.3.2.2. Mellom- og overflatelag	91
4. UTSKIFTNING I FJORDENE VED DYP- VANNINNSTRØMNING	93
4.1. Generell hydrografi	93
4.2. Teoretiske betraktninger	97
5. REFERANSER	100

FORORD

I forbindelse med planer om kjernekraftverk i Oslofjordregionen, utarbeidet Havforskningsinstituttet i 1973 på anmodning fra Norges Vassdrags- og elektrisitetsvesen et "rammeprogram for fiskeribiologiske undersøkelser i forbindelse med kjernekraftverk i Oslofjorden". Programmet som skulle gjennomføres i en 5-års periode, hadde som mål å identifisere og kvantifisere virkningene av forurensingene fra kjernekraftverket på kvalitet, forekomst og produktivitet av matnyttige skalldyr og fisk. Programmet inneholdt 4 komponenter:

1. Et basisstudium for å etablere status i forekomst og biologi av de fiskerimessige sett viktigste skalldyr og fiskearter.
2. Et oppfølgingsstudium som skulle dekke de samme forhold og arter i tidsrommet frem til kjernekraftverket ble bygget.
3. Monitoring eller repeterende analyser av de identifiserte kritiske arter og biologiske prosesser for å studere utviklinger etter at et evt. kjernekraftverk ble satt i drift.
4. Eksperimentelle undersøkelser for å identifisere virkninger av forhøyet temperaturer på utvalgte arter og biologiske prosesser også med sikte på en evt. utnyttelse av den termiske overskuddsenergi for kultivering av organismer.

Det ble senere besluttet ikke å bygge kjernekraftverk, men undersøkelsene ble likevel gjennomført etter planene med tanke på at resultatene kunne nyttiggjøres ved evt. senere realisering av varmekraftverk.

I programmet inngikk baseline undersøkelser i Langesundsområdet og i Oslofjorden hvori det inngikk innsamling av hydrografiske data. Programmet ble utført av Statens Biologiske Stasjon Flødevigen med F/F "G.M. DANNEVIG" med 7 tokt pr. år i perioden 1974-78. Det er blitt avgitt toktrapporter med data etter hvert tokt, mens biologiske resultater er behandlet i 5 publikasjoner i løpet av 1976-80 (Fiskeribiologiske undersøkelser i forbindelse med kjølevannsutslipp). Resultatene er også publisert i Fisken og Havet Serie B, utgitt av Fiskeridirektoratets Havforskningsinstitutt, Bergen.

Med den foreliggende utredning foreligger for første gang en sammenfatning og vurdering av de hydrografiske data fra Langesundsområdet og Oslofjorden fra 1974-78.

ABSTRACT

Hydrographic investigations have been carried out in the Oslo-fjord and Langesundsfjord area from 1974 to 1978 by Statens Biologiske Stasjon Flødevigen.

Measurements of temperature, salinity and oxygen have been carried out 6-8 times each year at fixed locations.

The general hydrographic conditions and the exchange mechanisms in the areas mentioned have been assessed based on these and other available data.

The measurements clearly show that there is good agreement between large scale deepwater exchanges in the Oslo- and Langesundsfjord areas. This indicates that large-scale oceanographic events in the Skagerrak, and not local meteorological/hydrological conditions, are governing the deepwater exchange process. However, local topography may have influence upon the extent of deepwater renewal.

The measurements have revealed the fjords nearest to Skagerrak or fjords with great silldepths have the best renewal conditions. Local freshwater discharges may during periods with large run-off partly or completely block the influx of saltwater at the sill.

Analysis of temperature and salinity from hydrocasts have further revealed that the watermasses in the fjords may conveniently be divided into surface, intermediate and deep layer. These layers are treated separately or in twos when the hydrography of the fjords are discussed.

The investigations have also shown that the hydrographic conditions are very dependent upon the time of the year when deep water renewal takes place.

Influxes taking place in December-January normally give relatively warm deepwater with relatively low oxygen content, while the deepwater usually are colder and higher in oxygen content when influxes are taking place during the period March-June.

Close examination of measurements have shown that local wind-events not are able to trigger deepwater renewal, but may have impact upon the extent of the deepwater renewal.

Deepwater renewal is not a yearly event in the Frier-, Helgero- and Bunnefjord. Both in the Frier- and Bunnefjord was hydrogen-sulphid found. There are clearly stagnant conditions in the Helgero- and Vestfjord. In the Vestfjord particularly is the organic load so great that the oxygen content in the deep layers is some years reduced to less than 1 ml/l although there are yearly deepwater renewals. Oxygen consumption is not, however, restricted to protected fjord areas. Also in the rather exposed part of the outer Oslofjord is significant oxygen consumption found.

Influx of deepwater to the outer fjords from Skagerrak sometimes stop before a full deepwater renewal has taken place. Such episodes sometimes worsen the oxygen conditions in the inner fjords, because old, low oxygen deep- and/or intermediate waters from the outer fjords are advected into the inner fjord due to the deepwater influx to the outer fjords.

Analysis of the temperature developments in the deepwaters has shown that, except from stagnant deepwaters, temperature-variations due to horizontal advection are at least as large as those imposed by vertical turbulence.

The surface layers are greatly exposed to short periodic events. Particularly in the upper 20 m is the direct windstress important. During periods with lasting winds may more than half of the volume of the surface layer be advected out of the fjords in a couple of days.

1. SAMMENDRAG

Statens Biologiske Stasjon Flødevigen har i tidsrommet 1974-1978 utført hydrografiske undersøkelser i Langesunds- og Oslofjorden.

Undersøkelsene har blandt annet omfattet målinger av salt- holdighet, temperatur og oksygen på faste stasjoner 6-8 ganger hvert år. På grunnlag av disse målingene, samt målinger som andre institusjoner har utført samtidig i de nevnte områdene, er den generelle hydrografi og utskiftningsforholdene i disse fjordene vurdert.

Undersøkelsene viser at det er god sammenheng mellom de storstilte vannutskiftninger i Oslo- og Frierfjorden. Dette tyder på at det er de storstilte oseaniske forholdene i Skagerrak som styrer utskiftningene, og ikke lokale meteorologiske/hydrologiske forhold. Imidlertid virker de lokale topografiske forhold modifierende inn. Generelt er det best utskiftningsforhold i fjordene nærmest Skagerrak og i fjorder med relativt dype terskler som ikke hindrer dypvannsfornyelse, eller hvor ferskvannstilførselen fra elver er så stor at den ikke blokkerer for innstrømning av saltvann over tersklene.

Analyse av temperatur- og saltholdighetsmålingene viser at en i alle fjordene kan dele vannmassene inn i tre lag: overflate-, mellom- og dyplag. Disse lagene er behandlet hver for seg, eller to sammen, i alle fjordområdene.

Undersøkelsene viser videre at de hydrografiske forholdene i fjordene er meget avhengig av tidspunktet når innstrømning fra Skagerrak finner sted. Innstrømning i desember-januar gir som regel relativt varmt og lavt oksygeninnholdig dypvann, mens innstrømning i mars-juni gir relativt kaldt, høyt oksygenholdig dypvann. Nøye undersøkelser av utskiftningene viser at lokale vindforhold i fjordene vanskelig kan utløse eller starte dypvannsutskiftninger, men kan påvirke omfanget av disse.

I tre av fjordene, Frier-, Mørje- og Bunnefjorden, er det ikke årlige dypvannsutskiftninger. Både i Bunnefjorden og i Frierfjorden er det funnet hydrogensulfid i dyplaget. Mørjefjorden og Vestfjorden (innenfor Drøbak) viser tydelige stagnasjonsforhold. I dyplagene i Mørjefjorden fører forbruk til lave oksygenverdier i dyplagene når utskiftning ikke inntreffer hvert år. I Vestfjorden er den organiske belastning fra Oslo-området så stor at oksygeninnholdet i dypvannet kan reduseres til mindre enn 1 ml/l selv med årlige dypvannsutskiftninger. Oksygenforbruk i dypvannet er imidlertid ikke begrenset til de lukkede fjordområdene. Også i Hvalerrennen i ytre Oslofjord er det signifikant forbruk i dypvannet.

Som følge av kortvarige innstrømninger av tungt vann til de ytre fjordene fra Skagerrak, har dette ofte ført til at dyp- og mellomlagsvann fra disse er blitt transportert inn i dyp- og mellomlagene i fjordene innenfor. Dette gamle vannet har i enkelte tilfeller ført til forverring i oksygenforholdene i de innerste fjordene.

Analyse av temperaturforholdene har vist at bortsett fra i stagnerende dypvann, så er temperaturendringer som skyldes adveksjon som regel like store, og av og til større enn, temperaturendringer som skyldes vertikal turbulent varmeledning.

I overflatelagene er det ofte store kortperiodiske endringer. I de øverste 20-30 m er den direkte vindvirkningen viktig for sirkulasjon og utskiftning. I perioder med vedvarende sterk vind kan f.eks. mer enn halvparten av overflatelaget skiftes ut i løpet av få dager.

2. LANGESUNDSOMRÅDET

2.1. Topografi

Fjordene i Langesundsområdet er forbindelsen mellom Skiensvassdraget og Skagerrak. Fig. 1 viser oversiktskart over området.

Posisjonsliste for stasjonene i Langesundsområdet:

St.nr.	Sted	Posisjon	
L-0	Frierfjorden	59°06'N	09°37'E
L-1	Breviksfjorden	59°02'N	09°48'E
L-2	Langangsfjorden	59°02'N	09°48'E
L-3	Mørjefjorden	59°00'N	09°50'E
L-4	Langesundbukta	58°58'N	09°48'E
L-5	Twisten	58°57'N	09°56'E
L-6	Naverfjorden	58°58'N	09°58'E
L-7	Larviksfjorden	58°58'N	10°06'E

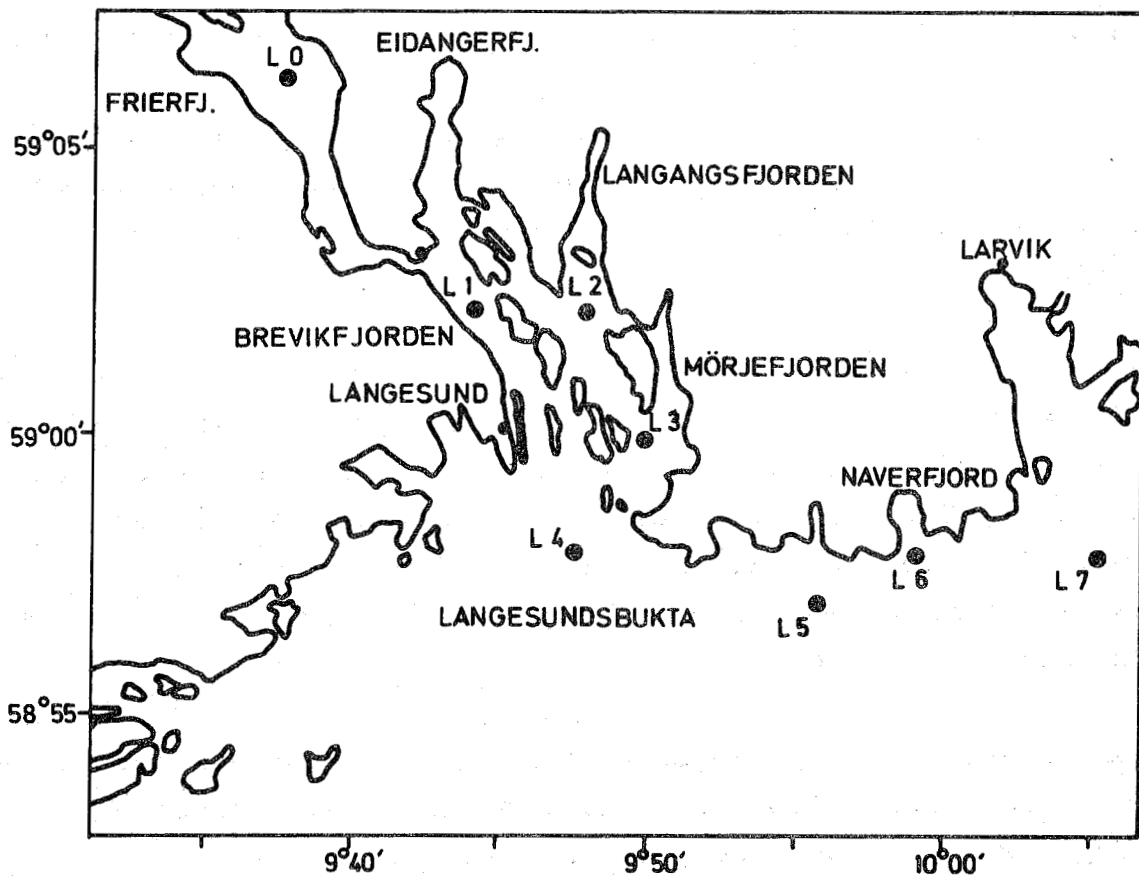


Fig. 1. Stasjonsnett i Langesundsområdet. [Hydrographical stations in the Langesund area].

Den innerste fjorden, Frierfjorden, hvor største dyp i bassenget er 98 m, er forbundet med Breviksfjorden gjennom et relativt trangt parti ved Brevikstrømmen. Her er en undersjøisk terskel med største dyp omlag 24 m. Gjennomstrømningsarealet er omlag 5000 m^2 , beregnet på grunnlag av oppmåling med ekkolodd (DAHL & JACOBSEN 1971).

Området umiddelbart utenfor Breviksstrømmen er en fjord, men med tre deler som har egne navn - Eidangerfjorden, Breviksfjorden og Langesundsfjorden. Største dyp i dette fjordområdet er omlag 121 m (i Langesundsfjorden). I syd grenser Langesundsfjorden ut mot den åpne Langesundsbukta gjennom flere sund, som nevnt i rekkefølge vestfra er

- a) Langesund (fjorden mellom Langesund og Langøya) med terskeldyp ca. 16 m
- b) Gamle Langesund med terskeldyp 25 m
- c) Dypingen med terskeldyp 37 og 51 m på henholdsvis vestre og østre side av Kjørtingen (en mindre holme).

Mot øst er Eidangerfjorden forbundet med Ormefjorden gjennom Ulvesundet (terskeldyp 9 m) samt noen mindre, meget grunne sund.

Fra Breviksfjorden er det forbindelse til Kalven gjennom Kalvsundet, hvor egne opploddinger tyder på at terskeldypet er ca. 48 m og gjennomstrømningsarealet omlag 10.560 m^2 (DAHL & JACOBSEN 1971).

Sydøst for Kalven ligger Håøyfjorden og Mørjefjorden, mens Langangsfjorden går innover i landet mot nord-øst. Kalven, Langangsfjorden, Håøyfjorden og Mørjefjorden er del av samme hydrografiske system, fordi det ikke er terskel mellom disse områdene. Det største dypet, ca. 210 m, finner en i Håøyfjorden, mens Langangsfjorden og Mørjefjorden er betydelig grunnere. Typiske dybder her er 30-50 m.

Mellom Mørjefjorden og Langesundsbukta er det forbindelse gjennom Helgerofjorden, hvor en etter opplodding har funnet at terskeldypet er omlag 36 m og gjennomstrømningsarealet omlag 30.900 m^2 (DAHL & JACOBSEN 1971). Dette fører da til at den dypeste forbindelsen mellom Kalven-Håøyfjorden-Langangsfjorden-Mørjefjorden og Langesundsbukta går gjennom Dypingen-Langesundsfjorden og Kalvsundet, og ikke gjennom Helgerofjorden.

2.2. Ferskvannstilførsel

SkienSVassdraget dominerer ferskvannstilførselen til fjordområdet. Den regulerte vintervannføring i dette vassdraget er omlag $250 \text{ m}^3/\text{s}$, mens vannføringen i flomperioder ofte er det dobbelte. Den årlige midlere vannføring for perioden 1937-1967 var omlag $270 \text{ m}^3/\text{s}$. Den øvrige ferskvannstilførsel til området er som regel mindre enn 10% av vannføringen i SkienSVassdraget. Utenfor Frierfjorden er det bare Langangsfjorden som har lokal ferskvannstilførsel av betydning for den hydrografiske utvikling.

2.3. Hydrografi 1974-1978

2.3.1. Langesundsbukta

Siden tilførsel av vann med relativt høy saltholdighet og tetthet har stor betydning for den hydrografiske utviklingen i fjordene, ble det utført hydrografiske målinger på en stasjon i Langesundsbukta ($58^{\circ}58'N$, $9^{\circ}48'E$). Langesundsbukta er den nordlige utløper av dypområdene i Norskerenna i Skagerrak.

De hydrografiske forholdene i Skagerrak er dominert av ferskvannstilførselen fra Østersjøen, Sverige og Norge, som går ut i Kattegatt og Skagerrak langs kysten av Sverige og Norge som en overflatestrøm (Den Baltiske Strøm eller Den Norske Kyststrøm). Langs kysten av Jylland er det tilførsel av overflatevann med høy saltholdighet fra Nordsjøen (Jyllandstrømmen). Denne dukker under Den Baltiske Strøm nordøst for Skagen og øker saltholdigheten i denne gjennom vertikal blanding.

Utskifting av tungt vann i de dypere lag i Skagerrak skjer som regel på sen vinteren og tidlig på våren (januar-april), da sjøvannet på Nordsjøplatået får sin største tetthet pga. avkjøling. Dersom platåvannet gjennom avkjøling oppnår tilstrekkelig høy tetthet, vil det renne ned i dyplagene i Skagerrak og helt eller delvis skifte ut det "gamle" vannet. Det gamle vannet vil bli hevet mot overflaten i områdene utenfor norskekysten før det forlater Skagerrak i og like under kyststrømmen.

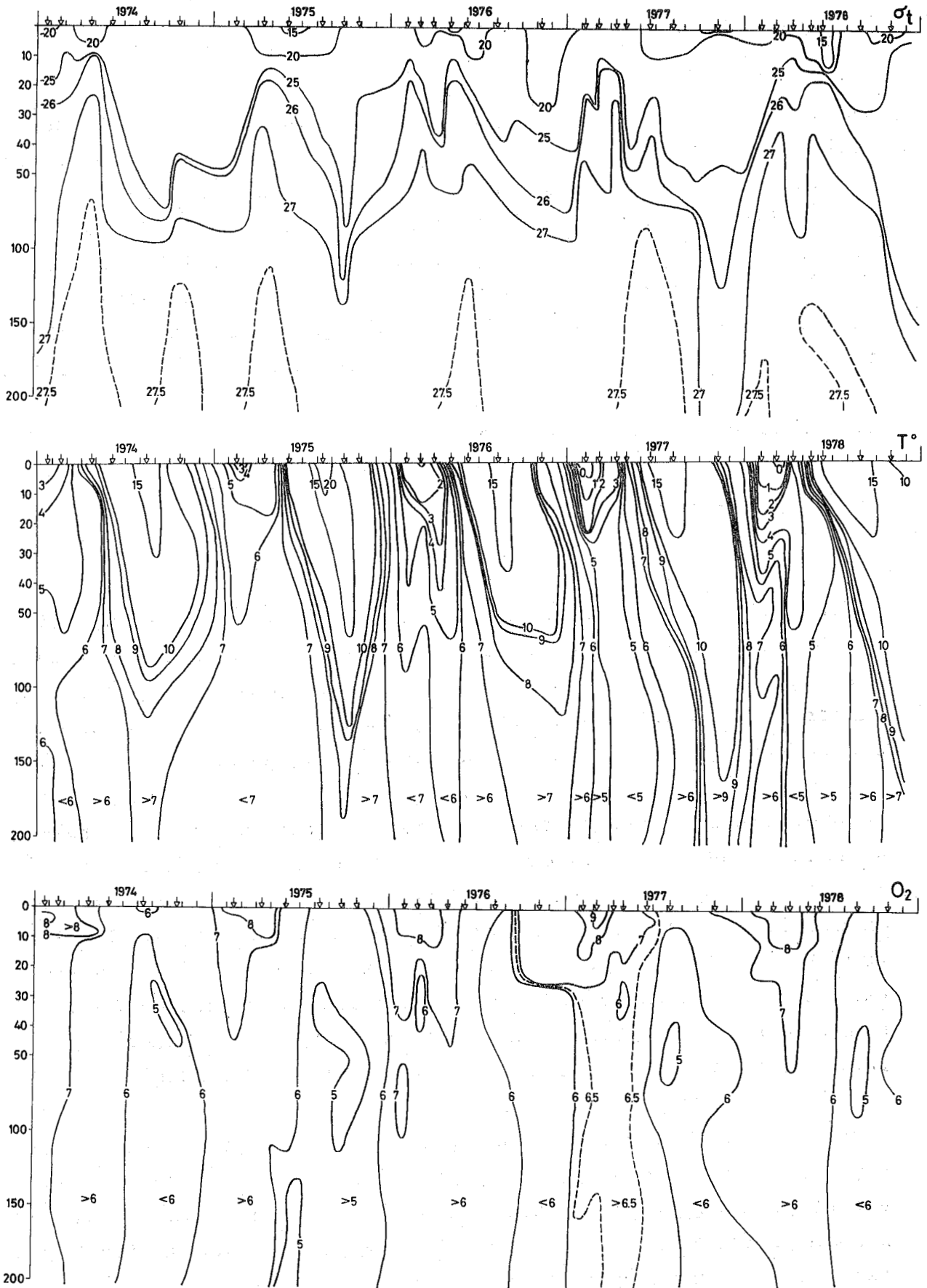


Fig. 2. Isopletter for tetthet, temperatur ($^\circ\text{C}$) og oksygen (ml/l) på stasjon L-4 (Langesundsbukta) for perioden 1974-1978. [Isopleth diagrams for density, temperature ($^\circ\text{C}$) and oxygen (ml/l) on St. L-4 (Langesundsbukta) for the period 1974-1978].

Fig. 2 viser årssisopletter for tetthet ($\sigma_t = (\rho - 1) \cdot 10^3$) på stasjonen i Langesundsbukta. (Merk at den vertikale aksene for dypet, som både for denne og de andre årssisoplettene er brutt ved 50 m, hvor målestokken blir doblet). Det fremgår at det relativt regelmessig dukker opp vann med større tetthet enn 27,5 (σ_t -verdi) i tidsrommet mars-mai, som følge av innstrømning av relativt tungt vann til Skagerrak. Som følge av disse innstrømningene til Skagerrak blir de øvrige vannmasser også hevet slik at tettheten i terskelnivået til fjordene varierer gjennom året.

Fig. 2 viser årssisopletter for temperatur på samme stasjon. Den årlige maksimumstemperatur i overflaten inntreffer som regel i juli-august, med høyeste temperatur 17-21°C. Den vertikale varmebølgen forplanter seg relativt raskt, og målingene viser at årlige temperaturmaksimum i 50 m inntreffer senest 1-2 måneder etter maksimum i overflaten, mens årlige maksimum i 200 m inntreffer 1-3 måneder etter maksimum i overflaten. De laveste temperaturene i overflaten inntreffer som regel i tidsrommet februar-mars. Siden det ofte legger seg is på overflaten i Langesundsbukta, er minimumstemperaturene i intervallet 0°C til -1,3°C. Den vertikale forplantning av kuldebølgen skjer omtrent like raskt som for varmebølgen. Minimum i 50 m inntreffer 1-2 måneder etter minimum i overflaten, mens minimum i 200 meter inntreffer 1-3 måneder etter minimum i overflaten.

De relativt store temperaturendringene gjennom hele vannsøylen, og særlig det faktum at temperaturendringene skjer omtrent samtidig med endringene i overflatelaget, viser at de fenomener som styrer temperaturendringene i dyplagene i Langesundsbukta er ikke resultat av vertikal varmetransport gjennom vannmassene i området, men heller et resultat av kontinuerlig utskiftning av vannmassene i området.

Målingene av oksygen understøtter denne antagelsen om kontinuerlig utskiftning. De observerte verdier i Fig. 2 viser at oksygeninnholdet stort sett er en funksjon av vanntemperaturen, slik at metningen i hele vannsøylen er mellom 85 og 100%. De laveste verdiene, 4,6-5,0 ml/l, finner en i underkant av hovedpyknoklinen på sensommeren og høsten, og skyldes trolig nedbryting av akkumulert organisk materiale over et stort område.

Bare en gang ble det målt lavere oksygenverdier enn 5 ml/l i 200 m. Det var i juni 1975 og skyldtes trolig heving av gammelt vann fra Skagerraks dypområder.

Tabell 1. Autokorrelasjon for temperaturer på St. L-4 (Langesundsbukta).
[Autocorrelation for temperature on St. L-4 (Langesundsbukta)].

Dyp i meter	Tidsforsinkelser i måneder			
	6	12	18	24
0	-0,93	0,98	-0,95	0,92
4	-0,90	0,95	-0,95	0,89
8	-0,88	0,94	-0,95	0,89
12	-0,89	0,92	-0,90	0,88
16	-0,92	0,90	-0,88	0,88
20	-0,87	0,85	-0,84	0,84
30	-0,89	0,93	-0,92	0,92
50	-0,86	0,86	-0,87	0,79
75	-0,51	0,52	-0,71	0,29
100	-0,52	0,47	-0,37	0,20
150	0,02	0,48	-0,25	-0,13
200	0,08	0,43	-0,14	-0,01

Tabell 1 viser autokorrelasjon for temperatur for måledypene i Langesundsbukta. Tabellen viser at den årlige temperaturvariasjon er dominerende i de øverste 30 m, mens også andre perioder må være signifikante fra 50 m og mot bunnen. Tabell 2, som viser krysskorrelasjon mellom overflaten og de enkelte måledyp, viser at i de øverste 12 m er temperaturfeltet nærmest homogent, mens korrelasjonen så avtar med dypet, samtidig som ekstremene blir faseforskjøvet. På grunnlag av disse verdiene kan en dele vannmassene inn i tre hovedlag: dyplag, mellomag og overflatelag.

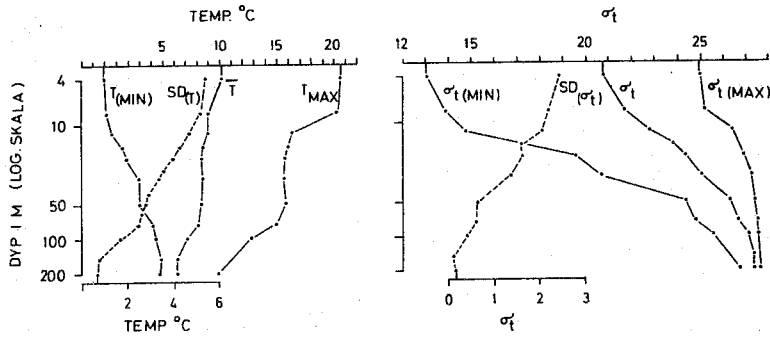


Fig. 3. Ekstremer, middelverdier og varians for temperatur og tetthet på St. L-4 (Langesundsbukta). [Extremes, mean values and variances of temperature and density on St. L-4 (Langesundsbukta)].

Tabell 2. Maksimal krysskorrelasjon (c) for temperatur mellom overflaten og enkelte dyp på stasjon L-4 (Langesundsbukta). [Maximum crosscorrelation (c) for temperature in some depths on St. L-4 (Langesundsbukta)].

Dyp i meter	c	Tidsforsinkelser i måneder
4	0,99	0
8	0,98	0
12	0,96	0
16	0,93	1
20	0,92	1
30	0,92	1
50	0,90	2
75	0,67	2
100	0,66	3
150	0,40	3
200	0,38	3

Fig. 3 viser at det er et markert sprang i middeltemperatur og varians for tetthet mellom 30 og 50 m. Den midlere grenseflate mellom overflate og mellomlaget kan derfor settes ved ca. 40 m. Videre viser alle middelverdier og varianser at forholdene under 150 m er tilnærmet homogene. Dette er dypvann, som også tilhører Skagerraks dypvann. Grenseflaten mellom dyp- og mellomlaget kan dermed settes til 125 m i middel. Som Tabell 2 viser, er temperaturekstremene omlag 3 måneder forskjøvet i forhold til overflaten, hvilket stemmer godt med de årlige observerte verdier.

2.3.2. Breviksfjorden

Stasjonen Breviksfjorden (st. L-1) beskriver forholdene i det sammenhengende fjordbassenget som består av Eidangerfjorden, Breviksfjorden og Langesundsfjorden.

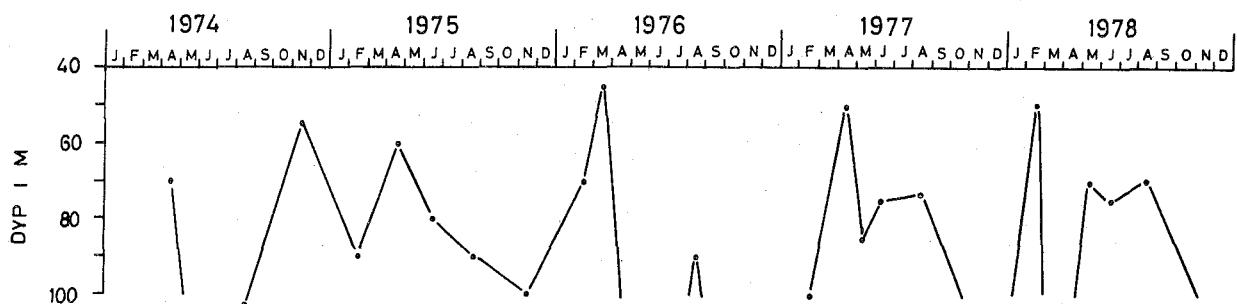


Fig. 4. Dyp for vann i Langesundsbukta som har samme tetthet som dypvannet i Breviksfjorden (St. L-1). [Depths of water layers in Langesundsbukta with the same density as the deep water layer in Breviksfjorden (St. L-1)].

Terskeldypet mellom Breviksfjorden og Langesundsbukta er som tidligere nevnt omlag 50 m. Fig. 4 viser dyp for vann i Langesundsbukta som har samme tetthet som dypvannet i Breviksfjorden, avsatt som funksjon av tiden. Figuren viser at det var fordelaktige forhold for dypvannsutsiftning i november 1974, april 1975, mars 1976, april 1977 og februar 1978. Fig. 5 viser tidsisopleter for tetthet på stasjonen i Breviksfjorden. Figuren viser at det var markert økning i tettheten i dyplagene i april

og november 1974, april 1975, mars-april 1976, april 1977 og februar-mai 1978. Fig. 5 som viser tidsisopleter for oksygen på samme stasjon, viser at det var markert økning i oksygeninnholdet i dypvannet i februar-mars 1975, februar-mars 1976, november 1976, mars-april 1977, februar og mai 1978. Dette er tider som faller sammen med oppstrømningen av "gammelt" dypvann i Skagerrak.

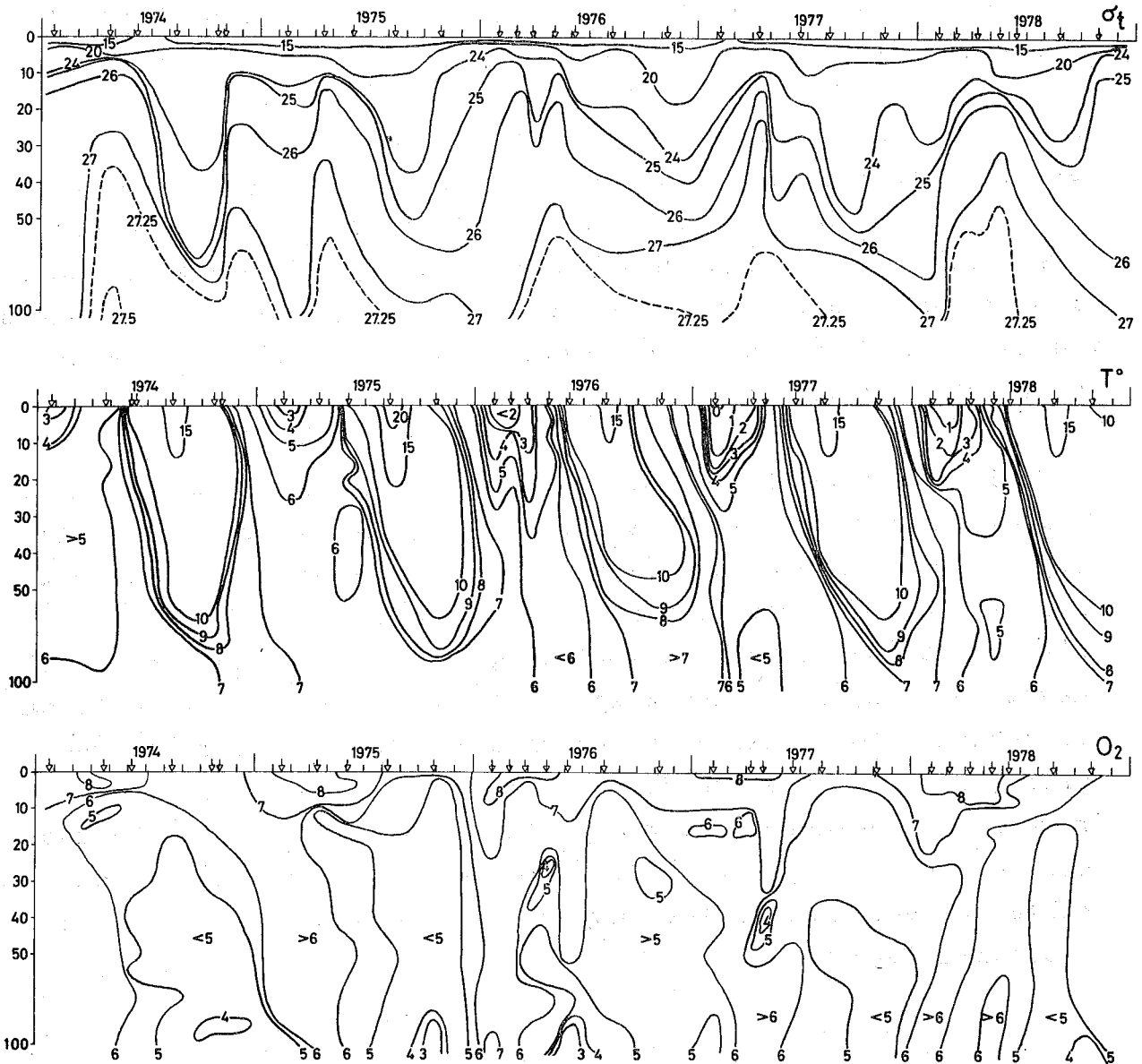


Fig. 5. Isopleter for tetthet, temperatur ($^\circ\text{C}$) og oksygen (ml/l) på St. L-1 (Breviksfjorden) i perioden 1974-1978. [Isopleth diagrams for density, temperature ($^\circ\text{C}$) and oxygen (ml/l) on St. L-1 (Breviksfjorden) for the period 1974-1978].

I mellomlaget er det også god overensstemmelse mellom forholdene i Langesundsbukta og Breviksfjorden. Hver sommer og høst finner en tilnærmet de samme tetthetsreduksjoner i begge områder. I september-oktober 1975 var det f.eks. en kraftig senkning av 25, 26 og 27-isopyknen i Langesundsbukta. En tilsvarende senkning av 25 og 26-isopyknene finner en samtidig i Breviksfjorden. Hvor god kommunikasjon det er i de intermediære lag mellom de to områdene, viser en hendelse i mars-april 1976, hvor 25 og 26-isopyknen i begge områder samtidig senkes 15-20 meter.

I overflatelaget er saltholdigheten og tettheten lavere i Breviksfjorden enn i Langesundsbukta, hvilket skyldes ferskvannstilførselen fra Skiensvassdraget. Årsaken til den gode overensstemmelse mellom utviklingen i de hydrografiske forhold i overflate- og intermediære lag i Breviksfjorden og Langesundsbukta er den gode forbindelse mellom de to områdene med mange og relativt dype sund.

I dyplagene viser Fig. 5 at det er klare stagnasjonsforhold. Temperaturforholdene i Breviksfjorden, Fig. 5, viser at de årlige temperaturvariasjoner påvirker hele vannmassen, bortsett fra lagene like over bunnen hvor variasjonene i større grad påvirkes av dypvannsinnstrømming og stagnasjon. Som tidligere nevnt, er det god kommunikasjon mellom Breviksfjorden og Langesundsbukta i overflate- og intermediære lag. Dette forklarer trolig også temperaturendringene i disse lag. Temperaturendringene i vannmassene over dypvannet i Breviksfjorden skyldes mer endring i temperatur i innstrømmende vann fra Langesundsbukta enn vertikal varmetransport gjennom vannmassene lokalt i Breviksfjorden.

Dette kommer også frem i Tabell 3, som viser autokorrelasjon for temperatur i forskjellige dyp. Tabellen viser at mens autokorrelasjonskoeffisienten for 12 måneders forskyvning er høy ($\geq 0,9$) i de øverste 40 m, så er den 0,2 i 100 m. Tabell 4 viser krysskorrelasjon mellom overflaten og enkelte dyp. Denne tabellen viser at temperaturen i de øverste 20 m er høyt korrelert og tilnærmet i fase med overflatetemperaturen. Dette laget er overflatelaget. Mellom 20 og 75 m er også korrelasjonen mellom temperaturen i de enkelte dyp og overflaten høy, men her øker tidsforsinkelsen fra 1 til 3 måneder. I 100 m er korrelasjonen med overflaten markert lavere. I middel kan en derfor sette grense mellom dyp- og mellomlaget mellom 75 og 100 m.

Tabell 3. Autokorrelasjon for temperatur i forskjellige dyp på st. L-1 (Breviksfjorden). [Autocorrelation for temperature in different depths on St. L-1 (Breviksfjorden)].

Dyp i meter	Tidsforsinkelser i måneder			
	6	12	18	24
0	-0,93	0,99	-0,93	0,95
4	-0,90	0,95	-0,94	0,87
8	-0,89	0,94	-0,93	0,86
12	-0,91	0,92	-0,92	0,85
16	-0,90	0,88	-0,88	0,82
20	-0,91	0,87	-0,87	0,83
30	-0,91	0,90	-0,90	0,86
40	-0,89	0,90	-0,88	0,84
50	-0,83	0,82	-0,79	0,71
60	-0,79	0,79	-0,78	0,70
75	-0,63	0,70	-0,74	0,52
100	-0,29	0,20	-0,21	0,38

Tabell 4. Maksimal krysskorrelasjon (c) for temperatur mellom overflaten og enkelte dyp på st. L-1 (Breviksfjorden).
 [Maximum crosscorrelation (c) for temperature in some depths on St. L-1 (Breviksfjorden)].

Dyp i meter	c	Tidsforsinkelser i måneder
4	0,96	0
8	0,95	0
12	0,91	0
16	0,90	1
20	0,90	1
30	0,91	2
40	0,95	2
50	0,90	2
60	0,88	3
75	0,86	3
100	0,63	4

Fig. 6 viser et intermediært maksimum for temperaturen i 30-40 m. Dette maksimumet skyldes at vinteravkjølingen i overflaten ikke når til dette dypet, samtidig som det her skjer innstrømning av relativt varmt mellomagsvann fra Skagerrak. I tillegg finner en ofte etter dypvannsutskiftninger relativt varmt gammelt dypvann, som forlater Breviksfjorden i dette nivået.

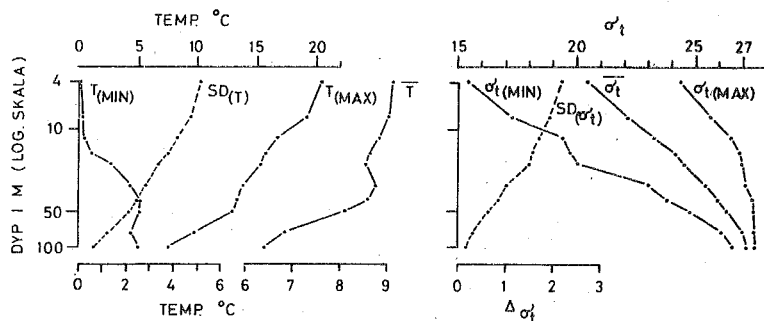


Fig. 6. Ekstremer, middelveidier og varians for temperatur og tetthet på St. L-1 (Breviksfjorden). [Extremes, mean values and varieties for temperature and densities for temperature and density on St. L-1 (Breviksfjorden)].

I Tabell 10 har en ført opp omfanget av utskiftning i enkelte dyp som er funnet på grunnlag av T-S-analyse (se Kap. 4.1, s. 93). I overflatelaget (mellom overflaten og 16 m) har det vist seg at en ikke kan bruke slik fremgangsmåte for utskiftningsberegninger. Imidlertid kan en her på grunnlag av kontinuitetsbetraktninger i saltholdighet og volum (Knudsens relasjoner) gi et uttrykk for volumtransporten i overflatelaget.

Tabell 9 viser at det er nær fullstendig årlig utskiftning i de dypere lag i Breviksfjorden, hvilket er i overensstemmelse med vurderinger ovenfor.

I overflatelagene vil utskiftningsforholdene særlig være avhengig av ferskvannsavrenningen og vindstresset. Ved pålandsvind i Skagerrak vil vann stuves opp mot kysten og dermed føre til akkumulering av fersk/brakk-vann i fjordene. Ved fralandsvind

vil både vindstresset og eventuell nivåsenkning i Skagerrak føre til øket transport ut av fjordene i lagene over terskeldypet. Skiftende fralands/pålandsvind kan dermed føre til en effektiv utskiftning, i hvert fall i lagene over terskeldypet, i fjordene. Ferskvannsavrenningen i seg selv gir også en transport ut av fjordene i overflatelaget.

Hvis en antar ingen tidsendringer i saltholdighet og volum kan en sette opp følgende:

$$Q_{ut} = Q_{inn} + q_{ferskvann}$$

$$Q_{ut} \cdot S_{ut} = Q_{inn} \cdot S_{inn}$$

hvor Q og q er volumtransport og S saltholdighet, som da gir for volumtransporten ut fjorden

$$Q_u = q_f \cdot \frac{S_i}{S_i - S_u}$$

Hvis vi antar at saltholdighetsmålingene er representative for målingene i Breviksfjorden, og at midlere ferskvannsavrenning til Breviksfjorden er $250 \text{ m}^3/\text{s}$, så gir dette ved innsetting:

$$Q_u = 250 \text{ m s}^{-1} \cdot \frac{32,5}{32,5 - 27,7} = 1700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$$

Overflatetransporten ut Breviksfjorden som settes opp ved estuarin sirkulasjon er dermed $1700 \text{ m}^3/\text{s}$ (i årsmiddel). Denne vil selvfølgelig variere gjennom året.

2.3.3. Langangsfjorden og Mørjefjorden

Øst for Breviksfjorden ligger Kalven, Langangsfjorden, Håøyfjorden og Mørjefjorden. Disse fjordene har sine viktigste forbindelser med omverdenen gjennom Kalvsundet (terskeldyp 48 m) til Breviksfjorden, og til Langesundsbukta gjennom Helgerofjorden (terskeldyp 36 m).

I Langangsfjorden (st. L-2) og Mørjefjorden (st. L-3) er det utført målinger. Stasjonene ligger i hver sin ende av samme fjordbasseng, og viser samme utvikling i de storstilte fenomener. De blir derfor behandlet under ett, og dataene fra Mørjefjorden blir brukt.

Fig. 7 viser tidsisopleter for tetthet, temperatur og oksygen for Mørjefjorden.

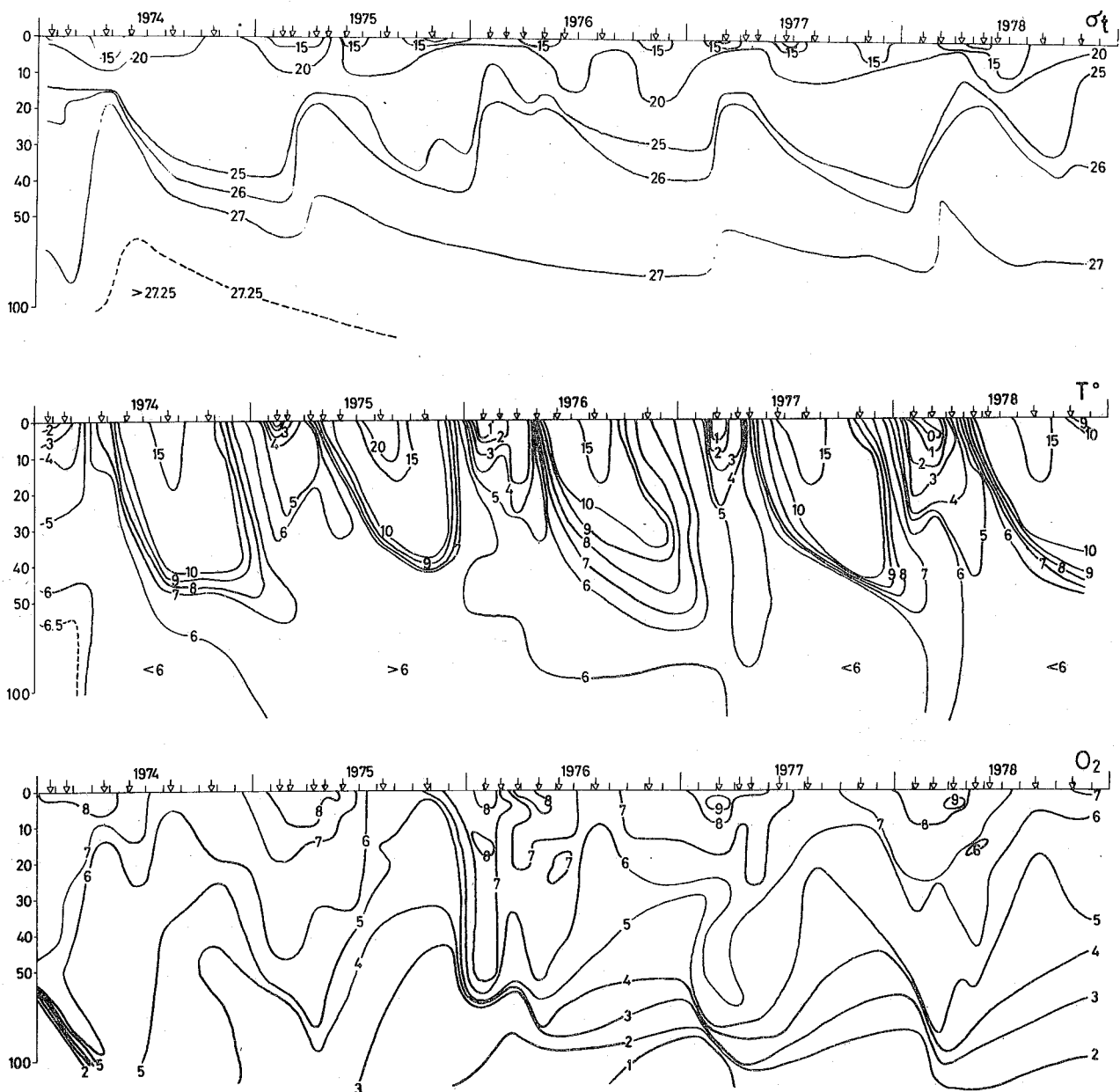


Fig. 7. Isopleth for tetthet, temperatur ($^\circ\text{C}$) og oksygen (ml/l) på St. L-3 (Mørjefjorden) for perioden 1974-1978. [Isopleth diagrams for density, temperature ($^\circ\text{C}$) and oxygen (ml/l) on St. L-3 (Mørjefjorden) for the period 1974-1978].

Figurene viser at det er utpreget stagnasjon i dyplagene. Fig. 7 viser at tetthetsøkning, dvs. innstrømning av relativt tungt vann, fant sted i mars-april og mai 1974 i større omfang. Videre at mindre tetthetsøkninger i dyplagene fant sted i mars-april 1975, februar 1977 og februar-mars 1978. Fig. 7 viser økning i oksygeninnholdet i dypvannet i mars-april 1974, mars-april 1977 og mars 1978. Som tidligere nevnt, fant det i de samme tidsrom sted innstrømning av nytt bunn- og dypvann til Breviksfjorden. Innstrømningen av dypvann i Breviksfjorden våren 1975, førte bare til en mindre dypvannsinnstrømning i Mørjefjorden, som ikke var omfattende nok til å påvirke bunnvannet.

Oksygeninnholdet i dypvannet er lavt og ligger hele perioden, bortsett fra tidsrommet april 1974 - november 1975, lavere enn 2 ml/l i 100 m. I mellomlaget var det innstrømninger som ga økning i tetthet og oksygeninnhold i mars-april 1974, mars 1975, januar-februar 1976, februar-mars 1977 og februar-mars 1978. Disse innstrømningene faller sammen med dypvannsutsiftningene i Breviksfjorden, og er på samme måte styrt av de storstilte forholdene i Skagerrak. Temperaturvariasjonene i overflatelaget og det intermediære lag i Mørjefjorden er som i Breviksfjorden i det vesentlige styrt av forholdene i Skagerrak. Imidlertid er forholdene under 75 m lite påvirket av de årlige temperaturvariasjoner i overflatelaget. Selv om disse nok kan påvises i 75 m (men ikke i 100 m), så er det endringene som skyldes dypvannsinnstrømninger som dominerer temperaturutviklingen i dyplagene. Mens temperaturendringer i 100 m som skyldes oppvarming og avkjøling av overflatelaget i perioden 1974-1977 er omlag 0,1°C pr. år, fører dypvannsutsiftning til endringer av størrelsesorden 0,5-0,8°C (f.eks. våren 1974 eller våren 1977, 1978).

Tabell 5 viser at mens den årlige periode dominerer i de øverste 20 m, så er det mer langperiodiske variasjoner som er dominerende under 40 m. I Tabell 6 viser krysskorrelasjonen at endringene under 75 m ikke er signifikant koplet til endringene i overflaten. Fig. 8 viser at det er markert endring i variasjonen både for tetthet og temperatur i 50 m. Dette tyder på at

Tabell 5. Autokorrelasjon for temperatur i forskjellige dyp på st. L-3 (Mørjefjorden). [Autocorrelation for temperature in different depths on St. L-3 (Mørjefjorden)].

Dyp i meter	Tidsforsinkelser i måneder			
	6	12	18	24
0	-0,95	1,0	-0,94	0,95
4	-0,92	0,95	-0,93	0,91
8	-0,88	0,94	-0,90	0,90
12	-0,91	0,94	-0,90	0,95
16	-0,92	0,91	-0,85	0,91
20	-0,85	0,81	-0,80	0,81
30	-0,83	0,78	-0,55	0,79
40	-0,56	0,36	-0,42	0,40
50	-0,24	0,22	-0,11	-0,16
60	-0,02	0,25	-0,05	-0,30
75	0,35	0,07	-0,07	-0,31
100	0,39	0,11	-0,05	-0,17

Tabell 6. Maksimal krysskorrelasjon (c) for temperatur mellom overflaten og enkelte dyp på st. L-3 (Mørjefjorden).
 [Maximum crosscorrelation (c) for temperature in some depths on St. L-3 (Mørjefjorden)].

Dyp i meter	c	Tidsforsinkelser i måneder
4	0,97	0
8	0,95	0
12	0,93	1
16	0,94	1
20	0,89	1
30	0,88	2
40	0,65	3
50	0,47	4
60	0,39	4
75	0,13	5
100	0,14	5

forholdene under 50 m påvirkes lite av de årlige endringer over 50 m. Som tidligere nevnt er dypeste forbindelse mellom Langangsfjorden/Mørjefjorden og de andre fjordene ca. 45 m gjennom Kalvsundet. Fig. 8 og Tabell 5 og 6 tyder derfor på at det er relativt god forbindelse og utveksling mellom fjordene over dette dypet, men at vannmassene under 50 m bare påvirkes gjennom massive dypvannsfornyelser. Statistisk kan en sette grenseflaten mellom overflate- og mellomlaget mellom 16 og 20 m, og mellom mellom- og dyplaget ved omlag 50 m.

Temperaturmaksimumet i 8 m tyder på at det foregår tilstrømning av relativt varmt vann i dette dypet i vinterhalvåret. Tettheten tyder på at dette er overflatevann fra Skagerrak.

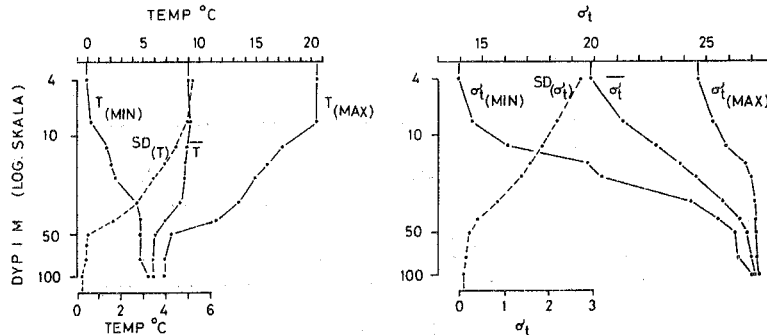


Fig. 8. Ekstremer, middelveier og varians for temperatur og tetthet på St. L-3 (Mørjefjorden). [Extremes, mean values and varieties for temperature and density on St. L-3 (Mørjefjorden)].

2.3.4. Frierfjorden

Frierfjorden er fjordområdet som binder Skienselven sammen med Breviksfjorden gjennom Breviksundet, hvor terskeldypet er omlag 24 m. Skiensvassdragets regulerte vannføring er omlag $150 \text{ m}^3/\text{s}$ utenom flommene. Gjennomstrømningsarealet ved terskelen er omlag 5000 m^2 , hvilket gir en tilnærmet midlere utstrømningshastighet for ferskvannet på $0,3 \text{ m/s}$. Dette gjør at massiv innstrømning av tungt vann sjelden finner sted.

Under 40 m er endringen i varians for temperatur og tetthet nærmest konstant (Fig. 9), mens variansen over 40 m øker mot overflaten. Tabell 7 viser at den årlige periode dominerer temperaturendringene i de øverste 20 m, mens 24 måneders perioden dominerer under 40 m. I 30 m er det ingen signifikant periode. Tabell 8 viser at temperaturendringen i 4 m er godt korrelert med overflaten, mens korrelasjonen stort sett avtar nedover i dypet, samtidig som tidsforsinkelsen øker. Statistisk er derfor grensen mellom overflate- og mellomlaget i Frierfjorden mellom 4 og 8 m, mens grensen mellom dyp- og mellomlaget er mellom 30 og 40 m.

Tabell 7. Autokorrelasjon for temperatur i forskjellige dyp på st. L-0 (Frierfjorden). [Autocorrelation for temperature i different depths on St. L-0 (Frierfjorden)].

Dyp i meter	Tidsforsinkelser i måneder			
	6	12	18	24
0	-0,75	0,84	-0,79	0,70
4	-0,81	0,85	-0,86	0,73
8	-0,84	0,76	-0,78	0,69
12	-0,87	0,76	-0,76	0,70
16	-0,80	0,80	-0,82	0,71
20	-0,78	0,86	-0,88	0,80
30	-0,15	0,11	-0,09	0,05
40	0,34	0,33	-0,46	-0,51
50	0,56	0,27	-0,30	-0,62
75	0,33	0,03	-0,12	-0,53

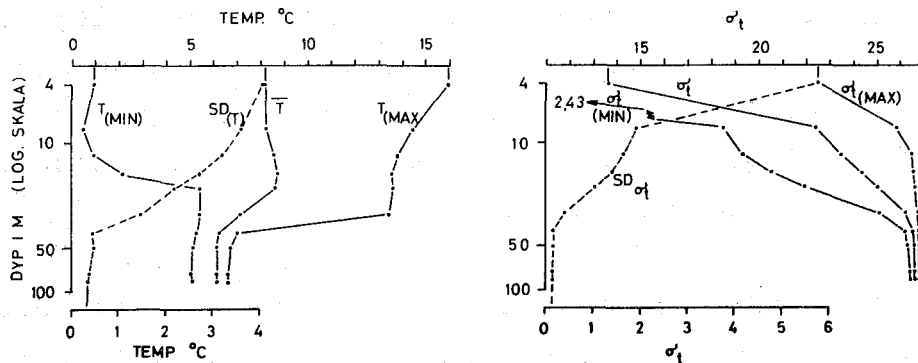


Fig. 9. Ekstremer, middelveier og varians for temperatur og tetthet på St. L-0 (Frierfjorden). [Extremes, mean values and variances for temperature and density on St. L-0 (Frierfjorden)].

Tabell 8. Maksimal krysskorrelasjon (c) for temperatur mellom overflaten og enkelte dyp på st. L-0 (Frierfjorden).
 [Maximum crosscorrelation (c) for temperature in some depths on St. L-0 (Frierfjorden)].

Dyp i meter	c	Tidsforsinkelser i måneder
4	0,92	0
8	0,85	1
12	0,78	1
16	0,74	2
20	0,78	2
30	0,43	3
40	0,45	5
50	0,32	6
75	0,24	6

Fig. 10 viser tidsisopletter for tetthet for stasjonen i Frierfjorden. Figuren viser at det fra april 1974 til februar 1977 er en sammenhengende periode med avtagende tetthet i dyp- og bunnvann (under 50 m). I februar-april 1977 og februar-mars 1978 skjer det en innstrømning av tungt vann som fører til tetthetsøkning i dyplaget.

Fig. 10 viser at det er tilførsel av mellomlagsvann i mars-april 1975, februar-april 1976, februar-april 1977, november 1977 og februar-mars 1978. Ved de nevnte tidspunkter fant det også sted innstrømning til Breviksfjorden fra Langesundsfjorden.

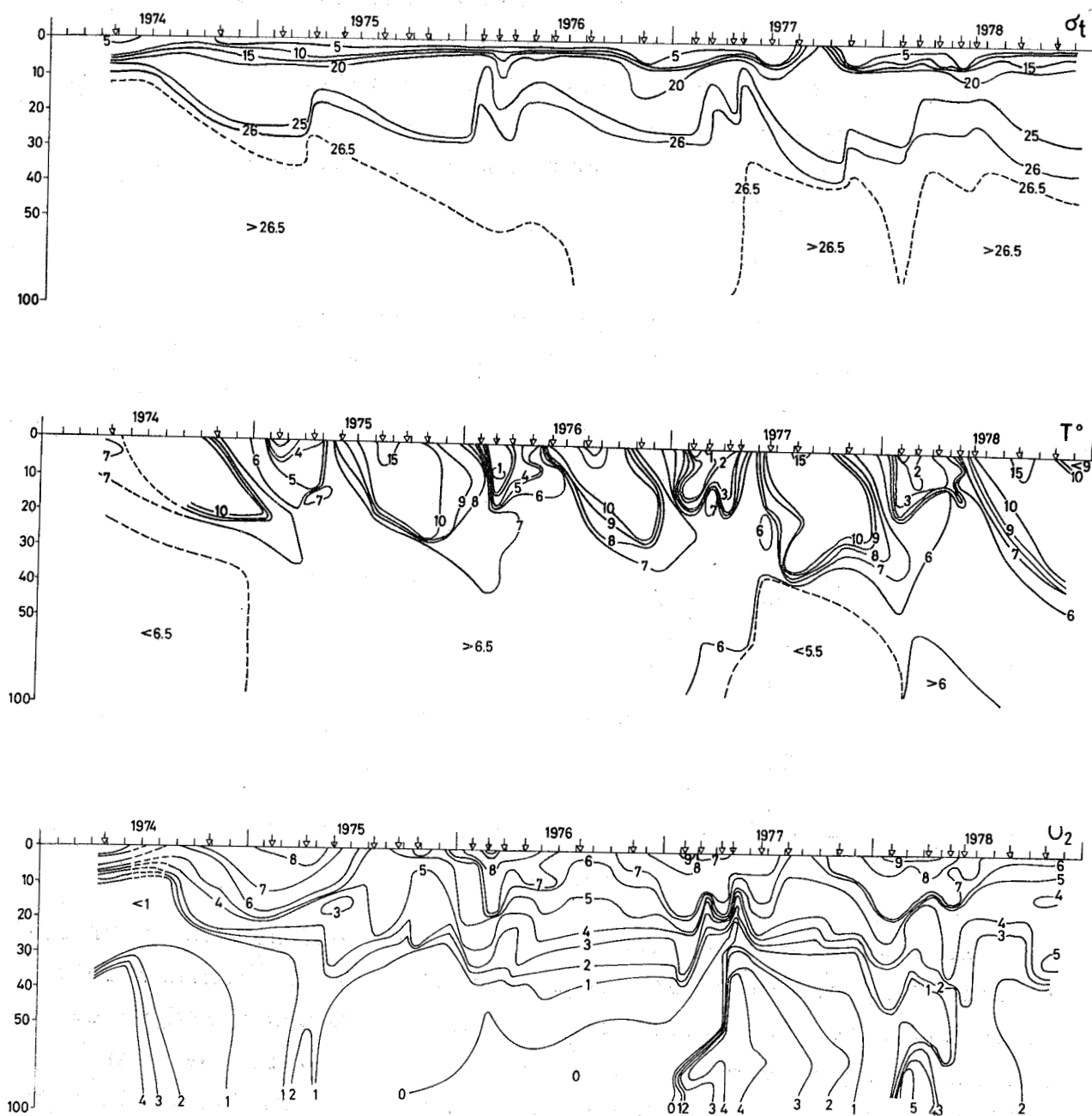


Fig. 10. Isopleter for tetthet, temperatur ($^\circ\text{C}$) og oksygen (ml/l) på St. L-0 (Frierfjorden) i perioden 1974-1978. [Isopleth diagrams for density, temperature ($^\circ\text{C}$) and oxygen (ml/l) on St. L-0 (Frierfjorden) for the period 1974-1978].

Tidsisopletter for oksygen er vist i Fig. 10. I dypvannet er det avtagende oksygeninnhold fra våren 1974 til februar-mars 1977, bortsett fra et tilfelle i april 1974 da det trolig har vært liten innstrømning. I tidsrommet november 1975 - februar 1977 var det ikke oksygen i dyplaget. Etter innstrømning i mars 1977 avtok igjen oksygeninnholdet til mars 1978, da det fant sted en ny dypvannsinnstrømning som førte til at oksygeninnholdet i dyplaget øket. I overflatelaget og i mellomlaget rundt nedre del av pyknoklinen, varierer oksygeninnholdet sterkt. Innstrømning av dyp- og mellomlagsvann fører til at "gammelt" vann med lavt oksygeninnhold blir hevet mot overflaten. I Fig. 10 ser en at ved de to nevnte situasjoner med dypvannsinnstrømning blir "gammelt" vann hevet. F.eks. er det under dypvannsinnstrømningen i 1977 fritt for oksygen i 20 m, mens det er 4,76 ml/l i 90 m. Tilsvarende forhold finner en også under innstrømningene til mellomlaget, selv om variasjonene i oksygeninnhold her er mindre.

De store vertikale forskjeller i oksygeninnhold, og de stagnerende forhold i dypvannet skyldes to forhold. For det første er terskeldypet ved Brevik så grunt at det effektivt blokkerer for innstrømning av relativt tungt vann utenfra, og for det andre er ferskvannstilførselen fra Skiensvassdraget så stor at den vertikale tetthetsgradienten som brakkvannsstrømmen i overflaten setter opp hindrer nedsynkning ved avkjøling av overflatevannet.

Imidlertid er ikke terskelen grunn nok og den regulerte ferskvannstilførsel stor nok til å hindre innstrømning av tungt vann ved kraftig eller vedvarende dypvannsutskiftning i Breviksfjorden. Som tidsisoplettene for Langesundsbukta og Breviksfjorden viser, var trolig innstrømningene av dypvann våren 1974 og våren 1977 de kraftigste under hele perioden. Og nettopp ved disse to anledninger var det omfattende utskiftning av dypvannet i Frierfjorden. Men fordi det kreves kraftige utskiftningssituasjoner for å få satt opp dypvannsinnstrømning til Frierfjorden, fører dette, som i de to nevnte tilfeller, til at tettheten i dyplaget øker så mye at den vertikale turbulente diffusjon ikke reduserer tettheten tilstrekkelig før neste mulighet for dypvannsinnstrømning. (Som vanligvis inntreffer hver senvinter/vår). Dette fører dermed til stagnasjon og i Frierfjorden til anoksiske (oksygenfrie) forhold i dyplaget.

Under slike forhold vil virkningene av temperaturvekslingene i overflaten bli begrenset til overflatelaget. Fig. 10 viser tidsisopleter for temperatur i Frierfjorden. Figuren viser at varme- og kuldebølgen forplanter seg og er merkbar i de øverste 40 meter. I 50 m er temperaturvariasjonen som skyldes varme- og kuldebølgen omlag $0,15^{\circ}\text{C}$ pr. år. I 90 m er tilsvarende variasjon omlag $0,05^{\circ}\text{C}$ pr. år.

Temperaturendringene i dyplaget som skyldes dypvannsinnstrømming er langt større. Våren 1977 sank temperaturen i 90 m fra $6,57^{\circ}\text{C}$ til $5,13^{\circ}\text{C}$, mens den våren 1978 steg fra $5,34^{\circ}\text{C}$ til $6,38^{\circ}\text{C}$ (se også Fig. 15).

Fig. 9 viser at middeltemperaturen har et markert maksimum mellom 12 og 20 m. Dette skyldes innstrømming av relativt varmt mellomlagsvann fra Breviksfjorden ved estuarin sirkulasjon gjennom vinterhalvåret.

Tabell 9. Omfang av utskifting i ulike dyp i Breviksfjorden.

A) utskiftet del av vannmassene i %, B) usikkerhet i %, ?) flertydige forhold, -) TS-analyse kan ikke benyttes.

[Exchange of water in different depths in Breviksfjorden.

A) exchanged part of water masses in per cent, B) unreliability in per cent, ?) multiple relations, -) TS-analyzis cannot be used].

Dyp i meter	1975		1976				1977		1978	
	18/2-17/4		5/2-2/3		31/3-5/5		10/2-8/3		7/2-7/3	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
16	82	± 16	58	± 17	-	-	59	± 35	-	-
20	72	± 16	79	± 9	-	-	67	± 32	-	-
25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
30	73	± 14	-	-	-	-	-	-	80	± 14
40	69	± 6	97	± 16	71	± 16	69	± 26	76	± 15
50	72	± 7	96	± 12	?	-	52	± 11	91	± 14
75	-	-	85	± 10	83	± 17	50	± 20	78	± 7
100	82	± 7	88	± 7	?	-	67	± 16	85	± 7

På grunnlag av de temperatur-saltholdighetsbetraktninger (se Kap. 4, s.93) har en også for Frierfjorden forsøkt å beregne omfanget av utskiftningen i enkelte dyp. Resultatene er vist i Tabell 11. Vårutskiftningen 1975 viser at det har vært tilnærmet fullstendig utskiftning av vannmassene under 30 m hvor de nye vannmasser hadde en temperatur på 6,53°C og en saltholdighet på 33,89%, som under toktet 18/2 fantes mellom 50 og 75 m i Breviksfjorden. Som vist i behandlingen av Breviksfjorden, har det samtidig vært utskiftning der. Den innstrømmende vannmassen til Frierfjorden er derfor trolig tidligere dypvann i Breviksfjorden, som er blitt løftet opp ved innstrømning fra Langesundsbukta.

Tidsisoplettet for oksygen (Fig. 10) viser at oksygeninnholdet i Frierfjordens dypvann ikke ble høyere enn ca. 2,8 ml/l. En trolig forklaring på dette er at det i Frierfjorden er et akkumulert oksygenunderskudd i sedimentene som raskt forbruker oksygenet i de innstrømmende vannmassene.

I 1976 ser det ikke ut til å ha vært dypvannsinnstrømning i noe omfang, mens en både i 1977 og 1978 trolig har hatt nær fullstendig utskiftning av dypvannet. Både i 1977 og 1978 er dypvannsutskiftningen i Frierfjorden en følge av dypvannsinnstrømning til Breviksfjorden, som har ført til en heving av tungt vann ved terskelen ved Breviksstrømmen. Sammenligner en tidsisopyknene for Breviksfjorden og Frierfjorden (Fig. 6, 7 og 10), viser disse at det også i de intermediære lag er en nær sammenheng. Dette tyder på at effekter av oppstuvning inn i Langesundsbukta forplanter seg gjennom hele fjordsystemet.

Tabell 10. Omfang av utskiftning i ulike dyp i Frierfjorden.

A) utskiftet del av vannmassene i %, B) usikkerhet i %, ?) flertydige forhold, -) TS-analyse kan ikke brukes.

[Exchange of water in different depths in Frierfjorden.

A) exchanged part of water masses in per cent, B) unreliability in per cent, ?) multiple relations, -) TS-analyzis cannot be used].

Dyp i meter	1975		1976	1977				1978	
	18/2-17/4			10/2-8/3		13/4-2/5			
	A	B		A	B	A	B	A	B
12	-		-						
16	-		-						
20	74	±8	?-						
25			?-						
30	90	±3	?-			29	±45		
40	100	±8	?-			93	±3		
50	100	±7	?-			94	±12	32	±15
75	100	±7	?-	90	±12	99	±9	92	±2
90	100	±6	?-	95	±5	94	±9	95	±16

2.3.5. Naverfjorden

Tidssisopletter for tetthet og oksygen for Naverfjorden er vist i Fig. 11. Sammenlikner en disse figurene med tilsvarende for Langesundsbukta, viser dette at en finner sammenfallende forhold. Det er heller ingen lokale stagnasjonstendenser i Naverfjorden. Dette området må derfor sies å ha meget god kommunikasjon med de åpne områdene utenfor.

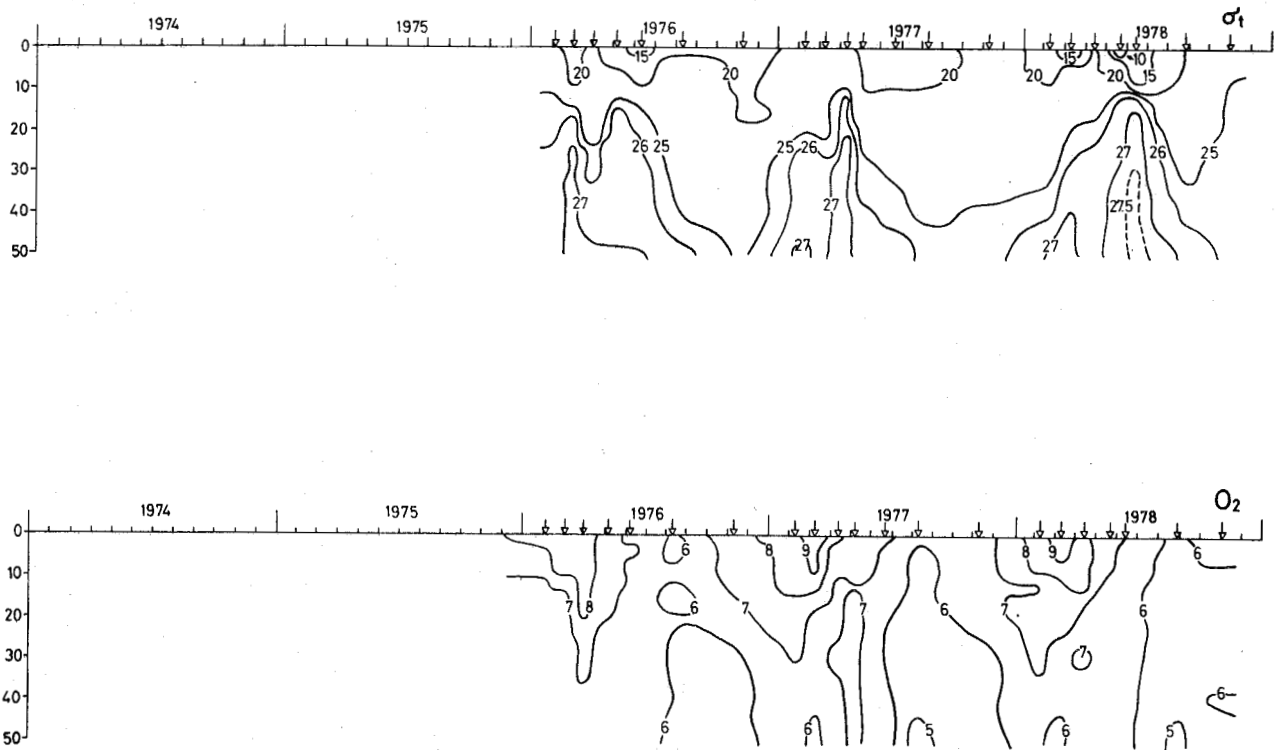


Fig. 11. Isopletter for tetthet og oksygen (ml/l) på St. L-6 (Naverfjorden) i perioden 1974-1978. Isopleth diagrams for density and oxygen (ml/l) on St. L-6 (Naverfjorden) for the period 1974-1978 .

3. OSLOFJORDEN

3.1. Topografi

Det området som går under betegnelse Oslofjorden er et sammensatt system av flere mindre og større fjorder, bukter og tildels åpne områder mot Skagerrak. Fig. 12. viser oversiktskart over området.

Posisjonsliste for stasjonene i Oslofjorden:

St.nr.	Sted	Posisjon	
O-0	Bonnefjorden	59°47'N	10°44'E
O-1	Steilene	59°49'N	10°34'E
O-2	Skiphelle	59°38'N	10°38'E
O-3	Sandebukta	59°32'N	10°18'E
O-4	Mølen	59°30'N	10°27'E
O-5	Tofteholmen	59°31'N	10°35'E
O-6	Bastø	59°22'N	10°34'E
O-7	Årefjorden	59°22'N	10°39'E
O-8	Huikjæla	59°11'N	10°38'E
O-9	Rauø	59°14'N	10°39'E
O-10	Misingen	59°11'N	10°45'E
O-11	Færder	59°02'N	10°34'E
O-12	Torbjørnshjær	59°02'N	10°45'E

Et kriterium for å skille ut et område som en egen fjord, kan være at det er delvis omgitt av land og det er avgrenset mot andre områder med en undervannsrygg eller terskel. Benyttes dette kriterium, kan man identifisere følgende delområder:

1. Bunnefjorden ligger lengst inne og er avgrenset fra Vestfjorden med et terskeldyp på ca. 50 m mellom Hellvik og Naholmen. Største dyp i Bunnefjorden er ca. 160 m.

2. Vestfjorden ligger mellom Bunnefjorden og Drøbakfjorden, og er avgrenset fra Drøbakfjorden med en terskel på 19,5 m SSØ for Oscarsborg. Største dyp i Vestfjorden er 171 m, men volumene under ca. 110 m er så små at de er uten særlig volummessig

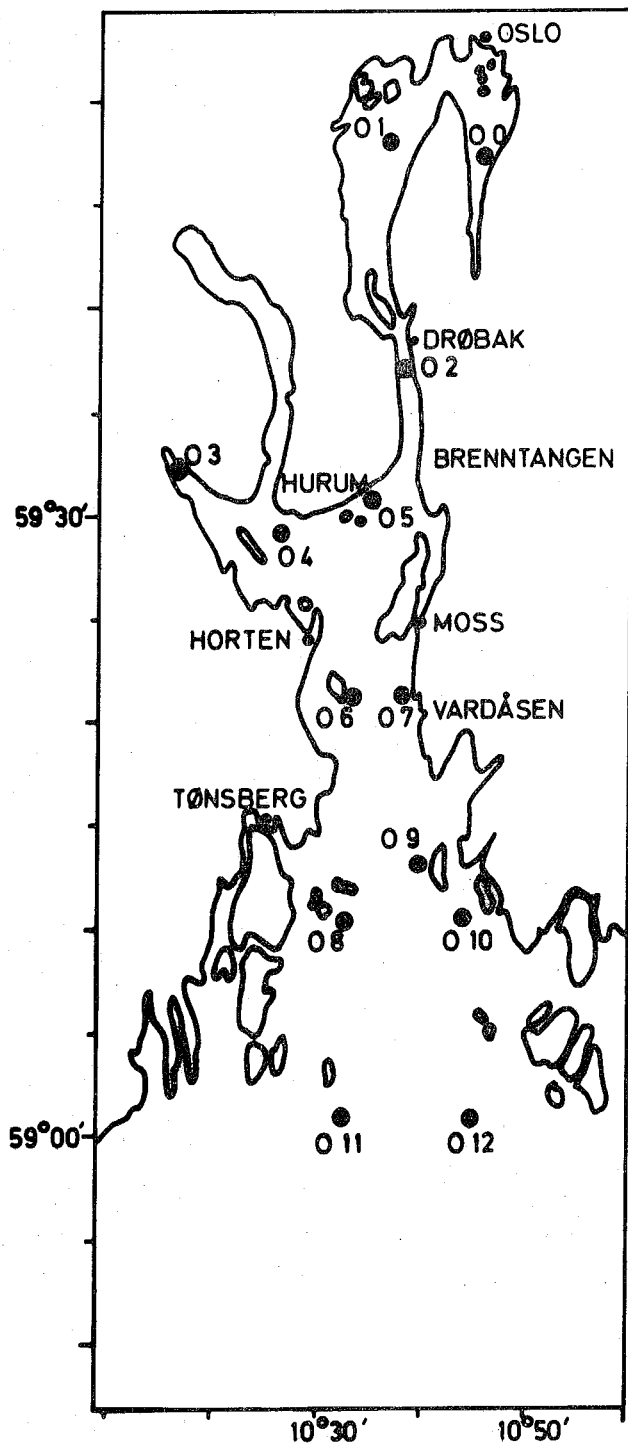


Fig. 12. Stasjonsnett i Oslofjorden. [Hydrographical stations on Oslofjorden].

betydning.

3. Drøbakfjorden er avgrenset i syd mot Breiangen med en terskel på ca. 112 m SØ for Filtvet. Største dyp er ca. 208 m, og det er store områder og volumer dypere enn 150 m.

4. Drammensfjorden er avgrenset fra Breiangen med terskeldyp på 10 m ved Svelvikstrømmen. Største dyp i Drammensfjorden er 117 m. Bunnen er relativt jevn, og det er store volumer under 80 m.

5. Sandebukta er egentlig ikke en fjord, fordi den er uten terskel til Breiangen, men er tatt med her fordi den representerer et relativt avstengt område. Store områder med større dyp enn 70 m.

6. Breiangen er det åpne området som er begrenset av Hurumlandet, Drøbakfjorden, Jeløya, Hortenslandet og Langøya/Sandebukta. Området er delt i to deler med en undersjøisk rygg fra Haraldstangen til Mølen. Vest for denne ryggen er det dybder større enn 200 m, mens største dybde øst for ryggen er 132 m. Mens fjordbunnen vest for ryggen er jevn og består tildels av fin leire, er bunnen øst for ryggen meget småkupert og med steinbunn, bygget opp av åser og store steiner.

7. Bastø-Rauerdypet er fjordområder som er avgrenset ved Gullholmen i nord, og Hvaler-Bolærne-ryggen i syd. Terskeldypet ved denne ryggen er ca. 120 m. Største dyp i Rauerdypet er 356 m, mens største dyp i Bastø-dypet er 302 m. Terskeldypet mellom de to dypene er ca. 220-m.

8. Utenfor Hvaler-Bolærneryggen ligger Hvalerdypet, hvor største dyp er 456 m. Dette er en isolert dyprenne som er avstengt fra det store Skagerrak-dypet med en terskel på omlag 120 m.

3.2. Ferskvannstilførsel

Flere store elver renner ut i Oslofjordområdet. Av de viktigste kan en nevne:

1. Drammenselva renner ut i Breiangeren gjennom Drammensfjorden, og har midlere regulert vannføring på $200 \text{ m}^3/\text{s}$.
2. Glomma renner ut i den ytre del av fjorden gjennom Hvalerarkipelet. En del av elvevannet går ikke ut i Oslofjorden, men renner sydøstover og sydover mot Kosterøyene før det fanges opp av den svenske kyststrømmen. Midlere vannføring er $690 \text{ m}^3/\text{s}$.
3. Mindre elver renner ut i Mossesundet, Kurefjorden, Sandebukta og indre Oslofjord. Midlere ferskvannstilrenning til indre Oslofjord er omlag $25 \text{ m}^3/\text{s}$.

Bortsett fra ferskvannstilrenningen til indre Oslofjord, har disse mindre vassdragene bare lokal betydning for de hydrografiske forhold.

Videre er det en betydelig, men ukjent, ferskvannstilførsel til ytre Oslofjord fra kyststrømmen. Midlere ferskvannstransport i kyststrømmen utenfor Hvalerområdet er omlag $705 \text{ km}^3/\text{år}$, eller i middel $22340 \text{ m}^3/\text{s}$ (DAHL 1979).

3.3. Generell hydrografi

De faktorer som styrer den hydrografiske situasjon i fjorden er tilførsel av ferskvann i overflatelaget inne i fjorden, utveksling med havområdene utenfor og blanding mellom tilført ferskvann, gammelt fjordvann og tilførte vannmasser fra Skagerrak.

Oslofjorden er i mange sammenhenger en egenartet fjord fordi den dominerende ferskvannstilrenning skjer midt i fjorden (Drammenselva) og ved fjordens munning mot Skagerrak (Glomma og Kyststrømmen).

Dette gjør at fersk- og brakkvannsstrømmen fra Drammensfjorden spiller en dobbelt rolle. For det første er den en del av et vanlig estuarint sirkulasjonssystem utover fjorden, hvor brakkvannet i overflaten strømmer utover og kompenseres av en underliggende inngående strøm. Men denne underliggende strøm vil som regel frakte vannmasser inn i fjorden som allerede er blandet opp med brakkvann, både fordi Glomma renner ut i fjordmunningen, og fordi kyststrømmen ligger i overflaten som en barriere mot Skagerrakvannet. Under perioder med sydvestlig vind i Skagerrak og stor ferskvannstilførsel, kan det derfor ligge et meget dypt brakkvannslag i fjorden, som er generert både av ferskvannstilførselen direkte til fjorden og av den estuarine kompensasjonsstrøm. Ved sterk sydlig vind vil det også kunne dannes meget tykke brakkvannslag i fjorden, både som et resultat av vindblanding av ferskvannstilførselen fra Drammenseelva, og som resultat av transport inn i fjorden av brakkvann fra områdene utenfor fjorden. Videre er brakkvannsstrømmen fra Drammensfjorden drivkraft for sirkulasjon i overflatelaget i Breiangen og i områdene innenfor, hvis en ser bort fra vind og tidevannsdreven dreven sirkulasjon.

Ca. 75% av ferskvannstilførselen til indre Oslofjord skjer som brakkvannstranport fra Breiangen gjennom Drøbakfjorden og over Drøbakerskelen. Siden det er et netto overskudd i ferskvannstilførselen til Bunnefjorden og Vestfjorden, må det nødvendigvis gå en brakkvannstranport sydovert ut gjennom Drøbakfjorden.

Den store brakkvannstilførselen til Drøbakfjorden fra Breiangen medfører dermed at Drøbakfjorden tilføres brakt vann i overflatelaget både fra nord og syd. Vindens monsun karakter i Oslofjordområdet medfører også en tendens til brakkvannstranport i overflatelaget mot Drøbakfjorden.

Bare under perioder med lite vind eller vedvarende nordlig vind vil Drøbakfjorden "tømmes" for dette brakkvannslaget, og en innstrømning av tungt vann til indre Oslofjord kan finne sted.

Under slike perioder vil brakkvannslaget i fjorden kunne redu-

seres sterkt, både fordi Skagerrak vil virke som et "sluk" for brakkvannstransporten, og fordi blandingen med underliggende vannmasser vil bli redusert p.g.a. øket tetthetsforskjell mellom brakkvannet og underliggende tyngre vann (og dermed redusert turbulent blanding).

Den relative dype terskelen mellom Hvaler og Bolærne gjør at det er god kommunikasjon mellom Skagerrak og Oslofjorden. En konsekvens av dette er de store endringer en finner i temperaturfordelingen på de enkelte stasjoner som ikke kan skyldes lokal vertikal varmetransport fra overflaten.

Den generelle form for beskrivelse av temperaturfeltet er gitt ved:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \vec{V} \cdot \nabla \bar{T} = \sum \vec{F} \cdot \pi_i$$

hvor høyre side av ligningen kan betraktes som summen av sluk kilde- og diffusjonsledd.

Det konvektive leddet kan splittes opp i følgende:

$$(\vec{V} \cdot \nabla \bar{T})_u = u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} + w \frac{\delta T}{\delta z}$$

Beregninger foretatt i utvalgte dyp mellom enkelte stasjoner viser at forholdet mellom horisontale og vertikale temperaturgradienter er av størrelsesorden 10^{-3} . Ser en for enkelthets skyld bort fra det transverselle leddet, og antar at forholdet

$$\left(\frac{w}{u}\right) \sim 10^{-3} \quad ; \quad w \quad (\text{mms}^{-1})$$

medfører dette at den advektive varmetransporten horisontalt i fjorden er av samme størrelsesorden som den vertikale.

Nøyere undersøkelser i området Slagentangen-Larkollen (DAHL 1977) viser at de horisontale gradientene i fjorden er av samme

størrelsesordenen både på langs og tvers av fjorden. En følge av dette er at den vertikale og horisontale temperaturfordeling i Oslofjorden i høy grad er resultat av innstrømning fra Skagerrak.

Hvor omfattende innstrømninger fra Skagerrak kan være, kan best vises ved et eksempel. På grunn av påfriskende sydlig vind måtte et hydrografisk tokt i ytre Oslofjord 6. august 1973 avbrytes i området ved Gullholmen. Hele den 7. august blåste det kraftig sydlig vind, som spaknet om natten til den 8. august. Straks det ble lyst, ble toktet fortsatt, og enkelte av stasjonene ble repetert. Ut fra saltholdighetsmålingene har en kunnet beregne hvor mye ferskvannsinholdet i fjorden (utenfor Drøbak) ble endret i de enkelte dybdeintervaller. Resultatet er vist i Tabell 11.

Tabell 11. Endring i ferskvannsinhold i enkelte dybdeintervall i Oslofjorden utenfor Drøbak fra 6/8 til 8/8 1973. [Change of freshwater content in some depths intervals in Oslofjord off Drøbak during the period 6.-8. August 1973].

Dyp i meter	$\Delta q_f \cdot 10^6 \text{ m}^3$
0- 10	-973.78
10- 20	208.71
20- 30	508.66
30- 40	382.94
40- 50	234.54
50- 60	95.01
60- 70	93.75
70- 80	38.0
80- 90	10.84
90-100	6.05
0-100	604.72

Den negative endringen i overflatelaget skyldes at saltholdigheten i overflatelaget øket. Dette skyldes overflatetransport inn i Oslofjorden av vann med relativt høyere saltholdighet fra Skagerrak. Netto ferskvannstilførsel til fjorden er omlag $6 \cdot 10^8 \text{ m}^3$. Hvis en antar at innstrømningen varte i ca. 36 timer, gir dette en midlere ferskvannstilførsel i fjorden på omlag $4600 \text{ m}^3/\text{s}$, hvilket er på ca. $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ mer enn ferskvannstilenningen fra elvene i en normal august måned. Som det fremgår av Tabell 11, er det signifikant virkning av innstrømningen helt ned til 100 m. Oppstuvning av vannmasser mot ytre Oslofjord ved sydvestlige vinder i Skagerrak kan derfor føre til innstrømning over terskelen mellom Hvaler og Bolærne som kan påvirke hele vannmassen over terskeldypet (120 m) i fjorden.

I det tilfellet som er nevnt ovenfor, har en kommet frem til at ferskvannsinnstrømningen til fjorden fra Skagerrak er omlag $3000 \text{ m}^3/\text{s}$. Volumet til sjøvannet som strømmer inn er imidlertid langt større.

Hvis en antar at saltholdigheten i ufortynnet sjøvann er 35‰, så er det totale volum angitt ved

$$Q_{\text{tot}} = q_f \cdot \frac{35}{35-s}$$

hvor s er saltholdigheten til det innstrømmende vannet. T-S analyse av målingene gir midlere saltholdighet på omlag 29,5‰ for det innstrømmende vannet. Hvis en antar at ferskvannstilførselen til fjorden fra Drammenselven er omlag $200 \text{ m}^3/\text{s}$, fra Glåma omlag $450 \text{ m}^3/\text{s}$ og fra andre tilløp omlag $50 \text{ m}^3/\text{s}$, gir dette totalt omlag $91 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ gjennom 36-timers perioden. Ferskvannstilførselen fra Skagerrak blir dermed omlag $514 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, som gir en total innstrømning på omlag $3 \cdot 10^9 \text{ m}^3$, som er omlag 8% av volumet av vannmassene over terskeldypet (120 m) i Oslofjorden utenfor Drammensfjorden og Drøbak. I tillegg kom en ukjent innstrømning av vannmasser som ikke ga signifikante endringer i T-S egenskapene inne i fjorden.

Selv om det innstrømmende volum av ferskvann er omlag 6 ganger større enn ferskvannsavrenningen fra land, er det lite i forhold til ferskvannstransporten i kyststrømmen, som er omlag $22300 \text{ m}^3/\text{s}$ utenfor Hvalerøyene. Ved kraftig vedvarende sydlig vind kan en derfor vente at en signifikant del av vannmassene over terskeldypet i Oslofjorden utenfor Drøbak blir skiftet ut.

Datamaterialet gir ingen opplysninger om hvordan solgangsvinden om sommeren kan gi en signifikant utskiftning. Trolig er denne begrenset til den rene vinddrevne transport i overflatelaget. Hvis vinden blåser med hastighet 10 m/s , vil hastigheten i overflaten bli omlag $0,35 \text{ m/s}$ når vinddriften er helt utviklet. Selv om hastigheten i solgangsvinden i Oslofjordområdet ofte er større enn 10 m/s , varer den trolig ikke lenge nok til at vinddriften blir helt utviklet. Virkningen av solgangsvinden er derfor trolig begrenset til mindre kortperiodiske forstyrrelser i transportmønsteret, som ikke gir utskiftning i samme omfang som mer storstilte situasjoner.

3.4. Kortperiodiske temperaturvariasjoner i overflatelaget

Som nevnt ovenfor kan vannmassenes T-S egenskaper endres mye p.g.a. innstrømning ved vindoppstuvning mot kysten. Slike fenomener, bortsett fra solgangseffekten om sommeren, har som regel periode lengre enn 24 timer. Imidlertid har en i noen tid vært klar over at det skjer signifikante endringer i vannmassenes T-S egenskaper mye raskere enn dette (DAHL 1977). For å undersøke hvor store de meget kortperiodiske temperaturvariasjonene i overflatelaget i Oslofjorden er (dvs. periode kortere enn 24 timer), har en statistisk behandlet temperaturregistreringene fra automatiske strømmålere (Aanderra-målere) som var plassert ved Brenntangen gjennom perioden 1971-1974 (VHL, upubliserte data). Målerne registrerte gjennom dette tidsrommet bl.a. hastighet og temperatur hvert 10. minutt i dypene 5, 12,5 og 20 m. Noen av analyseresultatene er vist i figurene 13-16. Enkelte verdier er listet i Tabell 12. Som tabellen og figurene viser, inntreffer det i middel både i 5 m og 25 m temperaturendring på omlag 1°C i løpet av 1 time hvert døgn.

Tabell 12. Midlere kortperiodiske temperaturvariasjoner ($T^{\circ}\text{C}$) ved Brenntangen gjennom perioden 1971-1974.

[Mean of short periodic variations of temperature ($T^{\circ}\text{C}$) at Brenntangen during the period 1971-1974].

Dyp i m	Δt timer	M ₂	Døgn	Uke	Måned	År
5	1	0,65	0,95	2,1	4,1	7,9
5	25	1,35	1,80	4,20	7,35	11,2
20	1	0,6	0,85	1,15	2,25	3,5
20	25	1,05	1,60	3,50	5,3	9,2

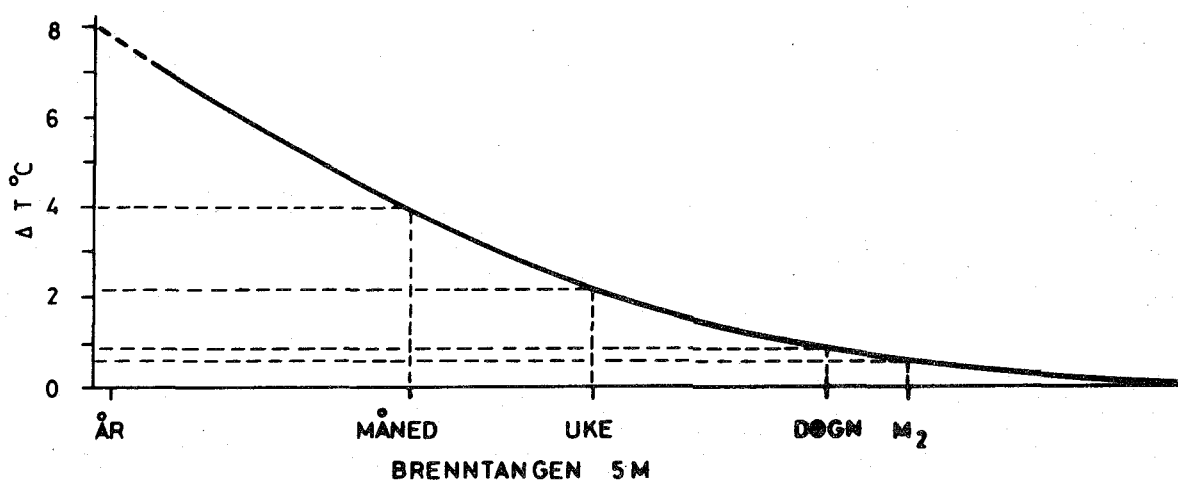


Fig. 13. Forventet temperaturendring i løpet av 1 time på 5 m dyp ved Brenntangen. [Expected change of temperature within 1 hour at 5 m depth at Brenntangen].

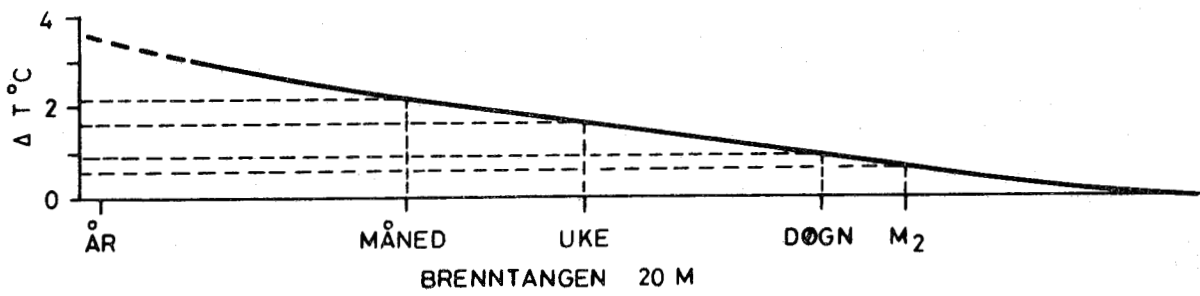


Fig. 14. Forventet temperaturendring i løpet av 1 time på 20 m dyp ved Brenntangen. Expected change of temperature within 1 hour at 5 m depth at Brenntangen .

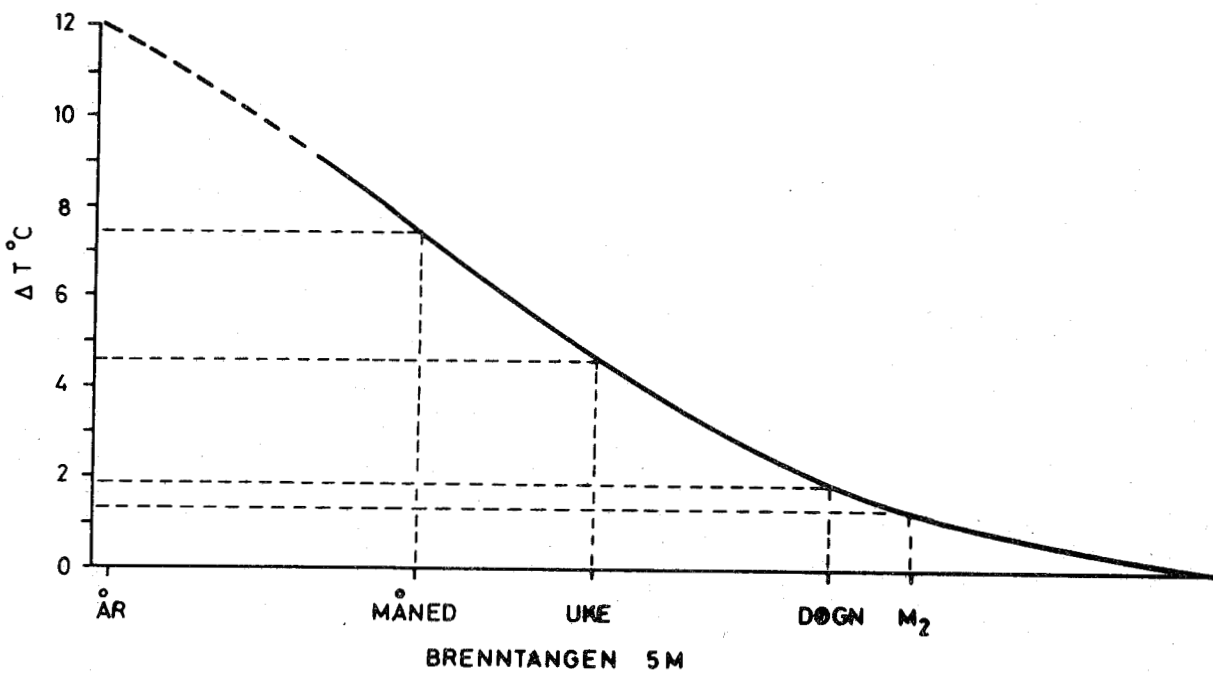


Fig. 15. Forventet temperaturendring i løpet av 25 timer på 5 m dyp ved Brenntangen. [Expected change of temperature within 25 hours at 5 m depth at Brenntangen].

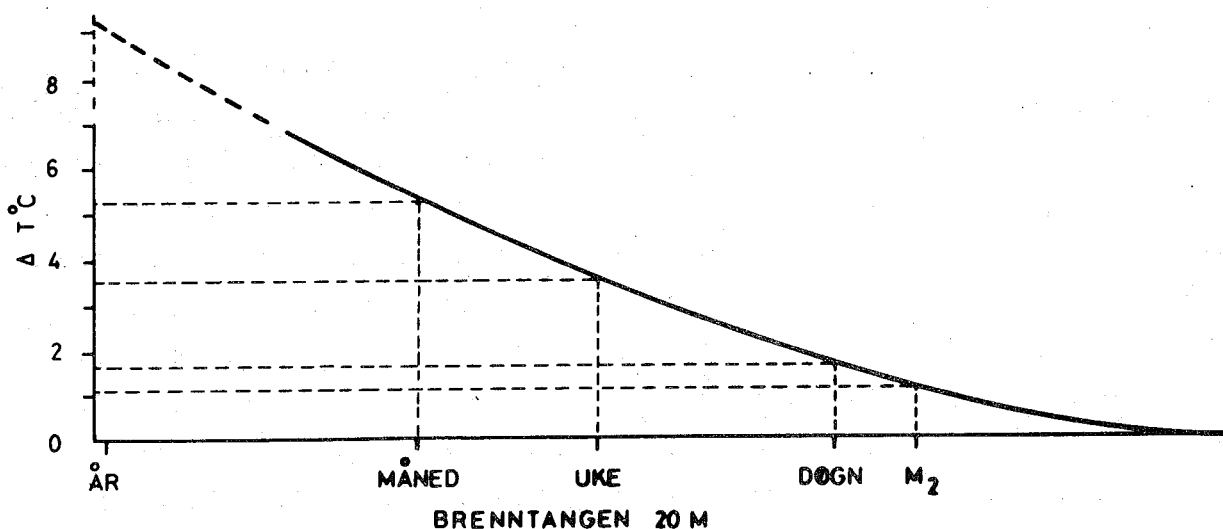


Fig. 16. Forventet temperaturendring i løpet av 25 timer på 20 m dyp ved Brenntangen. [Expected change of temperature within 25 hours at 20 m depth at Brenntangen].

Det er flere mulige forklaringer på disse store kortperiodiske temperaturendringene. En mulig årsak er tidevannet. Temperaturregistreringene fra Brenntangen viser at i enkelte perioder skyldes temperaturendringene tidevannet. Hvis imidlertid tidevannet var en vesentlig årsak til temperaturendringene, skulle en vente at temperaturendringene over et helt antall tidevannsperioder skulle være mindre enn over et tidsrom kortere enn tidevannsperioden. Analysen viser imidlertid at for alle tidsrom (dag, uke, etc.) øker temperaturendringen entydig med tidsintervallet opp til ca. 36 timer. Dette tyder på at tidevannet ikke kan være den vesentlige årsak til temperaturendringene.

En annen mulig forklaring er at de kortperiodiske temperaturendringene kan skyldes stående bølger. Den lengste svingetiden for slik bølge kan enkelt beregnes som

$$T = \frac{4\ell}{\sqrt{gh}}$$

hvor ℓ er lengden av fjorden og h er dypet. Dette gir, hvis

vi setter $\lambda = 70$ km og $h = 100$ m $T \approx 2,5$ timer.

Indre bølger og forstyrrelser kan dermed gi bidrag til de kortperiodiske endringene. Indre bølger fører til en vertikal heving og senkning av vannmassene. Dersom en kjenner den vertikale temperatur, saltholdighet og tetthetsfordeling, kan en ut fra endringen i en av disse parametre beregne hvor mye de to andre skal endres. Sammenligning av observasjoner og strømmålinger viser at det ikke ofte er en slik sammenheng, men at derimot ofte endringer i temperaturen faller sammen med endringer i saltholdigheten, slik at de kortperiodiske endringer i tettheten blir små. De hydrografiske målinger som NIVA/VHL utførte i Oslofjorden i 1973/1974 (DAHL 1973/1974) viste at det mange steder var store horisontale temperatur- og saltholdighetsgradienter som førte til små horisontale tetthetsgradienter (se f.eks. figurene 4 og 5, toktoversikt for hydrografiske tokt nr. 13, 1973 DAHL 1974).

Temperaturfeltet er, som tidligere nevnt, beskrevet ved

$$\frac{\partial \vec{T}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{T} = \Sigma \vec{F} \cdot \pi_i$$

Anta nå at det tidsrom vi skal studere er så kort at vi kan se bort fra varmeutveksling med atmosfæren og indre blanding. Anta videre at bevegelsen foregår i en kanal som er vesentlig lengre enn den avstand vi betrakter. Temperaturendringen i et punkt i kanalen er dermed langs x-aksen, som også er kanalens lengdeakse, gitt ved

$$\frac{\partial T}{\partial t} = u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z}$$

Anta videre at $v = w = 0$, slik at

$$\frac{\partial T}{\partial t} - u \frac{\partial T}{\partial x} = 0$$

I tidligere arbeider fra Oslofjorden (DAHL 1977) har en vist at de longitudinale og transverselle temperaturgradienter er

av samme størrelsesorden dersom en neglisjerer det aller øverste overflatelaget.

I november 1973 fant en i indre Oslofjord en pakke med varmt vann som beveget seg innover fjorden, hvor midlere horisontale temperaturgradient mellom to stasjoner var omlag $6 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C/s}$, eller $0,7 \text{ } ^\circ\text{C}$ i løpet av en time. Imidlertid tyder de hydrografiske målingene på at grenseflaten mellom det kalde og varme vannet var meget skarpt, slik at temperaturendringen i et punkt trolig var så stor som omlag $3 \text{ } ^\circ\text{C}$ i løpet av mindre enn en time. Også målinger fra andre steder i fjorden (GADE 1967) viser at det er store horisontale gradienter i temperatur.

Korttidsendringene i temperatur i faste punkter som er funnet ser derfor ut til å kunne skyldes både bølger og adveksjon.

3.5. Hydrografi 1974-1978

I perioden 1974-1978 utførte Statens Biologiske Stasjon Flødevigen hydrografiske målinger 6-7 ganger pr. år på de stasjoner som er vist i Fig. 12. Målingene ble utført med 1-3 måneders mellomrom. Tar en hensyn til de kortperiodiske variasjoner som er behandlet ovenfor tilsier dette at en under behandlingen av den hydrografiske utvikling bør konsentrere seg om mer langperiodiske fenomener. Videre viser gjennomgåelse av datamaterialet stor overensstemmelse mellom stasjoner som ligger i samme hovedområder i fjorden. Dette gjør at en under behandlingen av den hydrografiske utvikling har valgt å konsentrere seg om følgende stasjoner

a) Torbjørnskjær (st. 0-12)

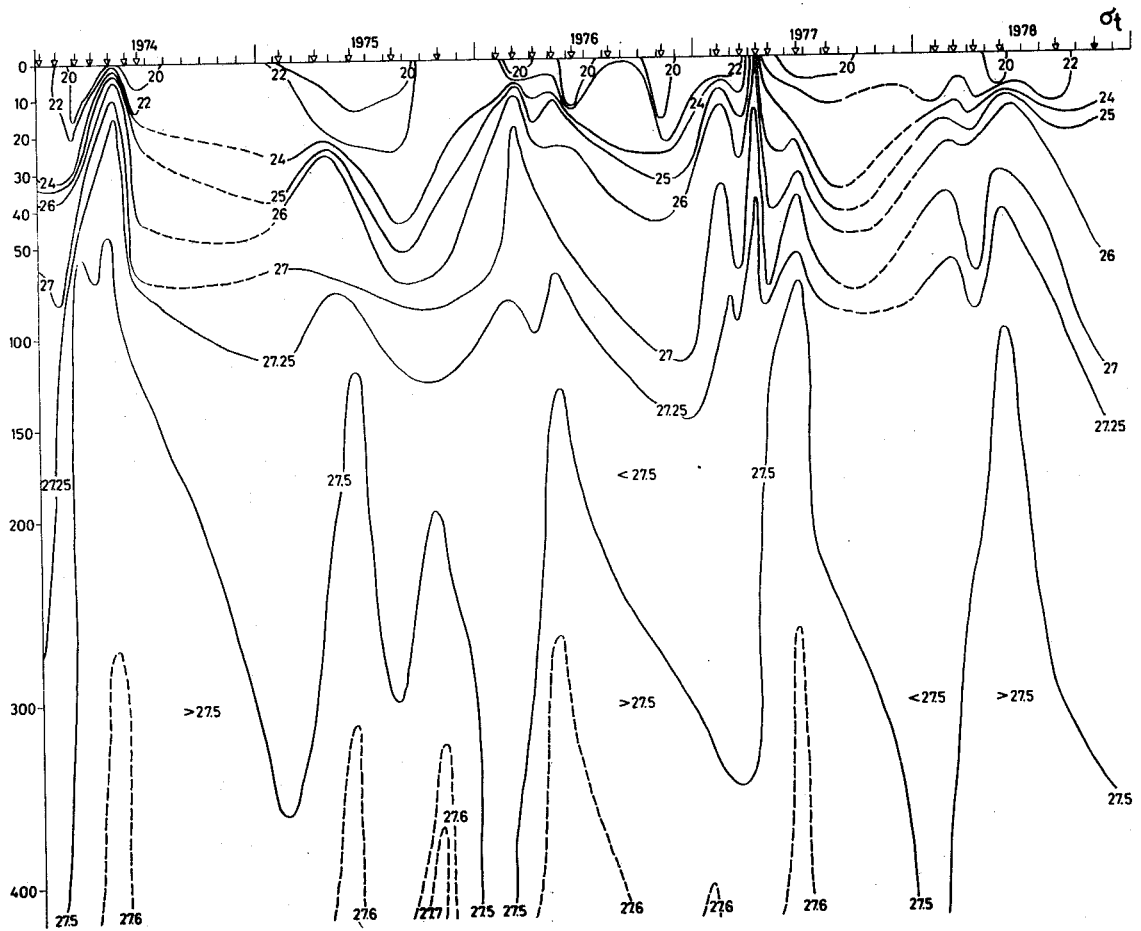
som referansestasjon for områdene utenfor terskelen mellom Hvaler og Bolærne.

b) Toftholmen (st. 0-5)

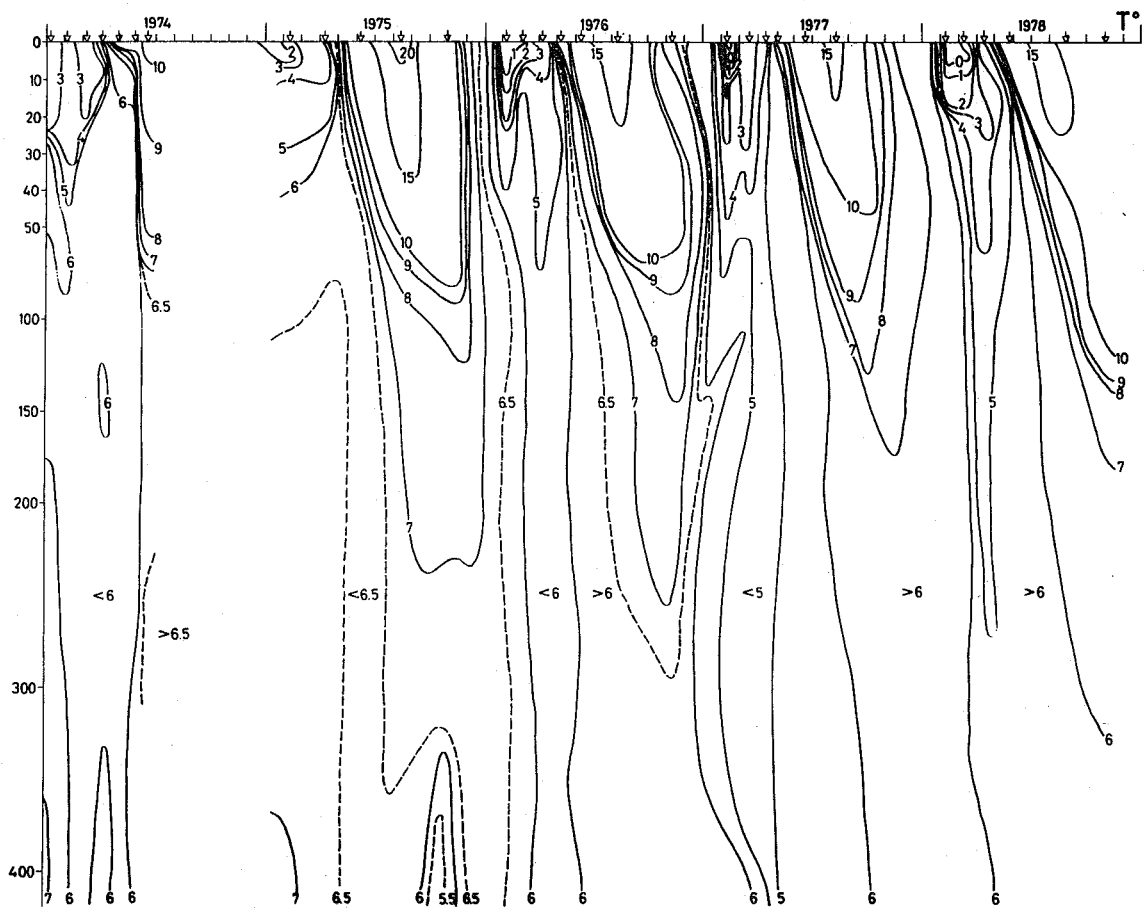
som representativ stasjon for de sentrale fjordområder.

c) Steilene (st. 0-1)

som representativ stasjon for fjordområdene innenfor Drøbak-



A



B

terkskelen (indre Oslofjord).

3.5.1. Ytre Oslofjord

Fig. 17 viser tidsisopletter for tetthet (σ_t), temperatur ($^{\circ}\text{C}$) og oksygen (ml/l) for stasjonen på Torbjørnskjær i Hvalerrennen (st. O-12). På grunn av manglende observasjoner høsten 1974, har en brutt isoplettene for denne perioden.

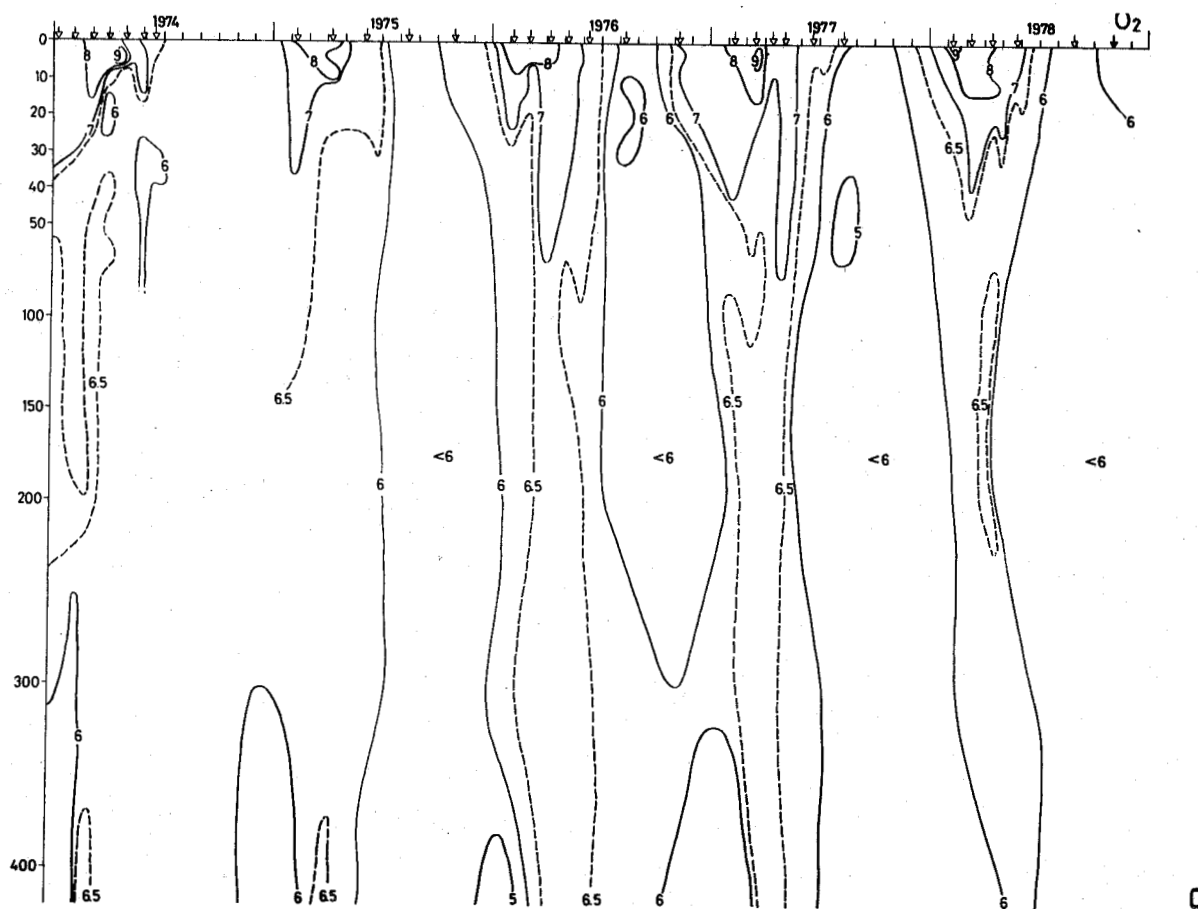


Fig. 17. Isopletter for tetthet (A), temperatur ($^{\circ}\text{C}$) (B) og oksygen (ml/l) (C) på St. O-12 (Torbjørnskjær) i perioden 1974-1978. [Isopleth diagrams for density (A), temperature ($^{\circ}\text{C}$) (B) and oxygen (ml/l) on St. O-12 (Torbjørnskjær) for the period 1974-1978].

De hydrografiske forhold i Hvalerrennen har stor betydning for de hydrografiske forhold i Oslofjorden innenfor ryggen mellom Hvaler og Bolærne, fordi den dypeste rennen gjennom denne ryggen er en forlengelse av Hvalerrennen (DAHL 1976, upublisert materiale).

3.5.1.1. Dyp- og bunnlag

Gjennom hele perioden 1974 til 1978 har det vært minst en årlig innstrømning av tungt vann til Hvalerrennen. Tabell 13 viser når parametrene som er vist i Fig. 17 indikerer at det har vært innstrømning. Som tabellen viser har det i alle årene vært en innstrømning i første halvår. Som regel (1974, 1976, 1977 og 1978) har den startet i februar, (i 1975 i april) og har som oftest vært avsluttet i april-mai (1974, 1976 og 1978). I 1975 og 1977 avsluttet innstrømningen i juni.

Alle parametrene viser at det i 1975 også fant sted en dypvannsinnstrømning om høsten med tungt, kaldt vann. Siden det bare er i et måledyp (en observasjon) hvor denne dypvannsinnstrømningen er blitt registrert, ville den blitt forkastet dersom ikke det hadde vært andre målinger som støtter antagelsen om en dypvannsinnstrømning. Fig. 18 viser isopykner for vanddyp mellom 100 og 400 m på en stasjon i Skagerrak 15 n.m. syd for Arendal ($58^{\circ}09'N - 08^{\circ}58'E$) gjennom året 1975. Figuren viser at ca. 1. september begynte isopyknene å heve seg på samme måten som under vårinnstrømningen av bankvann fra Nordsjøen til Skagerrak. Maksimum hevning fant sted i oktober-november, hvorefter isopyknene igjen sank. Det vil føre for langt i denne sammenheng å forklare hvorfor denne hendelsen fant sted. Det er ikke en vanlig årlig hendelse i dypvannet, men vi finner det ofte i de intermediære vannlag. For Oslofjorden er konsekvensen at det om høsten kan finne sted en hevning av tunge vannmasser i Skagerrak som fører til innstrømning av dypvann til Hvalerrennen.

Tabell 13. Tidspunkt for indikasjoner på dypvannsinstrømninger til Hvalerrennen. [Periods with indication of deep water inflow to the Hvalerarea].

Ar	Temperatur	Tetthet	Oksygen
1974	Februar	Februar	Februar
	Mars	Mars	Mars
	April	April Mai	
1975	April	April	April
	Juni	Juni	oktober
	Oktober	Oktober	
1976	Februar	Mars	Februar
	Mars	April	Mars
	April	Mai	April Mai
1977	Mars	Februar	Mars
	April	April	April
	Mai	Juni	Mai
	Juni		
1978	Februar	Februar	Mars
	Mai	Mars Mai	Mai

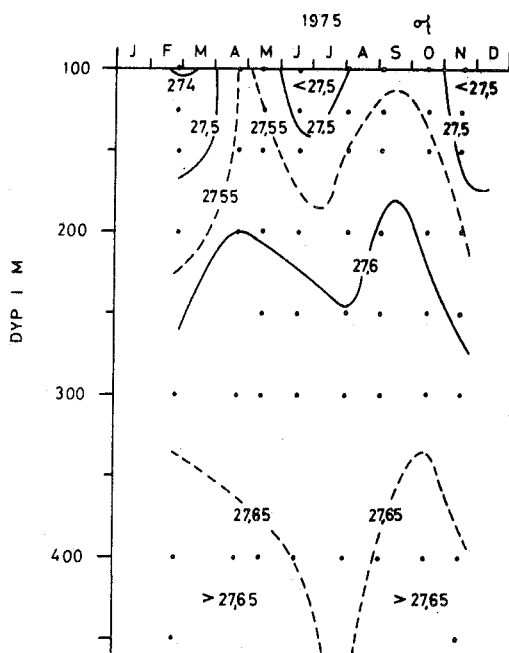


Fig. 18. Isopykner mellom 100-400 m på en stasjon ($58^{\circ}09'N$ $8^{\circ}58'E$) i Skagerrak 15 n.mil syd for Arendal i 1975. [Isopycnos between 100-400 m on a station ($58^{\circ}09'N$ $8^{\circ}58'E$) in Skagerrak 15 n.miles off Arendal in 1975].

Vannet som strømmer inn og danner nytt bunn- og dypvann har følgende egenskaper:

a) Det er som regel tyngre. Dette er dog ikke alltid tilfelle. Det var f.eks. ingen markant tetthetsøkning da dypvannsinnstrømmingen startet opp våren 1976. Tvertimot synes tettheten å ha avtatt som følge av innstrømmingen. Dette kan skje ved kraftige intermediære innstrømninger hvor tetthetsforskjellen mellom de intermediære lag og bunnlagene er små.

b) Temperaturen endres, som regel avhengig av når innstrømmingen finner sted. Dersom innstrømmingen finner sted i januar-februar, er det som oftest varmere vann som strømmer inn. Ved innstrømming senere på året er det som oftest kaldere vann som strømmer inn (relativt).

c) Oksygenforholdene er også avhengige av når innstrømmingen finner sted. Fordi det organiske oksygenforbruk i området er lite, vil metningsforholdene være avgjørende. Under tidlige innstrømninger i januar-februar kan derfor oksygeninnholdet i dypvannet synke fordi det innstrømmende vannet har høyere temperatur enn det gamle vannet. Dette skjedde i 1976, 1977 og 1978. Oksygeninnholdet i dypvannet vil som regel stige hvis innstrømmingen finner sted senere på våren og tidlig på sommeren, fordi det innstrømmende vannet da er kaldere enn det gamle bunnvannet. Dette skjedde i 1974, 1975, 1976, 1977 og 1978. På grunnlag av de målte oksygenverdier under perioder med stagnerende bunnvann har en beregnet det midlere oksygenforbruk i 400 m til $(5,5 \pm 1,5) \cdot 10^{-8}$ ml O₂/s.

Innstrømmingen som fant sted høsten 1975 førte til at vann med høy tetthet ($\sigma_t = 27,71$) lav temperatur ($T = 5,40^\circ\text{C}$) og lavt oksygeninnhold ($\text{O}_2 = 4,87$ ml/l) dannet nytt bunnvann i Hvalerrennen. Opprinnelsen til dette vannet er usikker, men det er sannsynligvis dypvann fra Skagerrak.

3.5.1.2. Mellom- og overflatelag

Mens de hydrografiske forholdene i dyp- og bunnlagene i Hvalerrennen er dominert av adveksjon, påvirkes forholdene i overflate- og mellomlagene også av varmeutveksling med atmosfæren, nedbør, ferskvannsavrenning, fordampning etc.

Temperaturisoplettene i Fig. 17 viser at den årlige oppvarming og avkjøling av vannmassene gir virkninger ned til ca. 250 m. Det er dette som kalles mellom- og overflatelaget. Overflatelaget kan defineres som de vannmassene hvor enten de daglige temperaturendringer kan spores eller hvor vindblanding kan føre til homogenisering av vannmassene. Målinger fra ytre Oslofjord (DAHL 1977a) tyder på at dybden av overflatelaget etter disse definisjoner er 40-50 m. Fig. 19 viser middelvei, ekstremverdier og standardavviket som et mål for variansen for temperatur, tetthet og oksygen på stasjonen.

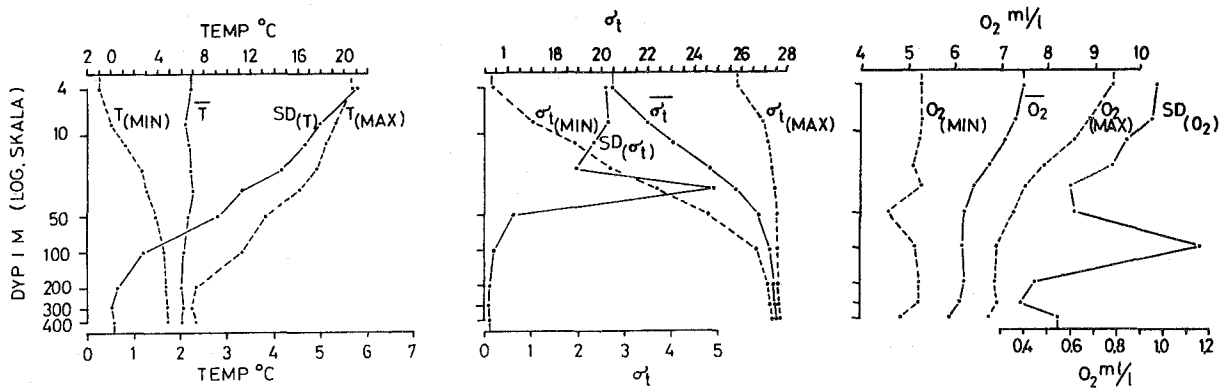


Fig. 19. Ekstremer, middelveier og varians for tetthet, temperatur ($^{\circ}\text{C}$) og oskygen (ml/l) på St. 0-12 (Torbjørnskjær) i perioden 1974-1978. [Extremes, mean values and varieties for density, temperature ($^{\circ}\text{C}$) and oxygen (ml/l) on St. 0-12 (Torbjørnskjær) for the period 1974-1978].

Variansen for tettheten viser maksimum i 30 m. Dette tyder på at vannmassene som er funnet i 30 m, noen ganger har tilhørt overflatelaget, mens det andre ganger har tilhørt mellomlaget. Overgangen mellom dyplaget og mellomlaget kommer frem i variansen for alle tre parametrene. Dyplaget karakteriseres av nær homogene vannmasser og dermed liten sjiktning. Både temperatur og tetthet viser at variansen under 200 m er nær konstant (tetthet også i 100 m). At oksygenet viser økende varians fra 300 m til 400 m kan tolkes på flere måter. Med de små endringer i saltholdigheten som er målt i 400 m, vil endringer i temperaturen være bestemmende for oksygenmetningen. Laveste oksygeninnhold skulle da inntreffe ved høyeste temperatur. Datamaterialet viser at dette ikke er tilfelle. Videre avtar både midlere temperatur og oksygeninnhold fra 300 til 400 m. Dette indikerer at det avtagende midlere oksygeninnholdet ikke kan være en følge av metning, men av oksygenforbruk in situ. Et oksygenforbruk forklarer også den økende variansen i oksygeninnholdet fra 300 til 400 m.

I mellomlaget har variansen for oksygeninnholdet maksimum i 100 m, samtidig som middelveier viser lokalt minimum i dette dypet. Den hydrografiske forklaring til dette kan være at vannet i 100 m under utskiftnings situasjoner i fjordene og Hvalerrennen påvirkes sterkere av gammelt utstrømmende vann enn de øvrige dypene under overflatelaget.

I overflatelaget varierer de hydrografiske forholdene fra typiske brakkvannsforhold til mer oseane forhold. F.eks. har en observert $\sigma_t > 25,5$ i overflaten under utskiftnings-situasjon. Tetthetsisoplettene i Fig. 17 tyder på at dette skyldes oppstrømning fra dypere lag p.g.a. dypvannsutskiftningen. Den midlere årlige temperaturvariasjon i overflatelaget er meget stor ($> 13^\circ\text{C}$), samtidig som saltholdigheten også viser stor variasjon ($> 5\%$) i 30 m. I overflaten er selvfølgelig variasjonene enda større, h.h.v. ca. 21°C og ca. 30% , som viser at overflatelaget er sterkt påvirket av årlige variasjoner i temperatur og ferskvannsavrenning.

På grunn av den store avstand i tid mellom målingene sammenlignet med endringene i de målte verdier har en ikke beregnet tilsynelatende vertikal turbulente diffusjonskoeffisienter. For å kunne vurdere hvor fort varme/kuldebølgen forplanter seg i overflate- og mellomlaget, har en i Tabell 14 ført opp for hvert år måneden som ekstremtemperaturen ble målt. Tabellen viser at minimumstemperaturen i de øverste 30 m i alle år, bortsett fra 1978, inntreffer i februar (og mars). I 1978 var det en uvanlig sterk avkjøling i overflaten, og minimum temperatur mellom 4 og 30 m inntraff ikke før i mars/april. Imidlertid var dette også de laveste temperaturene i hele undersøkelsesperioden i dette dybdeintervallet.

Maksimumstemperaturen i overflatelaget fant en i alle årene i august. At temperaturekstremene (innenfor måleusikkerheten) inntreffer samtidig i hele overflatelaget, tyder på at vindstresset er viktig for å transportere varme nedover i vannlaget. Vindstresset på overflaten "produserer" turbulens i vannet, som fører til vertikal blanding. Denne blandingen fører også til at vertikale tetthetsgradienter reduseres. Mens GADE (1976) fant at midlere vertikale turbulent diffusjonskoeffisient i indre Oslofjord for perioden 1962-1965 var av størrelsesorden $2 \text{ cm}^2/\text{s}$ i overflatelaget, må midlere verdi i overflatelaget være en til to størrelsesordner større ved Torbjørnshjørn for å kunne gi den raske varmetransporten ned i hele overflatelaget. Årsaken til dette er trolig kraftigere vindstress og større bølgevirkninger, samt det tilskudd av turbulent energi som kommer fra brytende bølger i de grunne områdene rundt Hvalerrennen.

Tabell 14. Tidspunkt for målte årlige temperaturekstremere på st. 0-12 (Torbjørnskjær). [Periods for observed annual extremes of temperature at St. 0-12 (Torbjørnskjær)].

Dyp i meter	1975		1976		1977		1978		
	Min.	Maks.	Min.	Maks.	Min.	Maks.	Min.	Maks.	
Overflatelag	0	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.
	4	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Mars	Aug.
	8	Feb./Apr.	Aug.	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Mars	Aug.
	12	Apr.	Aug.	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Mars	Aug.
	20	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Apr.	Aug.
	30	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Feb.	Aug.	Apr.	Aug.
Mellomlag	50	Juni	Okt.	Apr.	Nov.	Feb.	Nov.	Apr.	Nov.
	100	Juni	Okt.	Apr.	Nov.	Apr.	Nov.	Apr.	Nov.
	200	Juni	Okt.	Mai	Nov.	Mars	Nov.	Apr.	Nov.

I mellomlaget inntraff også temperaturekstremene samtidig, bortsett fra i 1977 da vannmassene i 50 m trolig var påvirket av overflateavkjøling og innstrømning av kaldt vann fra Skagerrak. Temperaturmaksimum i mellomlaget inntraff i alle årene i oktober/november, mens det var mer spredning for temperaturminimum. I årene 1976, 1977 og 1978 inntraff temperaturminimum stort sett i april som følge av innstrømning av kaldt mellomlagsvann fra Skagerrak. I 1975 øket tettheten i dyp- og mellomlagene på Torbjørnskjær fra februar til juni. Dette tyder på at det har foregått innstrømning av mellomlagsvann fra Skagerrak gjennom hele denne perioden. Fig. 20 viser isotermene mellom 30 og 400 m i perioden januar-juni 1975 på en stasjon i Skagerrak syd for Arendal (58°02'N 9°03'E) (DANIELSSEN og IVERSEN 1976). Dypet med samme tetthet som i 200 m på Torbjørnskjær er prikket inn. Figuren viser at gjennom hele perioden, og særlig i mars-mai, var det kaldere vann i mellomlaget i Skagerrak enn ved Torbjørnskjær. Videre viser figuren at vann med samme tetthet som i 200 m på Torbjørnskjær gjennom perioden januar-mai i Skagerrak lå høyere enn terskeldypet til Hvalerdypet. Dette støtter antagelsen om en vedvarende innstrømning til Hvalerdypet gjennom sen vinteren/våren 1975.

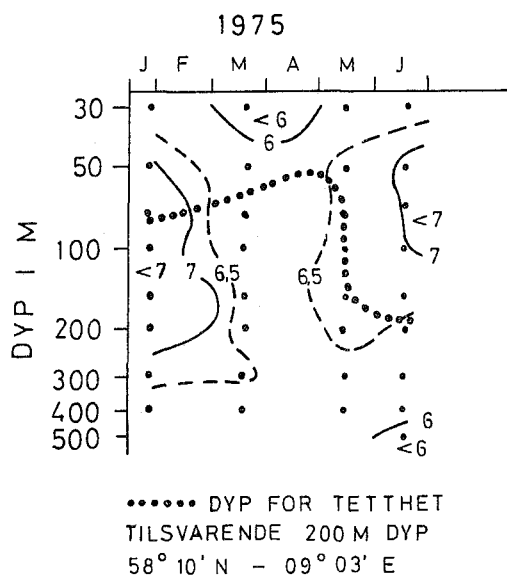


Fig. 20. Isothermer mellom 100-400 m på en stasjon i Skagerrak (58°10'N 9°03'E) syd for Arendal i perioden januar-juni 1975 (etter DANIELSSEN og IVERSEN 1976). [Isotherms between 100-400 m at a station in Skagerrak (58°10'N 9°03'E) off Arendal in the period January-June 1975 (After DANIELSSEN & IVERSEN 1976)].

3.5.1.3. Sammendrag

Målingene fra stasjon O-12 (Torbjørnskjær) viser at de hydrografiske forholdene på denne stasjonen er svært skiftende. Om våren og sommeren, når det er stor avrenning fra land, består overflatelaget vesentlig av kystvann, mens det om vinteren og våren vesentlig er Skagerrakvann.

Den midlere tykkelse av overflatelaget er 30 m, men dette kan variere sterkt. Under perioder med dypvannsutskiftning kan tykkelsen av overflatelaget være mindre enn 5 m, mens det under perioder med sterk pålandsvind eller ferskvannsavrenning kan være 40-50 m dypt. De årlige variasjoner i temperatur og salt holdighet er mindre enn i midtre og indre deler av Oslofjorden, men mye større enn i åpent farvann i Skagerrak. Som regel er de vertikale temperatur- og tetthetsgradienter i overflatelaget små. Høye O₂-verdier (mer enn 100% metning) finner en om våren bare i de øverste 4-5 m, hvilket tyder på at den dominerende del av primærproduksjonen foregår i de øverste 6-10 m.

Mellomlaget ligger som regel mellom 30 og 200 m, men både øvre og nedre begrensning varierer. Variasjonene mot overflatelaget er nevnt ovenfor. Nedre begrensning varierer særlig sterkt under dypvannsutskiftninger, da mellomlaget kan bli helt borte. Utenom utskiftningsperiodene er som regel begrensningen mot dyplaget i 200 m. Mellomlaget er hovedsaklig dannet av overflate- og mellomlagsvann fra Skagerrak. Under perioder med dypvannsutskiftning i Oslofjorden kan det imidlertid bli påvirket av gammelt fjordvann i de øverste 100 m. Variasjonene i temperatur og saltholdighet er vesentlig mindre i mellomlaget enn i overflatelaget, da dette bare indirekte påvirkes av temperaturvariasjonene i overflaten og ferskvannsavrenning.

I nedre del av overgangssonen mellom overflate- og mellomlaget finner en ofte et oksygenminimum i august-januar. Dette skyldes trolig nedbrytning av organisk materiale som opphopes i nedre del av overgangslaget.

Dyplaget ligger som regel under 200 m, men kan heves til 20-25 m under perioder med dypvannsutskiftning. Det er hovedsakelig dannet av mellomlags- og dypvann fra Skagerrak. Utskiftning av dypvannet skjer enten som følge av dypvannsutskiftning i Skagerrak, eller med massiv innstrømning av mellomlagsvann til Skagerrak fra Nordsjøen.

De årlige variasjoner i temperatur og tetthet i dypvannet er små, som regel mindre enn 1 grad og 0,2 (σ_t -enheter). Endringene som skyldes dypvannsutskiftning kan være langt større h.h.v. 1,6°C og 0,3-0,4 (σ_t -enheter). Oksygenmålingen tyder på at det under 300 m er et signifikant oksygenforbruk ved nedbrytning av organisk materiale.

3.5.2. Midtre Oslofjord

Midtre Oslofjord er området som er begrenset av Hvaler/Bolærneryggen i syd og Drøbaksundet/Rødtangen i nord. I dette området er det i perioden 1974-1978 utført regelmessige hydrografiske målinger i Sandebukta, Elle (Skiphelle) ved Drøbak, Tofteholmen, vest for Mølen i Breiangen, Bastødyppet, Årefjorden ved Larkollen, Rauøya, Huikjæla og Misingen.

I overflatelaget viser disse stasjonene tildels forskjellig utvikling avhengig av hvordan de er plassert i forhold til de dominerende ferskvannstilførselene fra Glomma og Drammenselva. Imidlertid er det ikke noen systematisk forskjell, men mer en utvikling som ser ut til å være avhengig av værforholdene like før og under toktene. Siden tidsavstanden mellom målingene har vært for stor (1-3 måneder) til å kunne vurdere kortperiodiske variasjoner, har en konsentrert seg om de langperiodiske hendelser. Gjennomgåelse av materialet viser at en finner igjen de samme langperiodiske hendelser på alle stasjoner i området, også i Sandebukta. Stasjonen ved Tofteholmen (st. 0-5) har det beste materialet (flest tilgjengelige observasjoner) og er derfor valgt. At denne stasjonen ikke er dypere enn 125 m, fører til at en mister utviklingen i de dype partier ved f.eks. Bastø og Rauøy. Imidlertid er disse dype partier av liten volummessig betydning for midtre Oslofjord totalt, og det er også vanskelig å finne noen særskilt hydrografisk utvikling her som en ikke finner i dyplaget ved Tofteholmen. Det har imidlertid forekommet at delvis utskiftning av disse dyplagene som har gitt transporten av gammelt dypvann til Toftholmen, kan bli feilaktig oppfattet som dypvannsutskiftning i hele midtre Oslofjord. Ved gjennomgang av datamaterialet har en så godt som mulig forsøkt å fjerne slike feilkilder.

Fig. 21 viser isopletter for temperatur, tetthet og oksygen på st. 0-5 (Tofteholmen) for perioden 1974-1978. Isoplettene for temperatur viser at varmebølgen fra overflaten forplanter seg gjennom hele vannsøylen.

Vannmassene ved Tofteholmen kan på samme måte som ved Torbjørn-skjær deles inn i overflatelag, mellomlag og dyplag. Fig. 22 viser middelvei, minimum, maksimum og spredning for temperatur, tetthet og oksygen for de observerte verdier av de enkelte dyp. Her er det ingen skarpe variasjoner i den vertikale fordeling av spredningen, men en mer jevn avtagnede spredning med dypet enn den som en fant ved Torbjørn-skjær. Alle parametre viser størst spredning ved overflaten og minst ved bunnen. Oksygen viser høy og relativt konstant spredning mellom overflaten og 12 m, jevnt avtagende spredning mellom 12 m og 75 m, og relativt konstant lav spredning under 75 m. Tettheten viser relativt høy konstant spredning mellom overflaten og 8 m og avtagende spredning under 8 m. Under 75 m endrer spredningen seg minst.

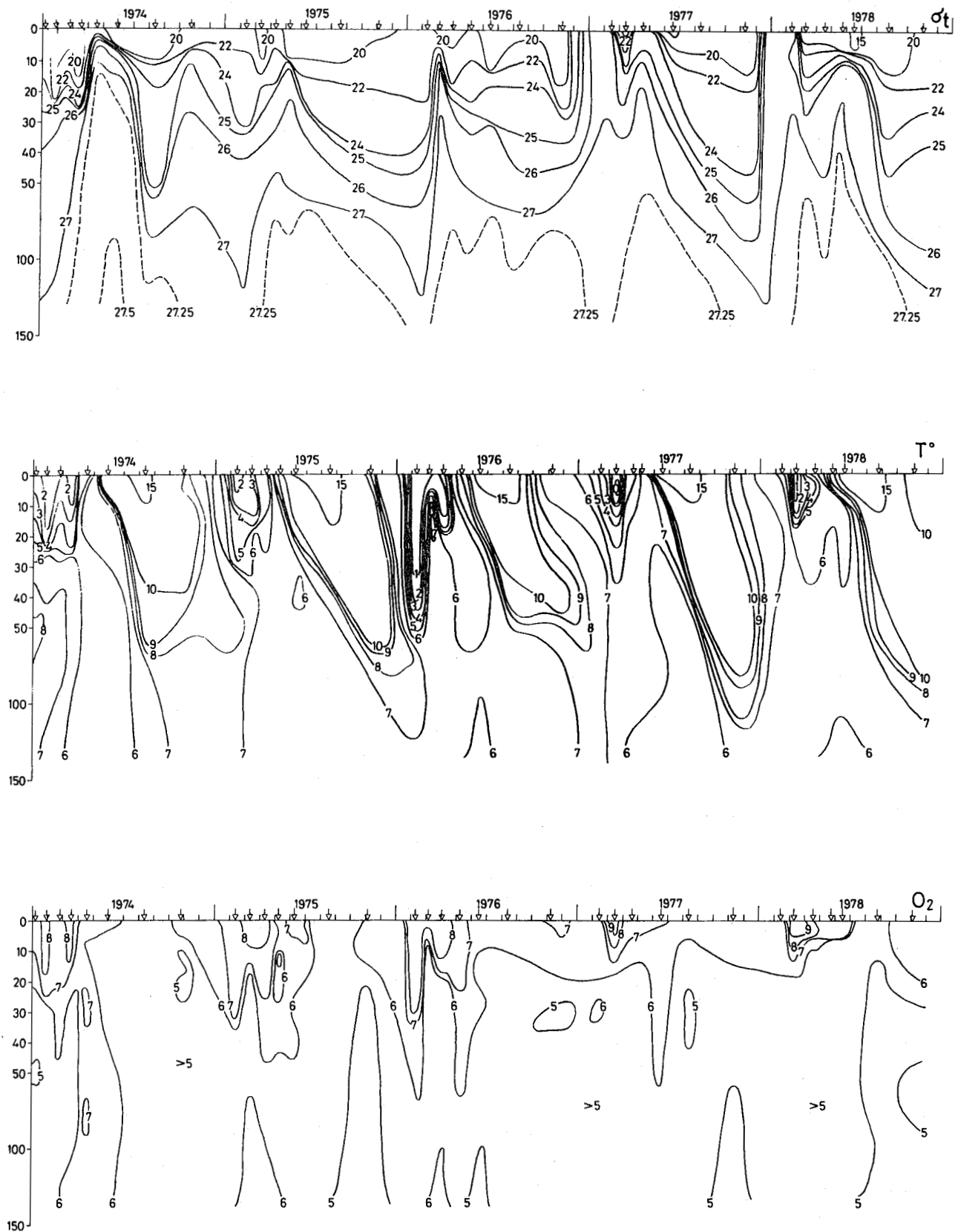


Fig. 21. Isopletter for tetthet, temperatur ($^\circ\text{C}$) og oksygen (ml/l) på St. O-5 (Toftøholmen) i perioden 1974-1978. [Isopleth diagrams for density, temperature ($^\circ\text{C}$) and oxygen (ml/l) on St. O-5 (Toftøholmen) for the period 1974-1978].

Tabell 15. Tidspunkt for målte temperaturekstremere på st. 0-5 (Tofteholmen). [Periods for observed annual extremes of temperature at St. 0-5 (Tofteholmen)].

Dyp i meter	1974		1975		1976		1977		1978
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
0	Mars	August	Februar	August	Februar	August	Mars	August	Mars
4	Mars	August	Februar	August	Februar	August	Mars	August	Mars
8	Mars	August	Februar	August	Februar	August	Mars	August	Mars
12	Mars	August	Mars	August	Februar	August	Mars	August	Mars
16	Februar	August	Mars	August	Februar	August	Mars	August	Mars
20	Februar	August	Februar	August	Februar	August	Mars	August	Mars
30	April	August	Februar	Oktober	Februar	August	Juni	November	Juni
40	April	August	Juni	Oktober	Februar	November	Juni	November	Mai
50	April	August	Juni	Oktober	Februar	November	Juni	November	April
75	April	Januar	April	Januar	August	Februar	August	November	Mai
100	April	Januar	Mai	Januar	Juni	Februar	August	November	Mai
120-130	Mars	Januar	April/ Mai	Januar	Juni	Februar	August	Februar	Mai/ Juni

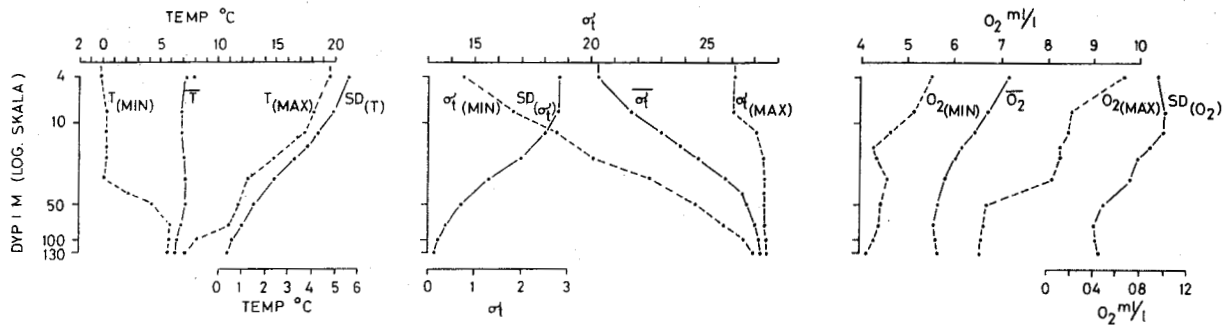


Fig. 22. Ekstremer, middelveier og varians for temperatur, tetthet og oksygen på St. O-5 (Tofteholmen) i perioden 1974-1978. [Extremes, mean values and varieties for density, temperature and oxygen on St. O-5 (Tofteholmen) for the period 1974-1978].

Temperaturen viser avtagende spredning med dypet. Også for temperaturen er endringen i spredningen minst under 75 m og 2. derivert for spredningen skifter fortegn mellom 16 og 20 meter.

I Tabell 15 har en på samme måte som under behandlingen av de hydrografiske forhold i ytre Oslofjord (Torbjørnskjær), ført opp tidspunktet for temperaturekstremere hvert år. Tabellen viser temperaturekstremene stort sett inntreffer samtidig mellom overflaten og 20 m. Kryss- og autokorrelasjon for observerte og interpolerte temperaturverdier i de enkelte dyp gjennom perioden 1974-1978 er vist i Tabell 16 og 17. Tabellene viser at det er høy krysskorrelasjon mellom overflaten og de øverste 20 m, og at maksimal krysskorrelasjon inntreffer samtidig eller ved 1 måneds forskyvning. Mellom 20 og 30 m er det et markert sprang i krysskorrelasjonen. Både de observerte og de observerte/interpolerte verdier viser dermed at forholdene i de øverste 20 m er relativt homogene. Dette er overflatelagets midlere vertikale utstrekning. Imidlertid viser dette laget også store variasjoner i vertikalutstrekning. Temperaturisoplettene i Fig. 21 viser at overflatelaget i februar 1976 var mer enn 30 m dypt, mens det en måned senere var 4-5 m dypt.

Som det delvis går frem av vertikalfordelingen av spredningen i de observerte verdier, og av krysskorrelasjonsberegninger (ikke vist her), er forholdene under 75 m også mer homogene enn i lagene ovenfor. Dette er derfor den midlere begrensning mellom dyplaget og mellomlaget. Imidlertid er det store variasjoner også i dypet for denne begrensningen. Temperatur- og tetthetsisoplettene viser at f.eks. mai 1977 stakk dyplaget seg gjennom hele vannsøylen, mens en i november 1977 fant dyp- laget under ca. 120 m. Også de andre stasjonene i midtre Oslofjord (bortsett fra stasjon O-3, Sandebukta), viser at en i middel kan legge grenseflatene mellom lagene på samme måte.

Tabell 16. Maksimal krysskorrelasjon (c) for temperatur mellom overflaten og enkelte dyp på stasjon O-5 (Tofteholmen).
 [Maximum crosscorrelation (c) for temperature in some depths on St. O-5 (Tofteholmen)].

Dyp i meter	c	Tidsforsinkelser i måneder
0	1,0	0
4	0,97	0
8	0,91	0
12	0,89	1
16	0,89	1
20	0,88	1
30	0,75	2
50	0,74	3
75	0,73	4

Tabell 17. Autokorrelasjon for temperatur i forskjellige dyp på st. 0-5 (Tofteholmen) i perioden 1974-1978. [Autocorrelation for temperature in different depths on St. 0-5 (Tofteholmen) for the period 1974-1978].

Dyp i meter	Tidsforsinkelse	
	6 måneder	12 måneder
0	-0,86	0,98
4	-0,84	0,92
8	-0,86	0,91
12	-0,83	0,86
16	-0,82	0,85
20	-0,79	0,82
30	-0,60	0,61
50	-0,41	0,42
75	-0,37	0,46

3.5.2.1. Dyplaget

Dyplaget i midtre Oslofjord er, som det går frem av avsnittet ovenfor, den relativt homogene vannmassen som i middel ligger under 75 m. I Tabell 18 har en ført opp tidspunkt for utskifting av dypvann slik det indikeres i temperatur-, tetthets- og oksygenobservasjonene. Tabellen viser at det er årlige utskiftninger av dypvannet og at disse stort sett finner sted i perioden februar-mai. Videre viser tabellen at det er endringer i tetthet og oksygen i november 1976, som indikerer at det har vært en innstrømning til dyplaget. Fig.23 viser dyp for vann ved Torbjørnskjær som har samme tetthet som vann på 125-130 m ved Tofteholmen. Figuren viser at forut for alle de registrerte dypvannsinnstrømninger har vann med tilstrekkelig høy tetthet i noen tid vært tilstede utenfor Hvalerryggen, bort-

Tabell 18. Tidspunkt for innstrømning til dyplaget på st. 0-5 (Tofteholmen). [Periods for inflow to the deeper layer at St. 0-5 (Tofteholmen)].

År	Temperatur	Tetthet	Oksygen
1974	Januar	Januar	Januar
	Februar	Februar	Februar
	Mars	Mars	Mars
		April	April
		Mai	
1975	Mars	Mars	Februar
		April	Mars
		Mai	
1976	Mars	Mars	Februar
	April	April	Mars
	Mai	Juni	April
	Juni	November	August November
1977	Mars	Mars	Mars
	April	April	April
	Mai	Mai	
1978	Februar	Februar	Februar
	Mai	Mars	Mars
	Juni	Mai Juni	

sett fra i november 1976. Den registrerte endringen i tettheten i november 1976 er derfor trolig resultat av innstrømning til mellomlagene i ytre Oslofjord.

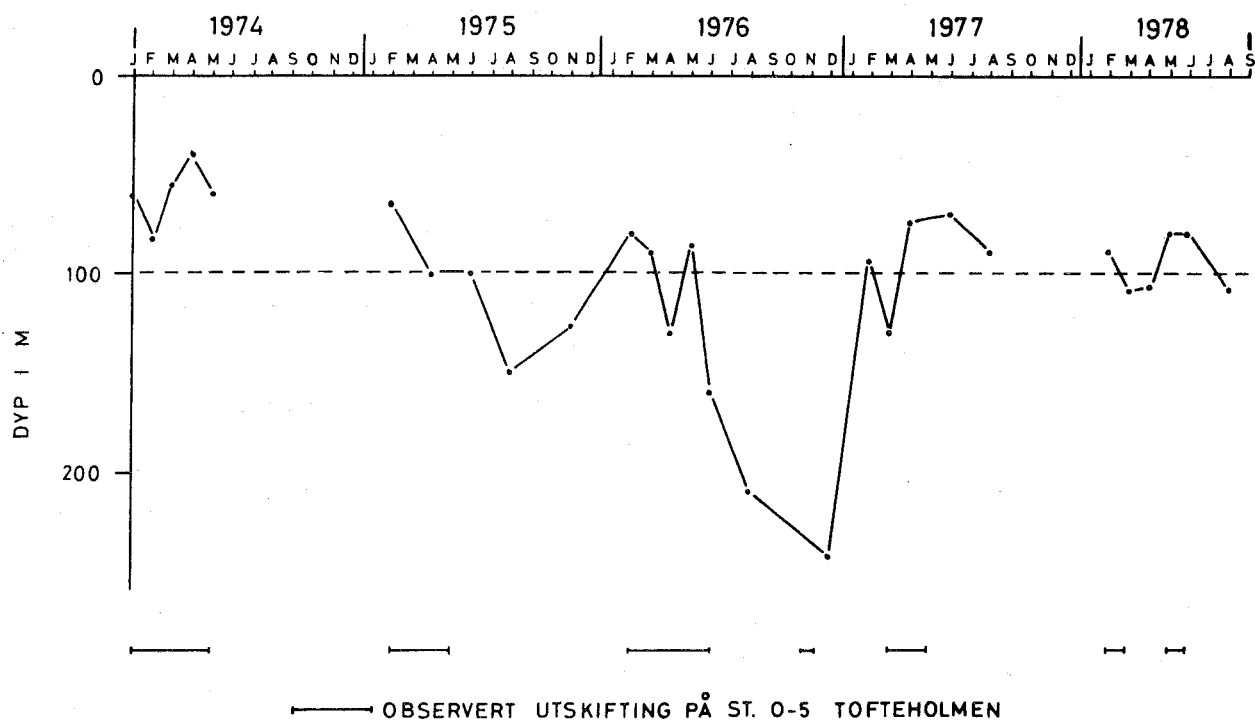


Fig. 23. Dyp for vann på St. 0-12 (Torbjørnskjær) som har samme tetthet som dypvann på St. 0-5 (Tofteholmen). [Depth of water layers at St. 0-12 (Torbjørnskjær) with the same density as deep water layers at St. 0-5 (Tofteholmen)].

Fig. 23 viser at mulighetene for innstrømning til dyplagene stort sett (årene 1976, 1977, 1978) faller i to perioder. I februar (og muligens januar) og mai-juni er dypvannsinnstrømning mulig. I mars-april er det som regel en periode da tettheten i mellomlaget ved Torbjørnskjær blir redusert så mye at dypvannsinnstrømningen til midtre Oslofjord ikke kan finne sted. Årsaken til det er vindoppstuvning av brakt overflatevann mot Oslofjorden-Bohuslän i denne perioden.

På samme måte som i ytre Oslofjord er endringen i de hydrografiske forholdene avhengig av når dypvannsinnstrømningen finner sted. Innstrømning i januar-februar fører som regel til at det gamle dypvannet blir erstattet med vann hvor temperaturen er $6,5-6,8^{\circ}\text{C}$, mens massiv innstrømning i mai-juni gir dypvann med temperatur $5,6^{\circ}\text{C}$ til 6°C . Gjennom hele perioden har dypvannsutskiftingene vært massive.

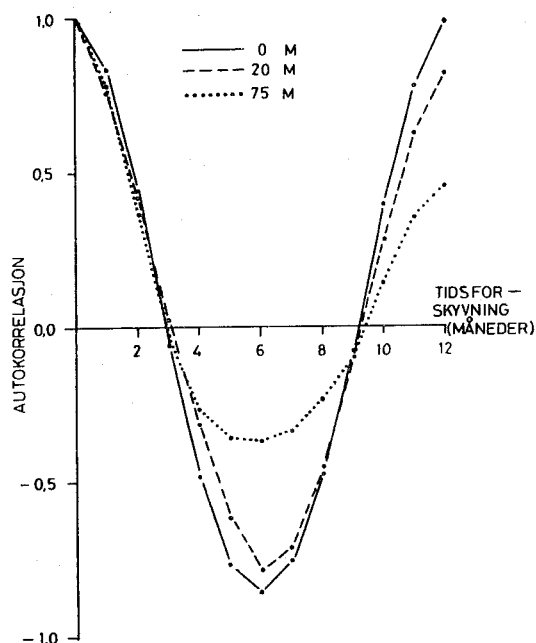


Fig. 24. Autokorrelasjon for temperatur i 0, 20 og 75 m dyp på St. 0-5 (Tofteholmen). [Autokorrelasjon for temperature in 0, 20 and 75 m depth at St. 0-5 (Tofteholmen)].

Autokorrelasjon for temperaturen på 75 m som er fremstilt i Fig. 24, viser at temperaturen varierer forskjellig fra år til år. De hydrografiske data viser at dette er avhengig av når den dominerende innstrømningen til dyplaget finner sted. Mens autokorrelasjonskoeffisienten for 12 måneders forskyvning i overflaten er ca. 0,98, er den i 75 m bare 0,46. Dette viser at mens temperaturvariasjonen i overflaten har en dominerende årlig periode, så er også mer langperiodiske variasjoner viktige i 75 m. Disse mer langperiodiske variasjoner skyldes endringer av middeltemperaturen, som er avhengig av når på vinteren dypvannsinnstrømningen finner sted.

Den årlige variasjon i temperaturen i dypvannet er resultat av vertikal turbulent varmetransport fra overflate og mellomlaget, mens nivået temperaturen varierer rundt er avhengig av temperaturen dypvannet får ved utskiftningen. Også oksygeninnholdet i dyplaget viser variasjoner som er avhengig av innstrøm-

ning og årlig variasjon. I ytre Oslofjord (Torbjørnshjær) var oksygeninnholdet i dypvannet avhengig av temperaturen i det innstrømmende dypvannet. Sen dypvannsutskiftning med relativt lav temperatur ga høyere oksygeninnhold enn tidlig dypvannsutskiftning med høy temperatur. Ved Tofteholmen er oksygeninnholdet ved tidlig dypvannsutskiftning høyere enn ved sen utskiftning. Årsaken til dette er dypvannsutskiftningenes omfang og tettheten til det innstrømmende vannet. Ved utskiftning i januar-februar er tettheten til det innstrømmende vannet som regel ikke stor nok til at dette trenger ned i de dypeste bassengene. Dypvannet i disse bassengene blir derfor relativt upåvirket til utskiftningens andre del i april-mai. Under denne utskiftningen blir det gamle dypvannet fra de dypeste områdene skiftet ut og blandet med det innstrømmende vannet som danner dypvannet i resten av fjorden. Bare ved svært omfattende og vedvarende dypvannsinnstrømninger vil dermed det gamle dypvannet i midtre Oslofjord bli fullstendig utskiftet.

Det midlere oksygenforbruk i dypvannet er omlag $(6,6 \pm 0,8) \cdot 10^{-8}$ ml/s, som er ca. 20% høyere enn hva en fant i ytre Oslofjord (Torbjørnshjær). Årsaken til dette er trolig høyere organisk belastning.

3.5.2.2. Mellom- og overflatelaget

Mellomlaget i midtre Oslofjord er vanligvis mellom 20 og 75 m. Det er et overgangslag mellom overflatelaget og dyplaget. Ved omfattende dypvannsutskiftninger, som i april 1974 og i februar 1977 og 1978, kan mellomlaget forsvinne helt. Ved de to siste situasjonene var dypvannsinnstrømningen så omfattende at også overflatelaget forsvant ($\sigma_t > 26$ i overflaten). Selv om mellom- og overflatelaget blir behandlet sammen, er det to lag med forskjellig hydrografi. Som Tabell 16 og 18 viser, inntreffer temperaturekstremmer omtrent samtidig i de øverste 20 m, mens de er faseforskjøvet 2-3 måneder i mellomlaget. I overflatelaget er krysskorrelasjonen mellom overflaten og de enkelte dyp høyere enn 0,88, mens det er en markert reduksjon i mellomlaget. Også autokorrelasjonen for forskyvning 6 og 12 måneder viser markert

forskjell mellom mellomlaget og overflatelaget. Årsaken til dette er at mens vind og bølgevirkning kan homogenisere overflatelaget meget raskt, så vil vertikaltransport av f.eks. varme og salt i mellomlaget foregå ved turbulent diffusjon. Den store vertikale tetthetsgradienten som en som regel finner i mellomlaget, gjør at den vertikale turbulente transporten forsinkes. Som det er vist tidligere i avsnittet om kortperiodiske temperaturvariasjoner, kan vind og horisontal adveksjon føre til rask og omfattende utskiftning av vannmassene i overflate- og mellomlaget. Isoplettdiagrammene for Tofteholmen (st. 0-5) viser flere slike situasjoner. I juli-august 1974 ble trolig mer enn 50% av vannmassene over ca. 60 m skiftet ut ved en slik prosess. Også februar 1975, mars 1977 og mars 1978 finner en slike hendelser selv om de ikke er like omfattende som de er beskrevet fra 1973 og 1974.

Den hydrografiske utvikling i mellom- og overflatelaget er også meget avhengig av meteorologiske forhold og ferskvannstilførsel. Ferskvannstilførselen fører til at det dannes et brakvannslag i overflaten, mens vinden gjennom stress og bølgevirkning blander ferskvannet ned i vannmassene. I perioder hvor det ikke er innstrømning av relativt tungt vann til mellom- og dyplagene, vil ikke relativt tungt, høyt saltholdig vann tilføres mellom- og overflatelaget nedenfra ved hevning av gammelt vann. I slike perioder vil salt bare bli tilført mellom- og overflatelaget gjennom turbulent diffusjon og horisontal adveksjon i lagene. Vertikaldiffusjonen er antagelig funksjon av vertikal tetthetsgradient og vertikal hastighetsgradient (Richardson-tall $\ll 1$), samt forskjellen i den parameter som skal transporteres vertikalt.

Den vertikale hastighetsgradienten settes trolig opp av to eller tre forskjellige fenomener. Ferskvannstilførselen eller avrenningen til fjorden fører til en utgående transport i overflatelaget. På grunn av friksjonen med underliggende lag, vil vann fra underliggende lag blandes inn, og dette setter opp en kompensasjonsstrøm i de underliggende lagene.

Vindstress i overflaten vil også føre til en transport i overflatelaget. Oppstuvning av vann ved pålandsvind vil sette opp en utgående (baroklin) transport under overflatelaget, mens fralandsvind kan gi en inngående transport. Tidevannet setter opp en periodisk bevegelse, som strømmålinger fra Oslofjorden har vist er dominerende i overflatelaget. Alle de fenomener som er beskrevet her, har to ting felles. For det første fører de til en vertikal hastighetsgradient, for det andre blir vann transportert inn i fjorden i mellom- og overflatelaget som respons på en påvirkning.

Energien som fjorden tilføres, både gjennom stresset i overflaten og ved transporten som settes opp som respons, blir dissipert gjennom friksjon og er energikilde for den turbulente diffusjon. Videre vil den inngående transporten føre vann inn i fjorden med bestemte egenskaper, og dermed ha konsekvenser for den hydrografiske utvikling. Pålandsvind vil stuve opp elvevann og overflatevann fra Skagerrak. Dette vil føre til at grenselaget mellom overflatelaget og mellomlaget vil trykkes ned, og vann fra mellomlaget vil transporteres ut av fjorden. Resultatet av vedvarende pålandsvind vil da være at fjorden fylles opp av et homogent brakkvannslag ovenfra.

Ved fralandsvind, eller ferskvannsavrenning med lite vind, vil mellomlagsvann fra Skagerrak fraktes inn i fjorden som kompensasjonsstrøm. Det vil fylle opp mellomlaget inne i fjorden ovenfra, samtidig som det vil bli blandet inn i overflatelaget ved medrivning. Resultatet av denne prosessen er at det vil dannes et homogent mellomlag med et markert overflatelag inne i fjorden.

Gjennom sommeren og høsten er tetthetsforskjellen mellom mellomlagsvannet i Skagerrak og Oslofjorden liten. Dette vil da føre til at ved fralandsvind eller ferskvannsavrenning med lite vind, vil mellomlaget dype seg stadig nedover. Gjennom homogenisering av mellomlaget og tilførsel av turbulent energi, vil det erodere dyplaget ovenfra. Som Fig. 21 viser, har en slike typiske situasjoner utover sommeren og høsten 1975, 1976, 1977 og 1978. Sær-

lig i 1975 og 1977 ser denne prosessen ut til å ha gått relativt uhindret.

Oksygenforholdene i mellom- og overflatelaget viser at den organiske belastning er registrerbar. Hvert år synker oksygeninnholdet i store deler av vannsøylen under 5 ml/l utover høsten. Dette må skyldes lokalt oksygenforbruk inne i fjorden, idet de målte oksygenverdier ved Torbjørnskjær ikke viser så lave verdier for det vannet som strømmer inn i mellomlaget. Midlere oksygenminimum finner en i 75 m, dvs. midlere grensenivå mellom dyp- og mellomlaget. Dette er også dypet for minimum varians. Dette tyder på at det foregår en jevn akkumulering og nedbrytning av organisk materiale i dette dypet, som også er i underkant av hovedpyknoklinen.

3.5.3. Indre Oslofjord

Indre Oslofjord er fjordområdet innenfor Drøbak. Indre fjord består av to hovedområder: Vestfjorden og Bunnefjorden. Disse er skilt med en terskel som går mellom Nesoddtangen og Bygdøy, med terskeldyp omlag 50 m. Største dyp i Vestfjorden er 171 m, mens største dyp i Bunnefjorden er omlag 160 m. Topografien i de to fjordområdene er imidlertid forskjellig. Mens Bunnefjorden består av et sammenhengende dypbasseng, er Vestfjorden delt opp i flere adskilte bassenger. Betrakter en bassenger dypere enn 80 m adskilt med terskler mellom 40 og 80 m, finner en 13-15 slike bassenger i Vestfjorden. Dette fører til at selv om maksimaldypet er større i Vestfjorden enn i Bunnefjorden, så er middeldypet i Vestfjorden (49 m) mindre enn i Bunnefjorden (63 m) (MUNTHE-KAAS 1966).

I Bunnefjorden kan en finne signifikante horisontale gradienter i temperatur, saltholdighet, oksygeninnhold og næringssalter som skyldes utskiftninger, intermediære innstrømninger, vindstress eller store vannstandsendringer. Den langsiktige hydrografiske utvikling derimot kan tilfredsstillende beskrives ved målinger fra en stasjon, fordi det ikke er noen terskler som hindrer fri kommunikasjon i mellom- og dyplaget.

I Vestfjorden derimot har tidligere undersøkelser vist (GADE 1967, DAHL 1973) at de hydrografiske forholdene kan utvikle seg forskjellig i de forskjellige bassengene. Avhengig av lokalisering, bassengdyp og terskeldyp for bassenget, kan turbulent vertikaldiffusjon og oksygenforbruk variere fra basseng til basseng. Imidlertid viser den hydrografiske utvikling det samme langperiodiske bilde i de fleste bassengene. Det er f.eks. meget sjelden at den finner sted en dypvannsutskiftning i et basseng, og ikke i et annet.

Tradisjonelt har en i behandlingen av den storstilte hydrografiske utvikling i Vestfjorden brukt data fra Steilenebassenget, fordi dette ligger sentralt i Vestfjorden og fordi en har mest data fra nettopp dette bassenget. Også i denne behandlingen av den hydrografiske utviklingen i Vestfjorden/indre Oslofjord, vil en bruke data fra Steilenebassenget. Imidlertid bør en da være klar over følgende:

- a) Omfang av utskiftning og fornyelse av mellom- og overflate- laget er omvendt proporsjonalt med avstanden fra Drøbakterskelen. Også utskiftninger i dyplaget øker i hyppighet når en nærmer seg Drøbakterskelen.
- b) Siden Oslo by p.t. er en stor kilde for belastning av organisk materiale, avtar det organiske oksygenforbruk i vannmassene fra Lysakerfjorden og sydover p.g.a. sedimentasjon og/eller nedbryting.

Siden Steilenebassenget ligger omtrent midtveis mellom Drøbakterskelen og Oslo by, antar en at forholdene i bassenget beskriver en tilnærmet midlere situasjon for Vestfjorden. Et annet moment for å bruke data fra nettopp dette bassenget, er at det er en del av den dypeste forbindelsen mellom Drøbakterskelen og Bunnefjorden.

Videre er bassenget så stort i utstrekning at det strekker seg tvers over fjorden, i motsetning til mange av de andre bassengene som er nord-syd orienterte og ligger på én side av

fjorden. Den interne sirkulasjon i bassenget utjevner derfor trolig eventuelle effekter av jordrotasjonens avbøyende virkning.

På samme måte som for behandlingen av de hydrografiske forholdene i ytre og midtre Oslofjord, vil en behandle dyplaget adskilt fra overflate- og mellomlaget.

3.5.3.1. Vestfjorden

3.5.3.1.1. Dyplaget

Tabell 19. Maksimal krysskorrelasjon (c) for temperatur mellom overflaten og enkelte dyp i Indre Oslofjord ved st. O-1 (Steilene). [Cross correlation (c) for temperature between surface and depths on St. O-1 (Steilene) in inner Oslofjord].

Dyp i meter	c	Tidsforsinkelser i måneder
4	0,96	0
8	0,89	1
12	0,88	1
16	0,81	1
20	0,77	2
25	0,82	3
30	0,79	4
40	0,71	5
50	0,68	5
60	0,64	5
75	0,60	5
80	0,59	5
90	0,58	5

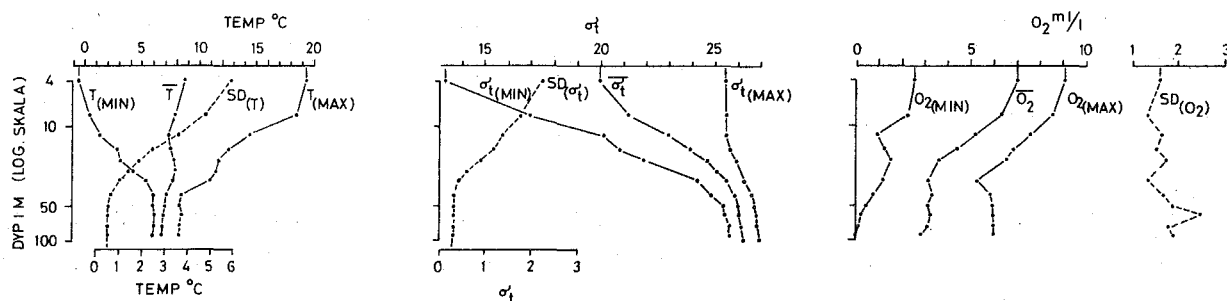


Fig. 25. Ekstremer, middelveier og varians for tetthet, temperatur ($^{\circ}\text{C}$) og oksygen (ml/l) på St. O-1 (Steilene) i perioden 1974-1978. [Extremes, mean values and varieties for density, temperature ($^{\circ}\text{C}$) and oxygen (ml/l) at St. O-1 (Steilene) for the period 1974-1978].

Fig. 25 viser spredning og middelveier for temperatur, tetthet og oksygen i undersøkelsesperioden, mens Tabell 19 viser krysskorrelasjon for temperatur mellom overflaten og andre dyp. Tabellen viser at i de øverste 16 m er variasjonen i fase med, eller en måned faseforskjøvet i forhold til overflaten. Videre er krysskorrelasjonen med overflaten jevnt avtagende, men hele tiden høyere enn 0,8. Autokorrelasjonen for de enkelte vann-dyp, som er vist i Tabell 20, viser også en markert høyere autokorrelasjon for 12 måneders forskyvning over 16 m, enn under. Statistisk danner derfor vannmassene mellom overflaten og 16-m overflatelaget i Vestfjorden. Fig. 25 viser at spredningen i temperatur er relativt konstant mellom bunnen (90 m) og 50 eller 40 m. Krysskorrelasjonen viser at temperaturvariasjonen er faseforskjøvet med fem måneder mellom 40 og 90 m, mens korrelasjonskoeffisienten avtar mot bunnen. Autokorrelasjonen viser et markert sprang mellom 40 og 50 m for 6 og 18 måneders forskyvning, mens variasjonen i autokorrelasjon for 12 måneders forskyvning mellom 50 og 90 m er mindre enn mellom 25 og 40 m. Dette viser at grensen mellom mellomlaget og dyplaget statistisk går mellom 30 og 50 m, og at 40 m tilhører mellomlaget mer enn dyplaget.

Tabell 20. Autokorrelasjon for temperatur i forskjellige dyp v/ st. 0-1 (Steilene). [Autocorrelation for temperature in some depths on St. 0-1 (Steilene) in inner Oslofjord].

Dyp i meter	Tidsforsinkelser i måneder			
	6	12	18	24
0	-0,84	0,88	-0,82	0,92
4	-0,90	0,93	-0,90	0,93
8	-0,85	0,90	-0,91	0,87
12	-0,83	0,86	-0,86	0,80
16	-0,70	0,74	-0,83	0,60
20	-0,58	0,65	-0,75	0,52
25	-0,51	0,68	-0,84	0,51
30	-0,52	0,58	-0,63	0,51
40	-0,54	0,52	-0,73	0,42
50	-0,38	0,46	-0,56	0,42
60	-0,32	0,42	-0,46	0,42
75	-0,24	0,41	-0,37	0,41
80	-0,22	0,43	-0,31	0,31
90	-0,21	0,44	-0,32	0,29

I Fig. 26 er det vist isopleter for temperatur, tetthet og oksygen for Steilene. På grunnlag av disse isoplettene, har en forsøkt å tidfeste når dypvannsstrømningen til Vestfjorden har funnet sted. Resultatet er vist i Tabell 21. Denne viser at dypvannsstrømning stort sett finner sted i februar-

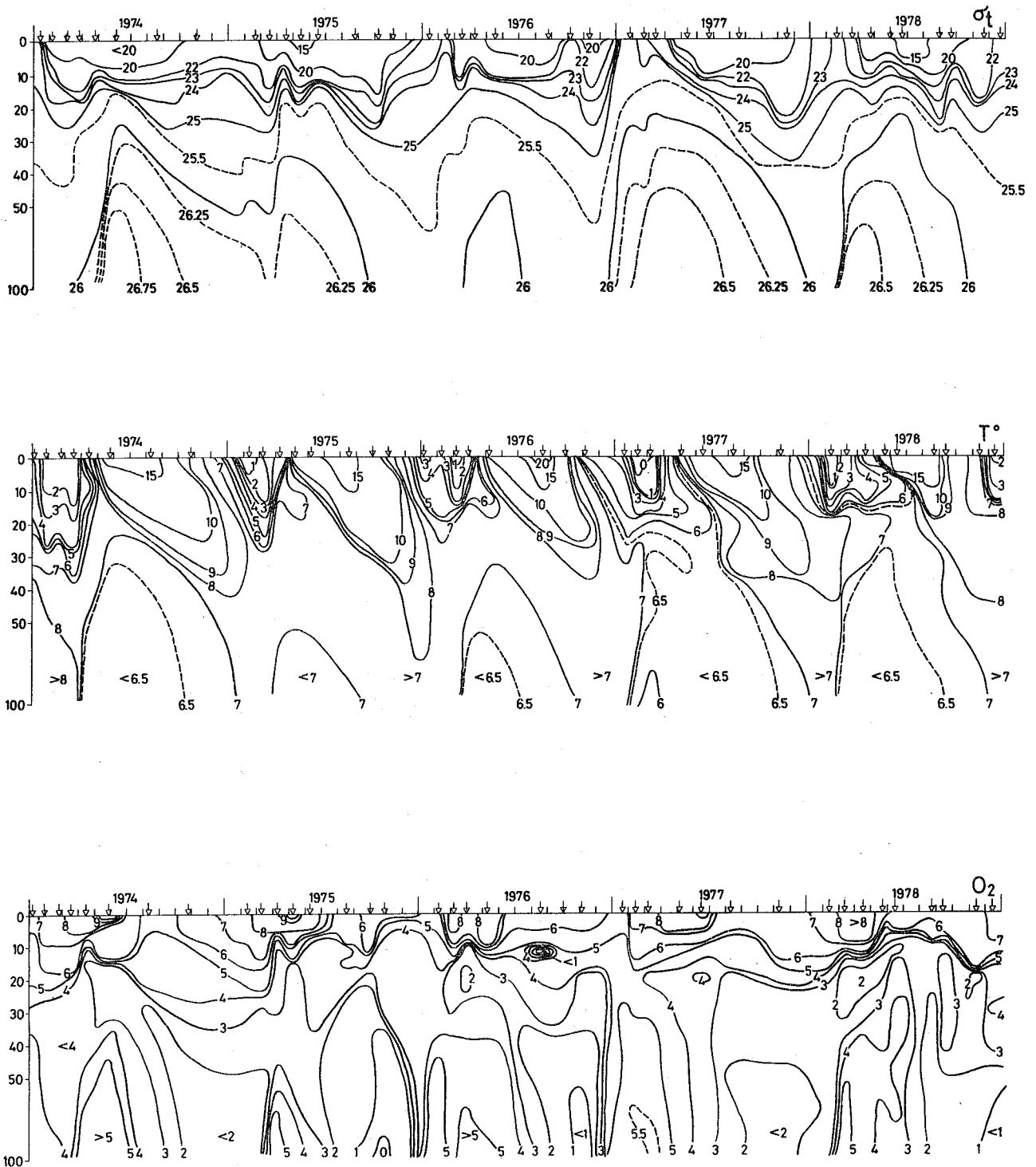


Fig. 26. Isopleter for tetthet, temperatur ($^{\circ}\text{C}$) og oksygen (ml/l) på St. O-1 (Steilene) i perioden 1974-1978. [Isopleth diagrams for density, temperature ($^{\circ}\text{C}$) and oxygen (ml/l) on St. O-1 (Steilene) for the period 1974-1978].

Tabell 21. Tidspunkt for dypvannsinnsstrømning til Vestfjorden (Indre Oslofjord). [Periods of inflow to the deeper layer in Vestfjorden (Inner Oslofjord)] .

År	Temperatur	Tetthet	Oksygen
1974	April	Mars	April
	Mai	April	
		Mai	
1975	Mars	April	April
	April	Mai	
1976	Februar	Februar	Februar
	Mars	April	April
	April/mai	Mai	Mai
1977	Januar	Januar	Januar
	Februar	Februar	Februar
	Mars	Mars	Mars
1978	Mars	Mars	Februar
			Mars

april, men kan også begynne allerede i januar eller avsluttes i mai. Fra tidligere undersøkelser har en data som viser at dypvannsinnsstrømning også kan finne sted i november/desember. I perioden 1974-1978 ser dette ikke ut til å ha funnet sted. Fig. 27 viser dyp for vann som har samme tetthet som Vestfjordens dypvann utenfor Drøbakterskelen. På figuren har en også markert de perioder hvor dypvannsutskiftning har funnet sted i Vestfjorden. Figuren viser at i 1974, 1977 og 1978 fantes det vann med tilstrekkelig stor tetthet for dypvannsutskiftning ved terskeldypet (20 m). I 1975 og 1976 hadde vannmassene mindre tetthet. Selv om det er store kortperiodiske variasjoner i den vertikale tetthetsfordeling i de øverste 30-40 m utenfor Drøbakterskelen, gir Fig. 27 et kvalitativt bilde av omfanget av dypvannsinnsstrømningen til Vestfjorden. Isoplettediagrammet for oksygen (Fig. 26) viser at omfanget av dypvannsutskiftningen

i 1975 og 1976 var vesentlig mindre enn i de øvrige årene. I 1975 var omfanget av dypvannsstrømningen så liten at bare vannmassene under 80 m ble skiftet ut. Årsaken til dette var at ved utskiftningen i 1974 ble Vestfjorden tilført dyp- og mellomlagsvann med ekstremt høy tetthet ($\sigma_t > 26,9$ i 90 m). Tettheten i dypvannet var derfor ikke tilstrekkelig redusert gjennom turbulent diffusjon før vinteren/våren 1975. Siden innstrømningen av mellomlagsvann til midtre fjord i 1975 ikke var av samme omfang og tetthet som i 1974, ble dypvannet i Vestfjorden i 1975 for tungt for en massiv utskifting.

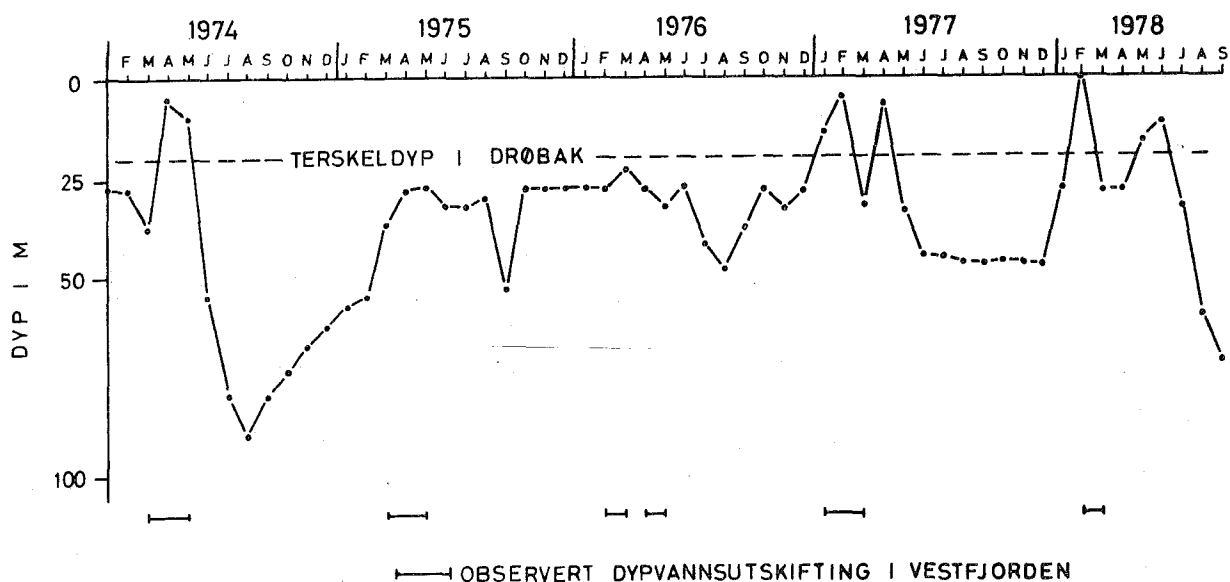


Fig. 27. Dyp for vann utenfor Drøbakerskelen som har samme tetthet som Vestfjordens dypvann. [Depth for water layers outside the Drøbak sill with the same density as the deep water layer of Vestfjorden].

Dypvannsinstrømninger til Vestfjorden fører til at tettheten øker, oksygeninnholdet øker og temperaturen blir redusert, dersom innstrømningen finner sted på vinteren/våren. Data fra andre år viser at hvis det finner sted dypvannsinstrømning i november/desember, er dette ofte meget varmt mellomlagsvann fra midtre fjord. En slik innstrømning kan føre til dramatisk økning i temperaturen. Den høye dypvannstemperaturen en hadde i de første måneder i 1974 er resultatet av en slik innstrømning som fant sted i november/desember 1973. Under denne innstrømningen fant en dypvannstemperaturer i de sydlige bassenger i Vestfjorden på omlag 12°C (DAHL 1973).

Fig. 25 viser at det er et intermediært maksimum for temperaturen i omlag 25 m, og at middeltemperaturen deretter avtar mot bunnen. Dette temperaturekstremet skyldes innstrømning i mellomlaget som kompensasjonsstrøm for estuarin sirkulasjon og viser at det i middel transporteres varme fra mellomlaget til dyplaget, dvs. vertikal turbulent varmetransport fra mellomlaget til dyplaget. Inspeksjon av dataene fra perioden 1974-1978 viser at alle observasjonene viser intermediært temperaturmaksimum. Dette medfører at reduksjon i dypvannstemperaturen bare kan skyldes dypvannsinstrømning. Hvor stor denne reduksjonen blir, er avhengig av omfanget av dypvannsinstrømningen og når innstrømning finner sted. Gjennom hele perioden finner en at maksimumstemperaturen i 80-90 m før dypvannsinstrømning begynner, er i intervallet $7,1^{\circ}\text{C}$ til $8,1^{\circ}\text{C}$. Etter utskiftningen blir temperaturen redusert til intervallet $5,9^{\circ}\text{C}$ - $6,6^{\circ}\text{C}$. I Tabell 22 har en vist temperaturreduksjonen som følge av dypvannsinstrømning i de enkelte år. I kolonnen som er merket "Rang", har en foretatt en innbyrdes rangering av omfanget av utskiftninger hvert år (basert på endringen i oksygeninnholdet i dypvannet). Tabellen viser at det er meget god sammenheng mellom omfanget av utskiftningen og temperaturendringen som denne fører til. Videre ser en, ved å sammenligne med Tabell 21, at temperaturen i dypvannet etter innstrømning også er avhengig av når innstrømning finner sted. Jo tidligere dypvannsinstrømningen finner sted etter at det varme mellomlaget er blitt fjernet fra terskeldypsnivå i Drøbaksfjorden, dess lavere vil temperaturen på det innstrømmende vannet bli. Siden det innstrømmende

vannet kommer fra overflatelaget i Drøbaksfjorden, vil temperaturen etter dypvannsinnstrømning være avhengig av overflatelagets temperatur. Meget lave temperaturer får en når sjiktningen i overflatelaget er meget stabil, dvs. at tettheten er liten. Lave temperaturer får en når sjiktningen i overflatelaget er liten eller nøytral, slik at en stor del av overflatelaget avkjøles ved vertikal konveksjon som settes opp ved overflateavkjøling. Jo tidligere på vinteren en slik situasjon innntreffer, dess lavere vil temperaturen i det innstrømmende vannet som kan danne dypvann bli. Det er derfor ikke nok at det er kaldt i luften; overflatelaget må ha tilstrekkelig høy tetthet for at dypvannsinnstrømning skal finne sted.

Tabell 22. Temperaturreduksjon (i °C) i Vestfjordens dyplag som følge av dypvannsinnstrømning. [Decrease of temperature (°C) as a result of inflow to the deep water layer in Vestfjord].

År	Før utskiftning	Etter utskiftning	ΔT	Rang
1974	8,12	6,03	2,09	1
1975	7,37	6,61	0,76	5
1976	7,32	6,35	1,07	4
1977	7,12	5,94	1,18	2
1978	7,30	6,19	1,11	3

Årsakene og mekanismene som utløser dypvannsutskiifting er tidligere diskutert i flere arbeider, og særlig omfattende av GADE (1967). GADE støttet seg vesentlig til data fra perioden 1962-1965. Som den første forutsetning for dypvannsutskiifting anførtes turbulent vertikaldiffusjon, som reduserer tettheten i dypvannet. GADE forsøkte videre å finne sammenheng mellom de hydrografiske forhold i Skagerrak og dypvannsutskiiftingen i indre Oslofjord, men dette ga negativt resultat. Videre undersøkte GADE de meteorologiske forhold før og under utskiiftningsperiodene i måleperioden 1962-1965, og fant at alle de kjente innstrømningsperiodene var karakterisert av vedvarende nordlig vind. GADE skrev (s. 56): "Så åpenbar er denne sammenhengen at dersom man fremstiller middelvindens nord-syd komponent gjennom de fire siste ukene, finner man utpregede topper i innstrømningsperiodene. Det er også mulig å anslå en nedre grense for den vindmengde som skal til for å få istand en dypvannsinnstrømning". GADE fant denne grensen til omlag 2 m/s i ukemiddel nordlig vind, men fant også at det ikke bare er vinden som spiller inn. Når det finnes store brakkvannsmasser i Breiangen trengs det større vindmengder for at dypvannsutskiiftingen skal settes igang. Den mest omfattende dypvannsutskiiftingen i indre Oslofjord i perioden 1974-1978 fant sted i 1974. I Fig. 28 har en vist døgnmiddel og 5-døgnmiddel for vindens nord-syd komponent på Fornebu i februar-juni. Figuren viser at i hele april var middelvinden rettet ut fjorden. Ifølge isoplettene for tetthet i Fig. 26, begynte dypvannsinnstrømningen til indre fjord i slutten av mars, og pågikk gjennom april. I første halvdel av mai stoppet den opp, for så å avsluttes i månedsskiftet mai-juni. Det er m.a.o. god overensstemmelse kvalitativt med de resultatene GADE fant fra perioden 1962-1965. Dataene fra 1973/1974 og 1977/1978 gir også økt forståelse av de andre mekanismene GADE mener må være til stede. Ved sydlig vind over Oslofjorden, stuves ferskvann fra ytre Oslofjord og Dramselven opp mot Drøbakfjorden. Dette fører til at det dannes et relativt brakt overflatelag med for liten tetthet til at det kan danne dypvann i indre Oslofjord. Ved nordlig vind, "frakter" vindstresset overflatevannet (og ferskvannstilrenningen fra Dramsfjorden) ut av fjorden, og en underliggende kompensjonsstrøm settes opp. Dersom det nordlige vindstresset vedvarer, vil tettheten i overflatelaget i Drøbakfjorden (p.g.a. liten ferskvannstilrenning til indre Oslofjord og Drøbakfjorden) kunne bli så høy at vannet i terskeldypet kan danne bunnvann i indre fjord.

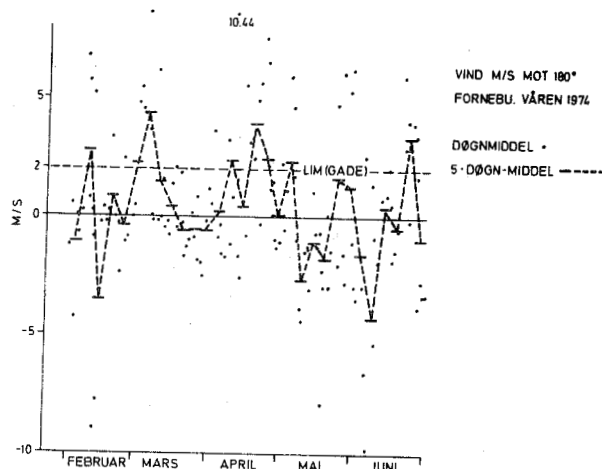


Fig. 28. Døgnmiddel og 5-døgn-
middel for vindens nord-
komponent på Fornebu
februar-juni 1974.
[24 hours mean and 120
hours mean for northern
component of wind at
Fornebu during February-
June 1974].

Ved lite vindstress viser målinger fra ytre Oslofjord at overflaten og mellomlaget er tilnærmet geostrofisk balansert (DAHL, 1977). Ferskvannstilrenningen fra Dramsfjorden vil dermed fraktes ut langs midtre fjords vestsida, og lite brakkvann vil da fraktes mot Drøbakfjorden. På samme måte vil det bli satt opp et strømskjær i Drøbakfjorden, som vil frakte relativt brakt vann ut fra indre Oslofjord. Som kompensasjonsstrøm blir det satt opp en nordgående strøm langs østsida av fjorden (VHL 1975). Dermed vil en dypvannsutskiftning også kunne finne sted selv om det nordlige vindstress er meget lite.

Målinger viser at det i middel må settes opp et vertikalt strømskjær ved Drøbakterskelen under utskiftningen: tungt vann kommer inn langs bunnen mens relativt lettere vann går ut ved overflaten. Selv om et slikt strømskjær kan eksistere, vil den inngående transporten være for liten til en omfattende dypvannsutskiftning. Dersom hele det innstrømmende tidevannsvolumet fraktet dypvann inn over terskelen ville hele indre fjord kunne skiftes ut i overkant av en måned. Imidlertid vil neppe hele volumet i tidevannet være tungt nok. Basert på målinger er 50% et godt anslag ved vedvarende utskiftningssituasjon. Dette gir utskiftingstid av indre fjord på mellom to og tre måneder, som er i samsvar med observasjoner.

Det midlere oksygenforbruk i dypvannet mellom utskiftningsperiodene er beregnet til $(2,45 \pm 0,58) \cdot 10^{-7}$ ml/l/s, hvilket er én størrelsesorden høyere enn i dypvannet i midtre og ytre Oslofjord. Dette skyldes den store belastning av organisk materiale fra bosetningen langs indre fjord.

3.5.3.1.2. Mellom- og overflatelaget

Mellom- og overflatelaget i indre Oslofjord karakteriseres av store gradienter og relativt hyppige kortperiodiske vekslinger.

Som tidligere nevnt, går midlere grense mellom overflate- og mellomlaget ved ca. 16 m, mens grensen mellom mellom- og dyp- laget i middel går ved ca. 40 m. Overflatelaget utskiftes både ved overflatetransport fra Bunnefjorden og Drøbakfjorden, bl.a. ved at ca. 75% av ferskvannet i brakkvannet tilføres som brakkvannstransport fra Drøbakfjorden, og ved blanding med og hevning fra mellomlaget.

Gjennom slutten av våren, hele sommeren og høsten er det som regel en sterk tetthetsgradient mellom 12 og 20 m. I underkant av denne danner det seg ofte markerte oksygenminima. Disse er som regel blitt dannet ved hevning av gammelt dypvann under utskiftning. Dersom ikke utskiftningen pågår lenge nok, kan det gamle vannet bli liggende i sprangsjiktet inntil det blir skiftet ut med innstrømmende intermediært vann, som dannes i Drøbakfjorden/Breiangen etterhvert som dette området tømmes for brakkvann etter vårflommen. Den stadige innstrømningen ved tidevannstransporten vil dermed dype ut overflatelaget, samtidig som eventuelle oksygenminima i grenseområdet vil kunne bli utskiftet både ovenfra og nedenfra. Mot slutten av høsten vil denne innstrømningen i overflatelaget som regel ha ført til at det er blitt dannet et relativt homogent overflatelag som er omlag 20 m dypt (mot 10-12 m om våren). Men også mellomlaget dyper seg ut gjennom turbulent blanding med overflate- og dyplaget, og mot slutten av høsten/begynnelsen av vinteren, kan ofte de to vannmassene bare skilles ved oksygeninnholdet. Dette er tilfellet i 1975, 1976 og 1977 hvor tetthetsgradienten mellom de to lag er liten, men hvor det er en markert gradient i oksygenet. Den stadige variasjon som en finner i oksygeninnholdet i mellomlaget utover høsten skyldes intermediære innstrømninger som innlagres i det dyp som tilsvarer det innstrømmende vanns tetthet. Slike innstrømninger gir i seg selv ingen endringer i det storstilte tetthetsmønster, men er kilde til turbulent energi for vertikal blanding. Oksygeninnholdet deri-

mot blir endret som følge av det tilskudd som det innstrømmende vannet gir. Samtidig foregår det et stadig forbruk av oksygen ved nedbrytning av organisk materiale som tilføres fjorden. Som isoplettene for tetthet viser, forekommer det ofte vertikalforskyvninger av grenselaget mellom overflate- og mellomlaget. Dette skyldes som regel massiv innstrømning av brakt overflatevann som følge av vindoppstuvning ved Drøbaksundet ved sydlig vind. Samtidig vil kraftig vind sette opp vertikalomrøring inne i Vestfjorden. Ved et tilfelle (august 1973) førte en slik hendelse til vertikalforskyvning av pyknoklinen fra 10 til 20 m.

3.5.3.2. Bunnefjorden

Som nevnt ovenfor, er Bunnefjorden et eget dypbasseng, som er adskilt fra Vestfjorden med en terskel mellom Nesodden og Bygdø, med terskeldyp ca. 52 m. Denne terskelen, som ligger i grenselaget mellom Vestfjordens mellom- og dyplag, hindrer at dypvann fra Vestfjorden kan trenge inn i Bunnefjorden uten under større utskiftninger.

Datagrunnlaget fra Bunnefjorden er ca. 14 måneder kortere enn for de øvrige områder i undersøkelsen. Da året 1974 var særegent for hele undersøkelsen, og har veiet 1/5 i beregning av spredning og midlere forhold, har en ikke beregnet spredning og midlere forhold for de hydrografiske parametre i Bunnefjorden. Videre er de hydrografiske forhold i Bunnefjorden så særegne at de må beskrives ut fra de aktuelle forhold, og ikke ut fra midlere statiske forhold.

Som i Vestfjorden kan vannmassene i Bunnefjorden deles inn i dyp-, mellom- og overflatelag. Grensen mellom de enkelte lag er ikke fast, men varierer avhengig av utskiftningsforholdene.

3.5.3.2.1. Dyplaget

Dyplaget i Bunnefjorden kan defineres som de vannmasser som ikke påvirkes av andre faktorer (i vesentlig grad) enn vertikal og horisontal turbulent diffusjon mellom dypvannsutskiftingene. Siden bassenget i Bunnefjorden er adskilt fra dyp-

bassenget i Vestfjorden med en terskel, og denne terskelen ligger i grenseområdet mellom dyp- og mellomlaget i Vestfjorden, vil dypvannsutskiftning i Bunnefjorden ikke finne sted utenom tilsvarende perioder i Vestfjorden. Det vannet som danner dypvann i Bunnefjorden kan ha to forskjellige opprinnelser. Under utskiftning av dypvann i Vestfjorden vil det gamle dypvannet her bli hevet, og kan dermed strømme inn i Bunnefjorden hvor det kan danne nytt dypvann dersom det er tungt nok. Bare dersom dypvannsutskiftningen i Vestfjorden pågår lenge nok med så stort omfang at hele Vestfjordens dypvann er skiftet ut, vil det nye dypvannet kunne trenge inn i Bunnefjorden. På grunnlag av dataene fra 1962-1965 fant GADE (1967) at dypvannsinnstrømningen til Vestfjorden måtte pågå i minst to måneder for å få en fullstendig fornyelse av dypvannet både i Vestfjorden og i Bunnefjorden. Dersom en setter som kriterium for dypvannsfornyelse at oksygenmetningen i de frie vannmasser (minst 10 m over bunnen) skal være minst 90% for at en fullstendig dypvannsutskiftning har funnet sted, så har det ikke noen gang vært fullstendig fornyelse av dypvannet i Bunnefjorden i perioden 1975-1978.

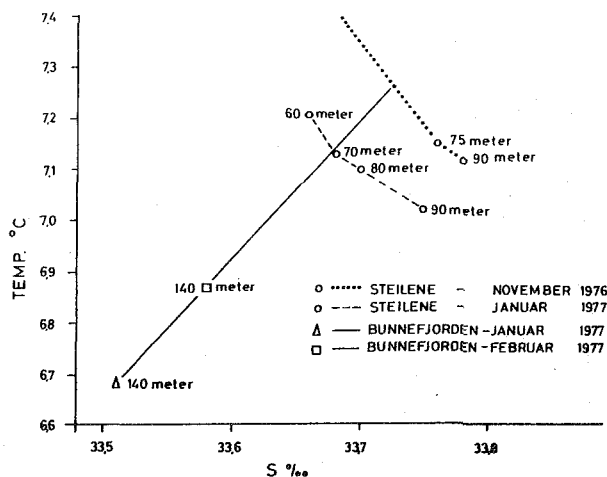
Dypvannsfornyelser i Bunnefjorden kan spores på to måter:

a) Endring i T-S egenskapene, men liten endring i oksygeninnholdet. Dette er virkningene på dypvannet dersom gammelt oksygenfattig vann fra Vestfjorden danner nytt dypvann i Bunnefjorden. En slik situasjon fant sted i 1975-1976, da tettheten under ca. 100 m økte markert, samtidig som oksygeninnholdet bare endret seg lite. Det vannet som da strømmet inn i Bunnefjorden må ha kommet fra vannlag under 50-m i Vestfjorden. Det må ha vært en blanding av gammelt og nytt dypvann, fordi tettheten i Vestfjordens gamle dypvann var mindre enn 25,65, mens tettheten i Bunnefjordens dypvann økte fra 26,26 til 26,39. Videre tyder dataene på at innstrømning til Bunnefjorden pågikk i to perioder, en i januar-februar og en i mai-juni. Dette faller sammen med de observerte utskiftninger i Vestfjorden.

b) Endring i oksygeninnholdet. Når oksygeninnholdet i dypvannet øker vesentlig, tyder dette på at det innstrømmende vannet i liten grad er blandet med gammelt dypvann fra Vestfjorden. En

slik utskiftning fant sted i løpet av vinteren og våren 1977. I denne perioden økte oksygeninnholdet i dypvannet raskt. Samtidig viste tettheten at vannet som strømmet inn må tidlig under innstrømningen ha kommet fra mellomlaget i Vestfjorden. Først under avslutningen av innstrømningen øker tettheten i dyplaget så markant at dette vannet må ha kommet fra vannlag mellom 50 og 60 m i Vestfjorden. Selv om temperaturen i dyplaget også reduseres i begynnelsen av innstrømningen, finner den største temperaturreduksjonen sted i mai-juni. Helt i begynnelsen av innstrømningen er det en markert økning i temperaturen. T-S diagrammet som er vist i Fig. 29, viser at dette er gammelt dypvann fra 60-70 m i Vestfjorden.

Sammenligner en med dypvannsutskiftningene i Vestfjorden, viser målingene at når disse er små i omfang (som i 1975 og 1978) finner det ikke sted noen dypvannsutskiftning i Bunnefjorden. Dette fører til at utskiftningene ikke er årvisse, slik at temperaturen i dyplaget varierer mindre enn i Vestfjorden. Gjennom hele perioden 1975-1978 varierte temperaturen i 140/150-m fra 6,25 til 6,87°C.



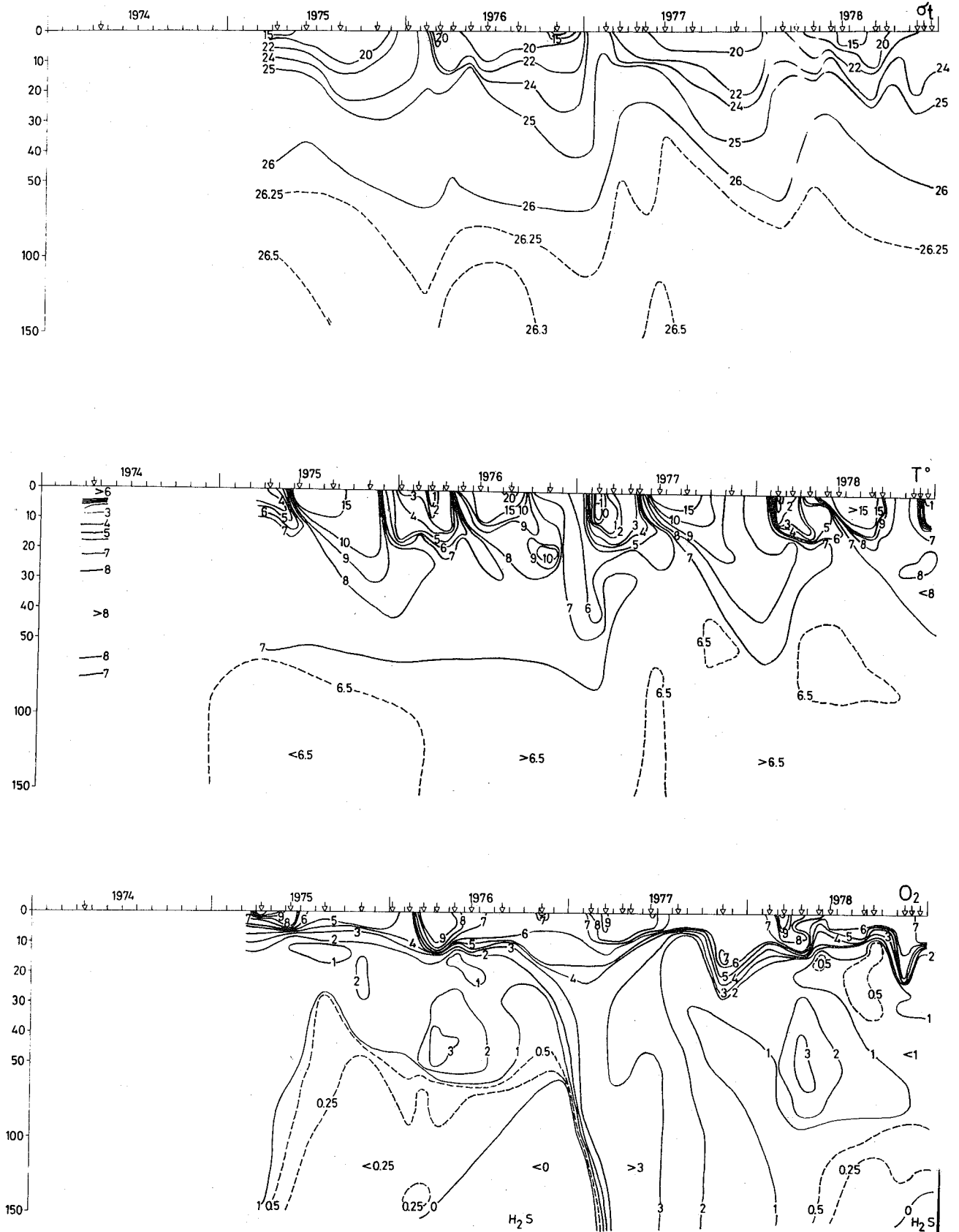


Fig. 30. Isopletter for tetthet, temperatur ($^\circ C$) og oksygen (ml/l) på St. O-0 (Bunnefjorden) i perioden 1974-1978. [Isopleth diagrams for density, temperatures ($^\circ C$) and oxygen (ml/l) on St. O-0 (Bunnefjorden) for the period 1974-1978].

De vertikale gradientene i dyplaget i en stagnerende fjord er vanligvis små. I Bunnefjorden finner en etter lengre perioder med stagnasjon, meget små vertikale temperaturgradienter hvis en sammenligner med forholdene i Vestfjorden. F.eks. varierte temperaturen mellom 150 m og 50 m høsten 1978 med $0,08^{\circ}\text{C}$. Dette skyldes vertikalomrøring og blanding gjennom vertikal turbulent diffusjon. Grenselaget mellom dyplag og mellomlag kan en derfor sette som den øvre begrensning av det laget hvor den vertikale diffusjon er en signifikant og dominerende prosess for den vertikale omrøring og homogenisering.

3.5.3.2.2. Mellom- og overflatelaget

Bruker en definisjonen for avgrensning av mellomlaget fra dyp- laget som er foreslått ovenfor, faller denne grenseflaten stort sett i 60-70 m nivået. Mellomlaget er karakterisert av større gradienter enn dyplaget, og også av større endringer og dermed hyppigere utskiftninger. Grenselaget mot overflatelaget kan defineres som det lag hvor en finner de største vertikale endringene i oksygeninnholdet (som regel mellom 8 og 15 m).

Selv om oksygeninnholdet i mellomlaget er vesentlig høyere enn i dyplaget, hvor det p.g.a. få omfattende utskiftninger blir anoksiske forhold, er oksygenmetningen i mellomlaget sjelden høyere enn 50%.

Imidlertid oppstår det ved enkelte situasjoner markerte oksygenmaxima i vannlagene mellom 30 og 60 m. Disse dannes ved mellomlagsinnstrømninger fra Vestfjorden, og er særlig markerte i år med liten utskiftning i dypvannet. Også temperaturfordelingen kan, som i 1978, påvirkes sterkt av disse mellomlagsinnstrømningene.

I år med liten dypvannsfornyelse er trolig også disse mellomlagsinnstrømningene viktige kilder for turbulent energi til den vertikale blanding.

Sammenligner en dypet for 25-isopyknen i Bunnefjorden og Vestfjorden, viser disse stor overensstemmelse. Dette tyder på at mellomlagsutskiftningene i Vestfjorden forplanter seg til Bunnefjorden ved at gammelt mellomlagsvann fra Vestfjorden strømmer inn i mellomlaget i Bunnefjorden. Tilsvarende vil gammelt mellomlagsvann fra Bunnefjorden transporteres ut i Vestfjorden i overflate/mellomlaget. I Vestfjorden f.eks. fant en i august 1976 et oksygenminimum i 12 m (0,94 ml/l). Dette er rester av gammelt mellomlagsvann i Bunnefjorden som en i mai/juni fant i 16-20 m. På samme måte kan en forklare oksygenminimumene i Vestfjorden i 1978 som gammelt utstrømmende mellomlagsvann fra Bunnefjorden. Vannmassene med lavt oksygeninnhold i 21-20 m i Bunnefjorden dannes ikke ved lokalt oksygenforbruk, men ved heving av gammelt vann fra grenselaget mellom mellomlaget og dyplaget ved innstrømninger til dyp- og mellomlaget fra Vestfjorden.

I Bunnefjorden har en definert overflatelaget som vannmassene over den store vertikale oksygengradienten som vanligvis finnes mellom 12 og 16 m. P.g.a. lav saltholdighet, lav temperatur og høy organisk produksjon i dette vannlaget, hvor tettheten som regel er meget stabilt sjiktet, kan en finne meget høye oksygenkonsentrasjoner under våroppblomstringen (mer enn 12 ml/l). Bortsett fra at tetthet og temperatur som oftest er lavere, følger de de samme variasjoner som i Vestfjorden. Imidlertid har den vinddrevne sirkulasjon større betydning i Bunnefjorden enn i Vestfjorden pga. større avstand til Drøbakterskelen. Mens tidevannsinnstrømmingene gjennom Drøbaksundet relativt raskt kan påvirke overflatelaget i Vestfjorden, tyder dataene på at det er den vinddrevne overflatetransporten som er viktigst for å transportere overflatevann fra Vestfjorden til Bunnefjorden.

4. UTSKIFTNING I FJORDENE VED DYPVANNSINNSTRØMNING

4.1. Generell hydrografi

Hvis en vanntype blandes med en annen i et ukjent forhold, vil blandingsvanntypens T-S egenskaper ligge på en rett linje mellom de to opprinnelige vanntyper i et T-S diagram.

Vi har at

$$a = \frac{T_3 S_2 - S_3 T_2}{T_1 S_2 - S_1 T_2} \text{ og } b = 1 - a$$

Hvis vi derfor kjenner vanntypens T-S egenskaper før og etter en utskiftning, vet vi at T-S egenskapene til den innstrømmende vanntypen må ligge på forlengelsen av den rette linjen gjennom de to nevnte punkter.

Hvis vi antar at en utskiftning har vært massiv, dvs. at T-S egenskapene til den innstrømmende vannmassen har vært konstante gjennom utskiftningsperioden, samt at hevning av blandingsvannmasser ikke har påvirket forholdene, vil T-S egenskapene for den inntrengende vannmassen finnes i skjæringspunktet mellom T-S linjene for vanntypene i de to forskjellige dyp.

En lineær sammenheng mellom to størrelser x , y kan beskrives ved

$$ax + b = y$$

Koeffisientene a , b kan bestemmes ved å sette inn verdier for x , y i to punkter, slik at

$$a_1x + b_1 = y$$

$$a_2x + b_2 = y$$

hvilket fører til at

$$x = \frac{b_1 - b_2}{a_2 - a_1} \quad y = \frac{a_2b_1 - a_1b_2}{a_2 - a_1}$$

Usikkerheten for en sammensatt funksjon $R = f(x, y, z, \dots)$ kan uttrykkes som

$$s_R = \left(\frac{\partial f}{\partial x} s_x\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y} s_y\right)^2 + \dots$$

hvor s_r er standardavviket for den sammensatte måling.

For vårt tilfelle vil vi kalle den beregnede saltholdighet for x og den beregnede saltholdighet for y .

La oss betegne observert saltholdighet og temperatur med hhv. S og T , og beregnede størrelser med Σ og τ . Vi har da beregnet Σ og τ for 4 datasett, slik at:

$$\Sigma = \frac{b_1 - b_2}{a_2 - a_1} = \frac{\frac{S_1T_2 - S_2T_1}{S_1 - S_2} - \frac{S_3T_4 - S_4T_3}{S_3 - S_4}}{\frac{T_3 - T_4}{S_3 - S_4} - \frac{T_1 - T_2}{S_1 - S_2}}$$

$$\Sigma = \frac{(S_1 T_2 - S_2 T_1)(S_3 - S_4) - (S_3 T_4 - S_4 T_3)(S_1 - S_2)}{(T_3 - T_4)(S_1 - S_2) - (T_1 - T_2)(S_3 - S_4)}$$

Bidraget til den samlede usikkerhet finnes ved å derivere Σ mht. hver av de observerte størrelsene

$$\{(T_3 - T_4)(S_1 - S_2) - (T_1 - T_2)(S_3 - S_4)\}^{-1} = A$$

og

$$(S_1 T_2 - S_2 T_1)(S_3 - S_4) - (S_3 T_4 - S_4 T_3)(S_1 - S_2) = B$$

Dermed har en

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial S_1} = -A^2 (T_3 - T_4) B + A \{T_2 (S_3 - S_4) - (S_3 T_4 - S_4 T_3)\}$$

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial S_2} = A^2 (T_3 - T_4) B + A \{-T_1 (S_3 - S_4) + (S_3 T_4 - S_4 T_3)\}$$

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial S_3} = A^2 (T_1 - T_2) B + A \{(S_1 T_2 - S_2 T_1) - T_4 (S_1 - S_2)\}$$

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial S_4} = -A^2 (T_1 - T_2) B + A \{-(S_1 T_2) + T_2 (S_1 - S_2)\}$$

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial T_1} = A^2 (S_3 - S_4) B + A \{-S_2 (S_3 - S_4)\}$$

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial T_3} = -A^2 (S_1 - S_2) B + A (S_1 - S_2)$$

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial T_2} = A^2 (S_1 - S_2) B + A \{-S_3 (S_1 - S_2)\}$$

For temperatur har vi tilsvarende at:

$$\tau = \frac{a_2 b_1 - a_1 b_2}{a_2 - a_1} = \frac{T_3 - T_4}{S_3 - S_4} \cdot \frac{S_1 T_2 - S_2 T_1}{S_1 - S_2} - \frac{T_1 - T_2}{S_1 - S_2} \cdot \frac{S_3 T_4 - S_4 T_3}{S_3 - S_4}$$

$$\tau = \frac{(T_3 - T_4)(S_1 T_2 - S_2 T_1) - (T_1 - T_2)(S_3 T_4 - S_4 T_3)}{(T_3 - T_4)(S_1 - S_2) - (T_1 - T_2)(S_3 - S_4)}$$

hvor vi igjen setter

$$\{(T_3 - T_4)(S_1 - S_2) - (T_1 - T_2)(S_3 - S_4)\}^{-1} = A$$

og

$$(T_3 - T_4)(S_1 T_2 - S_2 T_1) - (T_1 - T_2)(S_3 T_4 - S_4 T_3) = C$$

Dermed har en at

$$\frac{\partial \tau}{\partial S_1} = -A^2 (T_3 - T_4) C + A \{ T_2 (T_3 - T_4) \}$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial S_2} = A^2 (T_3 - T_4) C + A \{ -T_1 (T_3 - T_4) \}$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial S_3} = A^2 (T_1 - T_2) C + A \{ -T_4 (T_1 - T_2) \}$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial S_4} = A^2 (T_1 - T_2) C + A \{ T_3 (T_1 - T_2) \}$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial T_1} = A^2 (S_3 - S_4) C + A \{ -S_2 (T_3 - T_4) - (S_3 T_4 - S_4 T_3) \}$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial T_2} = -A^2 (S_3 - S_4) C + A \{ S_1 (T_3 - T_4) + (S_3 T_4 - S_4 T_3) \}$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial T_3} = -A^2 (S_1 - S_2) C + A \{ (S_1 T_2 - S_2 T_1) + S_4 (T_1 - T_2) \}$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial T_4} = A^2 (S_1 - S_2) C + A \{ -(S_1 T_2 - S_2 T_1) - S_3 (T_1 - T_2) \}$$

Figurene B1-B4 viser de situasjoner som vanligvis inntreffer ved T-S analyse av vanntypene i to dyp i en fjord.

Fig. B1 viser situasjonen ved innstrømming av en homogen vannmasse som fordeler seg i flere dyp, særlig ved små vertikale tetthetsgradienter. Vannmassen som strømmer inn har egenskapene T og S og omfanget av utskiftningen kan beregnes som vist ovenfor. I dette tilfellet må en selvsagt subjektivt vurdere om en vannmasse med egenskapene TS har kunnet strømme over terskelen. F.eks. vil det i våre farvann være lite sannsynlig å finne vannmasser med saltholdighet høyere enn 35,25‰.

Fig. B2 viser en situasjon som er vanlig når innstrømmingen har vært av relativt lite omfang, men tettheten på det innstrømmende vannet har vært så stor at det har kunnet trenge

helt ned til dyp I. Dette fører til en fornyelse av vannmassene i dyp I, og en heving av det gamle vannet, som vil kunne blande seg med ovenforliggende vannmasser. I dette tilfellet har en først beregnet hvor stor del av T_3S_3 som er nytt vann. Den forholdsvis del av T_3S_3 i $T_1^2S_1^2$ er deretter beregnet, og dette er angitt som grad av utskiftning.

Fig. B3 viser en situasjon hvor T_3S_3 er ikke realistiske verdier. Denne situasjonen inntreffer når de innstrømmende vannmassene til dyp I og II har forskjellige TS-egenskaper. I slike situasjoner har en brukt O_2 som parameter for å anslå omfanget av utskiftningen, for deretter å vurdere om de tilhørende TS verdier er sannsynlige.

Fig. B4 viser en situasjon hvor TS egenskapene i dyp II er påvirket ved overflateutskiftning. I slike situasjoner har en ikke kunnet beregne omfanget av utskiftningen.

Usikkerheten i målte verdiene er anslått som midlere vertikale gradient i punktet (dvs. forskjell over 1 m, da det er målt med vannhentere). Som nedre grense for usikkerheten har en satt

$$\Delta T = 0,002, \Delta S = 0,003$$

4.1. Teoretiske betraktninger

Som tidligere nevnt er ferskvannstilførsel, vind og tilstrømming av relativt tungt vann med relativt høy saltholdighet de viktigste fenomene som styrer de hydrografiske forholdene i en fjord.

Den hydrografiske utvikling i en fjord kan deles i to hovedfaser, utskiftning og stagnasjon.

Et fjordbasseng er et basseng som er avgrenset fra havet utenfor med en terskel. Denne terskelen hindrer fri kommunikasjon mellom havet og fjorden. Vannet i fjorden som ligger dypere enn terskelen, kalles dyp og/eller bunnvann. Dette vannet er som oftest relativt homogent, med meget små vertikale og ube-

tydelige horisontale gradienter i egenskaper som saltholdighet, temperatur og (ikke alltid) oksygen. Det er derfor som regel tilstrekkelig med en stasjon for å beskrive forholdene i dypvannet i et fjordbasseng.

Etter at et fjordbasseng er blitt fylt opp med dypvann fra fjorden eller havet utenfor, er det særlig to prosesser som styrer den hydrografiske utvikling i fjorden.

Den ene kalles estuarin sirkulasjon, og settes opp når ferskvann tilføres fra elver eller ved nedbør, eller når ferskere vann tilføres gjennom et sund som kommuniserer med fjorden. Denne ferskvannstilførselen fører pga. kontinuitet og overflatehellning til transport i overflatelaget ut mot havet. Mens vannet fraktes mot havet, river det med seg saltere vann fra lagene under, som fører til at saltholdigheten og volumtransporten i overflatelaget øker. For å kompensere denne medrivningen blir det satt opp en transport fra havet og inn i fjorden like under overflatelaget. Denne kompensasjonsstrømmen har som regel lavere saltholdighet og tetthet enn det stagnerende dypvannet inne i fjorden, slik at blanding mellom dypvannet og kompensasjonsstrømmen (i dennes underkant) fører til at saltholdigheten, og dermed tettheten, i de øverste lag i dypvannet reduseres. Da kompensasjonsstrømmen drar på de øverste lagene i dypvannet, blir dette også satt i bevegelse. Siden tetthetsforskjellene i dypvannet er små, vil bevegelser i de øverste lag av dypvannet kunne forplantes ned gjennom det, og store deler av dypvannet vil da kunne påvirkes. Slik bevegelse vil føre til utjevning av eventuelle forskjeller av temperatur og saltholdighet, og transporten vil gå fra høyeste til laveste konsentrasjon. Denne prosessen kalles turbulent diffusjon.

Den estuarine sirkulasjon setter opp en kompensasjonsstrøm, og denne kompensasjonsstrømmen trekker vann med relativt høy saltholdighet ut av dypvannet og senker dermed øvre grense for dypvannet. Samtidig settes opp turbulent diffusjon, som fører til at salt transporteres ut av dypvannet, og dermed reduseres tettheten i dypvannet. Når tettheten i det innstrømmende vannet igjen blir større enn tettheten til dypvannet, vil det inn-

trengende vannet kunne synke helt ned til bunnen av bassenget. Det vil dermed fortrenge det "gamle" vannet, og en kaller denne prosessen dypvannsutskiftning. Dette er den andre av hovedprosessene som styrer den hydrografiske utviklingen i et fjordbasseng.

REFERANSER

- DAHL, F.-E. & JACOBSON, P. 1971. Opplodding av dyprenner i fjordene i Grenlandsområdet. Norsk Institutt for Vannforskning 1971. Upublisert materiale.
- DAHL, F.-E. 1979. Forurensningstilførsler til Kattegatt og Skagerrak. Nordisk Ministerråd 1979.
- DAHL, F.-E. 1977. A Note on Horizontal Gradients in Fjords. *Journal of Physical Oceanography*, 17 (5) 1977.
- DAHL, F.-E. 1973/1974. Toktrapper. Hydrografiske tokt i Oslofjorden. Vassdrags- og Havnelaboratoriet.
- DAHL, F.-E. 1976. Opplodding av Hvaler-Bolærne ryggen. Upublisert materiale.
- DAHL, F.-E. 1977a. Hydrografiske målinger fra ankerstasjon ved terskeldypet i Hvaler-Bolærneryggen. Upublisert materiale.
- GADE, H. 1967. Hydrografi. Oslofjorden og dens forurensningsproblemer. Norsk Institutt for Vannforskning 1967.
- DANIELSSEN, D.S. & IVERSEN, S.A. 1976. Intern rapport for recipientundersøkelsen i Arendalsområdet i 1975. Del I. Statens Biologiske Stasjon Flødevigen 1976.
- MUNTHE-KAAS, H. 1966. Fjordens topografi. Oslofjorden og dens forurensningsproblemer. Norsk Institutt for Vannforskning 1966.