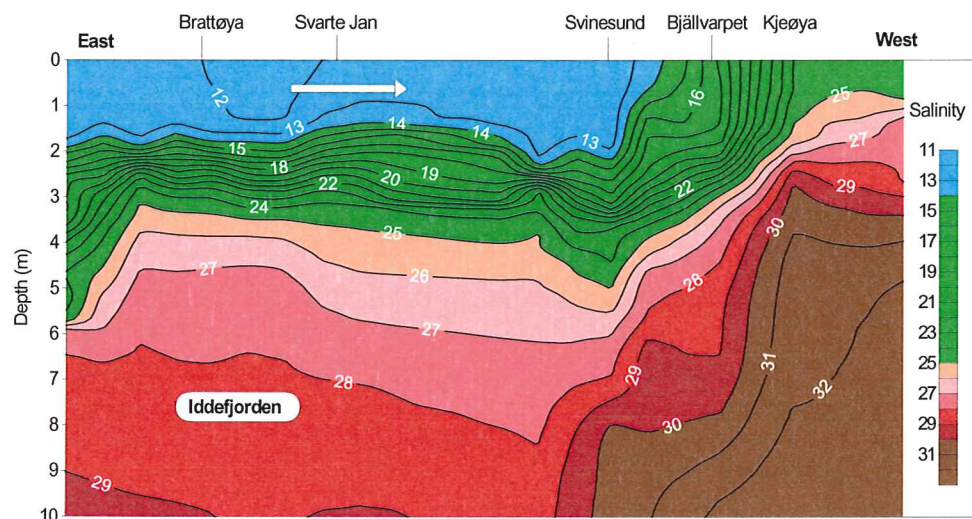


Strategisk instituttprogram ved
Norsk institutt for vannforskning

Transport og omsetning av næringsalter og organisk stoff i fjorder og estuarer - Sluttrapport



Hovedkontor

Postboks 173, Kjelsås
0411 Oslo
Telefon (47) 22 18 51 00
Telefax (47) 22 18 52 00
Internet: www.niva.no

Sørlandsavdelingen

Televeien 3
4879 Grimstad
Telefon (47) 37 29 50 55
Telefax (47) 37 04 45 13

Østlandsavdelingen

Sandvikaveien 41
2312 Ottestad
Telefon (47) 62 57 64 00
Telefax (47) 62 57 66 53

Vestlandsavdelingen

Nordnesboder 5
5005 Bergen
Telefon (47) 55 30 22 50
Telefax (47) 55 30 22 51

Akvaplan-niva

9296 Tromsø
Telefon (47) 77 75 03 00
Telefax (47) 77 75 03 01

Strategisk instituttprogram ved NIVA - Norsk institutt for vannforskning <i>Transport og omsetning av næringsalter og organisk stoff i fjorder og estuarer (Transfjo). Sluttrapport.</i>	Løpenr. (for bestilling) 4617-2002	Dato 15.12.2002
	Prosjektnr. Undernr. 966031	Sider Pris 77
Forfatter(e) Jan Magnusson Birger Bjerkgeng Jarle Molvær Aud Helland Sherill Lingel Gjertrud Holtan	Fagområde FO	Distribusjon Fri
	Geografisk område AKE/BUS	Trykket NIVA

Oppdragsgiver(e) Norges Forskningsråd og Norsk institutt for vannforskning	Oppdragsreferanse 119508/720
---	---------------------------------

Sammendrag Rapporten gir en oppsummering av resultater fra det strategiske instituttprogrammet TRANSFJO.

<p>Fire norske emneord</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Eutrofi 2. Fjordmodell 3. Hydrofysikk/kjemi 4. Sedimenter 	<p>Fire engelske emneord</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Eutrophication 2. Fjord modeling 3. Hydrophysics/chemistry 4. Sediments
--	--



Prosjektleder
Jan Magnusson

Forskningsleder
ISBN 82-577-4278-3



Forskningsdirektør
Jens Skei

Strategisk instituttprogram

ved

Norsk institutt for vannforskning- NIVA

***Transport og omsetning av næringsalter og organisk stoff i fjorder
og estuarer (Transfjo)***

Sluttrapport

Oslo den 15.12.2002

Jan Magnusson

Jarle Molvær

Birger Bjerkeng

Aud Helland

Gjertrud Holtan

Sherrill Lingel

Forord

I 1997 bevilget Norges Forskningsråd midler til et strategisk instituttprogram ved Norsk institutt for vannforskning: Transport and turnover of nutrients and organic compounds in fjords and estuaries (TRANSFJO). Programmets overordnede målsetning var å videreutvikle metoder og verktøy for å bedre kunne avgjøre effekten av reduserte tilførsler av organisk stoff og næringssalter på fjorder og estuarer.

Denne rapport er en sluttrapport for programmet.

Oslo, 15.12.2002

Jan Magnusson

Innhold

1. Programmetts formål.....	6
2. Modelling.....	7
2.1 Gjennomført arbeid.....	7
2.2 Testing av modellen.....	8
2.3 Konklusjoner.....	8
3. Observasjoner.....	9
3.1 Gjennomføring.....	9
3.2 Konklusjoner.....	9
4. Nye resultater fra prosjektet.....	10
4.1 Denitrifikasjon i fjorder.....	10
4.2 Turn –over ved fjord terskler.....	10
4.3 Massebudsjett for fjordbassenger.....	11
4.4 Stofftransport i fjorder og estuarer belyst ved studier i Drammensfjorden.....	12
4.4.1 Tilførsler fra nedbørsfeltet.....	12
4.4.2 Sirkulasjon og sedimentasjon.....	15
4.4.3 Sedimentenes kornfordeling.....	16
4.4.4 Sedimentenes mineralogiske og kjemiske sammensetning.....	16
4.4.5 Fluks av partikulært materiale gjennom vannsøylen.....	17
5. Publikasjoner og rapporter.....	21
6. Bruk av resultater fra TRANSFJO – spin-off.....	22
Appendix A. Modellutvikling.....	23
A.1 Generelt.....	23
A.2 Kobling mellom variable vannlag og faste bunnlag.....	24
A.2.1 Utsynking fra vannlag til bunn:.....	25
A.2.2 Blåskjell.....	25
A.2.3 Nedbrytning på bunn og utveksling med sedimenter.....	26
A.3 Topografi.....	28
A.3.1 Beregne dyp som funksjon av volum - integrasjon over dyp.....	28
A.3.2 Horisontalt areal som funksjon av dyp.....	29
A.3.3 Beregning av volum som funksjon av dyp ut fra tabell over areal som funksjon av dyp.....	29
A.3.4 Beregning av bunnareal for gitt topografi.....	29
A.4 Vertikale transporter - løpende justering av laginndeling.....	31
A.5 Beregning av transporter mellom bassengene.....	33
A.5.1 Sjøkning i hvert basseng.....	33
A.5.2 Beregning av potensiell energi og trykk i bassengene.....	34
A.5.3 Beregningsprosedyre.....	35
A.5.4 Fase 1 - overflatestrøm.....	35
A.5.4.1. Nedre dyp-grense for strøm gitt ut fra energiforskjell mellom vann av samme tetthet i de to bassengene.....	36

A.5.4.2. Beregning av strømbildet på overgangen mellom A og B uten innvirkning av terskel 36	
A.5.4.3. Begrensning av strøm pga. terskeldypet	39
A.5.5 Fase 2: Dykket strøm under nivå med statisk likevekt	41
A.5.5.1. Nedre dyp-grense for strøm ut fra energigradient mellom samme tetthet i A og B..	41
A.5.5.2. Begrensning pga. terskeldyp	42
A.6 Dataformat for drivfiler til fjordmodellen:.....	43
A.6.1 Topografisk beskrivelse av fjordområdet.....	43
A.6.2 Meteorologiske data lest inn fra fil	45
A.6.3 Tilførsler fra land	47
A.6.4 Randbetingelser.....	49
A.6.4.1. Vannstandsvariasjonen.....	49
A.6.4.2. Sjiktning.....	49
A.6.5 Tidsrom	49
A.7 Omlegging til moderne hendelsesdrevet program	50
Appendix B. Testing av modellen på observasjoner fra indre Oslofjord - Modellkjøringer for historiske og nåværende forhold	52
Appendix C. Turn-overs in the Iddefjord	58
C.1 Introduction.....	58
C.2 Observations from 14. November 1997 - high frequency CTD.....	58
C.3 Observations from 14. November 1997 - low frequency CTD.....	62
C.4 Observations from the 21. November 1997.....	66
Appendix D. Opplegg for beregning av massebudsjett for dypbassenger.....	70
D.1 Innledning	70
D.2 Hovedelementer	70
D.3 Innhold i ACCESS_basen.....	70
D.4 Brukergrensesnitt	71
D.5 Gangen i beregningene.....	74
D.5.1 Overføring av data til DLL-biblioteket.....	74
D.5.2 Beregninger av massebudsjett.....	74
D.5.3 Overføring av resultater tilbake til ACCESS-basen.....	76

1. Programmets formål

Programmet hadde som hovedmål å

- *studere omsetning og transport i fjorder*
- *lage eller forbedre verktøy/modeller for å evaluere og klassifisere tilstanden i resipienter*
- *vurdere behov for og nytteverdien av reduserte næringssalttilførsler.*

Programmet startet i 1997, og ble avsluttet i 2002 og var faglig sett oppdelt i 5 områder:

- A. Fysisk modellering, oppholdstider, sirkulasjon, fjord-kyst interaksjon
- B. Stofftilførsler fra land/atm.; retensjon, omsetning, nedbryting i vannsøylen
- C. Sediment-vann interaksjon; flukser
- D. Utvikling av en matematisk modell som integrerer A-C.
- E. Resultat-implementering mot brukere, andre modeller m.m., samt formidling (seminar/publ.).

2. Modelling

Ved NIVA er det utviklet en 1-dimensjonell modell (Bjerkeng, 1994) med vekt på den vertikale inndelingen av vannmassene, og en grovere bassengoppdeling horisontalt. Modellen inneholder de viktigste elementene for å beskrive eutrofirelaterte prosesser i en terskelfjord. Den ble utviklet for indre Oslofjord. Modellen beskriver vannutskiftningen og andre fysiske prosesser i en terskelfjord bestående av ett eller flere bassenger.

Instituttprogrammet TRANSFJO hadde som mål å videreutvikle/forbedre denne modellen. Den viktigste forbedringen ville ligge i å forandre vertikaloppdelingen i modellen fra en fast nivå-inndeling til en inndeling i lag av variabel tykkelse, samt en bedre og mer fleksibel måte å håndtere drivdata som ferskvannstilførsel, randbetingelser og utslipp av næringssalter og organisk stoff. I tillegg skulle enkelte deler av de kjemiske prosessene forbedres ved studier av prosesser i felt.

2.1 Gjennomført arbeid

Arbeidet med forandringer og transformering av modellen fra fast nivå til lag av variabel tykkelse har løpt i hele prosjektperioden. Omleggingen til lagdeling viste seg vanskeligere enn forutsatt. Fortsatt har dette målet ikke blitt nådd fullt ut. I Appendix A beskrives hvordan oppgaven ble planlagt, samt hva som er blitt gjennomført. En stor del av arbeidet med å forandre modellkoden til variabel lagdeling er fullført og til dels er koden også testet, men det gjenstår å integrere dette i modellen som helhet.

Med utgangspunkt i nivå-modellen har imidlertid ulike delprosesser blitt forbedret. I korthet har følgende forandringer blitt gjennomført:

- Drivkrefter som f.eks. ferskvannstilførsel har blitt kodet inn og leses nå fra egne filer, mens de før lå innbakt i modellkoden.
- Innlesing av terskeltopografien er utviklet slik at en kan prøve ut virkningen av fysiske inngrep, f.eks. endring av terskeldyp eller terskeltvernsnitt, noe som har vært aktuelt i noen sammenhenger.
- Randbetingelsene for saltholdighet og temperatur er justert.
- Representative oppholdstider på større vannmasser i ulike dyp kan hentes ut av modellen for bruk i andre sammenhenger.
- Beskrivelse av tilførsler er utvidet til å kunne omfatte nedpumping av overflatevann til bunnvann (restaureringsmulighet for næringssaltbelastede fjorder med begrenset dypvannsfornyelse).
- Mulighet for oppdeling av fjordområdet i flere bokser (mindre geografiske områder) er ytterligere utprøvd.
- Oksygenforbruk fra lagret organisk stoff i sediment/bunnvann-flate i tillegg til det som skyldes nedsynking av organisk stoff fra ovenforliggende vannmassene, er lagt inn i modellen.

Det er gjort noen mindre forbedringer i modellens primærproduksjonsdel og blåskjellmodulen.

Samtlige forandringer er gjennomført på den eksisterende nivå-modellen, og de fleste av dem er uavhengige av en transformering.

2.2 Testing av modellen

Programmet omfattet testing av den forbedrede modellen mot observasjoner. I løpet av prosjektet ble det derfor også innsamlet data fra tre fjorder med ulik topografi og ulike hydrografiske/hydrokjemiske forhold (Iddefjorden, Friertjorden og Drammensfjorden). I tillegg var det fra før bra med observasjoner fra indre Oslofjord.

I utgangspunktet var det tenkt å teste modellen i lagversjonen, men dette lot seg ikke gjennomføre i praksis. Arbeidet er påbegynt, men viste seg som tidligere nevnt å være vesentlig mer omfattende og komplisert enn antatt. NIVA vil søke å få fullført dette arbeidet. Resultater fra kjøring av nivåmodellen på indre Oslofjord er presentert i Appendix B. Med de krav som kan stilles til en 1-dimensjonell modell, dvs. simulering av resultater som gir samme informasjon som feltobservasjoner, er det bare metoden for å sammenligne observasjoner med resultater som kan diskuteres. Ettersom modellen simulerer resultater over en lang periode (f.eks. 20 år) med bl.a. bruk av statistikk for å generere vær, er en statistisk tilnærming en metode. For indre Oslofjord ble det valgt generere maksimum, minimum, middelværdi, standardavvik og nedre og øvre kvartiler på modellresultater over 20 år på to stasjoner (i hhv. Vestfjorden og i Bunnefjorden). Resultatene ble sammenlignet med observasjoner fra tilsvarende periode. Analysen ble gjennomført på de parametre som var mest hyppig observert som temperatur, saltholdigheten og oksygen på ulike dyp. Å komme nær maksimums og minimumsverdier er et meget høyt ambisjonsnivå; en mer realistisk (rettferdig) vurdering er å kreve at nedre og øvre kvartil ikke avviker vesentlig fra det observerte.

For indre Oslofjord må det sies at resultatene viser god overensstemmelse mellom modell og observasjoner.

For Iddefjorden ble modellen satt opp som for indre Oslofjord. Det ble bare foretatt justeringer for topografi, ferskvannstilførsler, vind og ytre randbetingelser (Singlefjorden). Resultatene var ikke like bra som for indre Oslofjord. Variasjonsområdet for saltholdighet i bassengvannet var omtrent riktig, men modellen ga litt for store tetthetsgradienter i bassengvannet mellom 20 og 30 meters dyp. Som følge av dette ble også oksygenkonsentrasjonen mellom disse dyp overestimert.

2.3 Konklusjoner

I nivå-versjonen gir modellen gode resultater sammenlignet med observasjoner fra indre Oslofjord og tilfredsstillende resultater fra Iddefjorden. I løpet av prosjektperioden er også modellen blitt brukt på flere problemstillinger, spesielt i indre Oslofjord, men også med hell på Mossesundet, dvs. en fjord omtrent uten terskel.

3. Observasjoner

3.1 Gjennomføring

Det ble tatt observasjoner fra tre ulike fjorder. Hensikten var dels, å kunne kontrollere modellen mot ulike fjordtyper på et observasjonsmateriale som var innsamlet ut fra denne målsettingen. I tillegg ble observasjonene tatt for å bedre kjennskap til noen delprosesser. Observasjoner fra Iddefjorden og Frierfjorden var i hovedsak konsentrert om hydrofysikk, mens observasjoner i Drammensfjorden også omfattet kjemi i Drammenselva, vannmassene, sedimenterende partikler og sedimenter. Noe av observasjonsmaterialet fra Drammensfjorden i 1997 er presentert i egen rapport (Magnusson og Molvær, 1999).

I denne del av prosjektet ble også ny måleteknikk tatt i bruk for observasjoner av sjiktning og strøm. Gjesteforsker Sherrill Lingel (USA) brukte en høyfrekvent CTD-sonde for å studere sjiktningen omkring terskler (Appendix C). Instrumentet ga ny informasjon om den kompliserte fysikken ved slike terskler.

Videre ble det brukt ADP-strømmålere på tersklene for å få hele strømprofiler. For å få dette til å fungere tilfredsstillende i slike områder måtte et nytt forankringssystem utvikles.

I tillegg til disse observasjoner ble det tatt direkte observasjoner av denitrifikasjon i indre Oslofjord (Bunnefjorden). Resultatet fra dette er presentert for seg (kapitel 4.1).

Observasjonene har blitt brukt dels for ulike detaljstudier, dels var hensikten å teste lag-modellen mot dem.

3.2 Konklusjoner

Det innsamlede materialet er blitt brukt dels i de ulike delprosjektene (detaljstudier, se kapitel 4.4), dels har arbeidet omfattet tilrettelegging og justeringer av eksisterende modell for denne type av observasjoner (se kapitel 2 og Appendix A). Videre har det skjedd en oppdatering i bruk av ny teknikk (strømmålinger og høyfrekvent observasjon av sjiktningen ved terskler, se Appendix C).

4. Nye resultater fra prosjektet

4.1 Denitrifikasjon i fjorder

Kjennskapen til denitrifikasjonens størrelse og betydning for nitrogenomsetningen i en fjord er viktig for bl.a. å kunne prognostisere effekten av bl.a. nitrogenrensing. I prosjektet ble det derfor gjennomført en spesialundersøkelse hvor denitrifikasjonen ble målt *in situ* i vann i Bunnefjorden i indre Oslofjord. Resultatene er presentert i "Denitrification in the Water Column of an Intermittent Anoxic Fjord" (Kristiansen og Schaanning, 1999) og publisert i *Hydrobiologia* (469:77-866,2002). Resultatene viste at det er høye denitrifikasjonsrater i vannmassen (i grensesjiktet mellom oksisk og anoksisk vann). Tidligere ble det antatt at denitrifikasjon av betydning foregikk i sedimenter, selv om kjemiske karakteristika indikerte aktiv denitrifikasjon i vannmassen. Resultatene viste at denitrifikasjon i vannmassen kan være en viktig prosess hvor betydelige mengder biotilgjengelig nitrogen fjernes fra anoksiske bassenger.

Den praktiske betydningen av disse observasjonene ble senere belyst da effektene av et restaureringsforsøk ble studert med fjordmodellen. Her viste det seg at overgangen fra et anoksisk til et oksisk basseng ville medføre mindre denitrifikasjon og derved mer biotilgjengelig nitrogen i systemet.

4.2 Turn –over ved fjord terskler

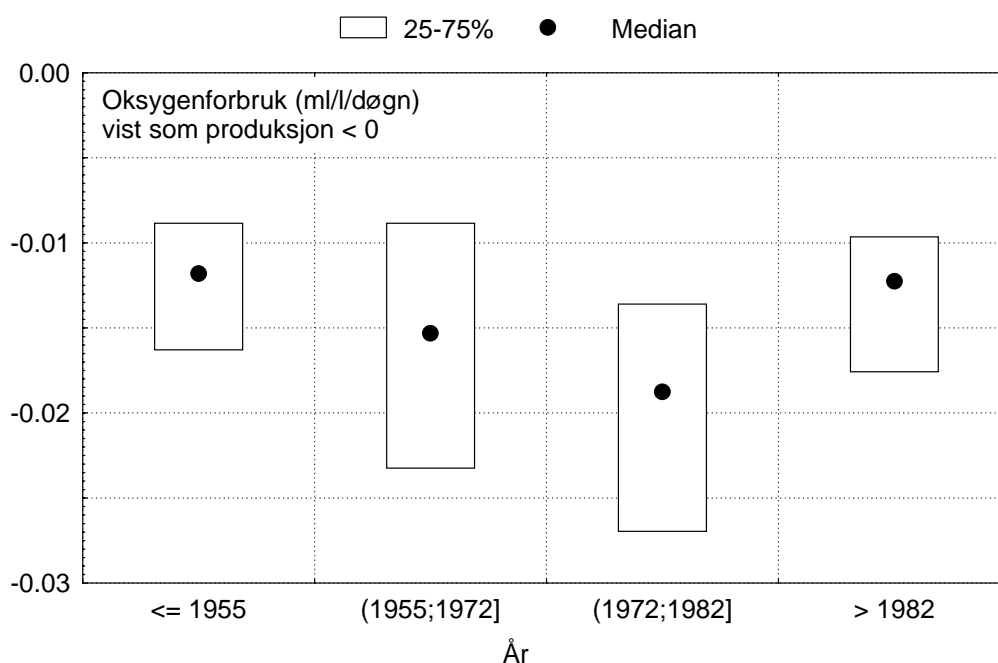
Avgjørende for forståelsen av blanding av vannmasser i fjorder er kunnskap om de fysiske prosesser ved tersklene. Når vannmasser presses inn over smale og grunne terskler, vil ulike fenomener kunne genereres. Bølgedannelse er et kjent fenomen som har stor betydning for blanding av vannmasser (økt vertikaldiffusjon). Imidlertid vil det også skje blanding i selve terskelområdet. Disse kan måles som instabiliteter i vannmassen. Normalt vil det være vanskelig å observere slike instabiliteter når tids- og romskalaene er små. Dr. Sherrill Lingel (University of Seattle), som var gjesteforsker ved NIVA, hadde imidlertid arbeidet med dette området eksperimentelt og i felt (I USA). Ved bruk av en høyfrekvent CTD (observasjonsfrekvens 100 Hz, noe som i fritt fall ga en oppløsning på ca 1 cm) kunne slike instabiliteter observeres. Sonden ble brukt i Iddefjorden og viste klare instabiliteter i terskelområdet, noe som også kunne ses av mer tradisjonelle CTD-sonder, men hvor observasjonsfrekvensen er så lav at instabiliteten bare fremkommer som en enkelt avvikende verdi. Dette blir gjerne tolket som feilmålinger (instrumentfeil ved observasjoner gjennom en gradient).

Observasjonene viste (Appendix C) at instabiliteter genereres på innsiden av en terskel ved inngående strøm (f.eks. tidevann). Instabiliteten bidrar til å blande vannmasser med ulike egenskaper. Nettoeffekten i en sjiktet vannmasse er reduksjon av egenvekten i dypvann, noe som bidrar til å legge forholdene til rette for en ny dypvannsfornyelse, men også til at en vannfornyelse ikke nødvendigvis blir like effektiv som den ville vært uten disse instabiliteter.

4.3 Massebudsjett for fjordbassenger

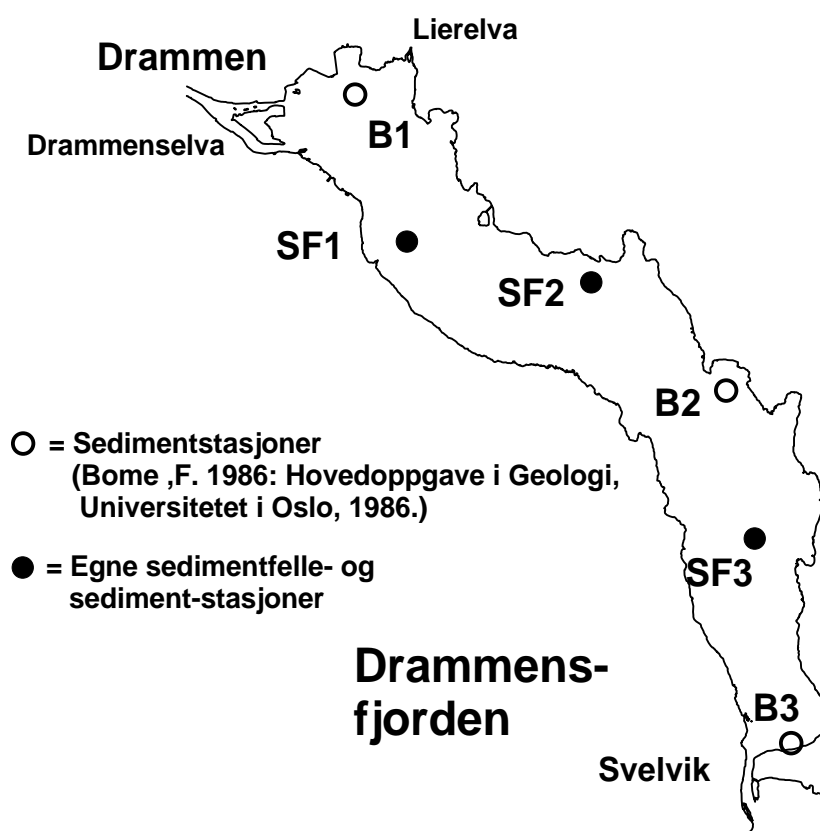
For å kunne kontrollere modellen, men også for å kunne beregne transporter av ulike stoffer ut fra empiriske data, er det nødvendig å gjennomføre massebudsjetter. Hvis bassengvannet var helt stagnant ville slike budsjetter ble meget enkle, men diffusjonsprosesser spiller en stor rolle for å se på reelle forandringer i et bassengvanns stoffbudsjett. Vertikaldiffusjonen kan beregnes ved å studere forandringer i bassengvannets saltholdighet, og hvis det antas at andre stoffer utveksles med samme blandingskoeffisient, kan f.eks. oksygenforbruk i en vannmassen beregnes, eller reell frigjøring av fosfor, nedbrytning av organisk stoff etc. Utvikling av et program for slike beregninger er gjennomført (Appendix D).

Et eksempel på hvordan et slikt program kan brukes er for beregning av oksygenforbruk i fjorder. I indre Oslofjord ble dette gjort for bl.a. Vestfjorden. Hensikten var å se på om oksygenforbruket i bassengvannet har blitt forandret etter at rensing av kloakkvann er gjennomført. Bare observasjoner av oksygenkonsentrasjonen vil ikke direkte kunne avsløre effekten av rensiltak, ettersom den naturlige variasjonen av tilført oksygenrikt vann varierer og bestemmes av andre faktorer enn de lokale tiltakene. Derimot vil beregning av oksygenforbruket i en stagnasjonsperiode direkte gi beskjed om en endring, og ved å gjøre statistiske sammenligninger av slike beregningsresultater kan endringer i belastning klarere påvises. Figur 1 viser beregninger av oksygenforbruket i en periode hvor kloakktilførslene økte til fjorden og deretter avtok som følge av rensing. Figuren antyder at oksygenforbruket i dypvannet økte med 50-60 % fra perioden 1933-1955 og til perioden 1973-1982, mens det siden har vært en nedgang av omtrent samme størrelse. I dette resultatet ligger en del usikkerheten, spesielt bør nevnes at grunnlagsdata før 1972 er dårligere enn for de senere periodene. Imidlertid kan det sies at oksygenforbruket var størst i Vestfjorden i 1972-1982, da også tilførslene av urensset avløpsvann var som størst. Etter gjennomføring av rensiltak (1982-) har oksygenforbruket avtatt. At det nå skulle være på samme nivå som på 1950-tallet er derimot mer usikkert. Bruk av massebudsjettet viser imidlertid en metode for å påvise effekter av tiltak mot eutrofiering av fjorder.



Figur 1. Fordeling av beregnede verdier for volummidlet oksygenforbruk (ml/l/døgn) i dypvannet i Vestfjorden (under 72.5 m).

4.4 Stofftransport i fjorder og estuarer belyst ved studier i Drammensfjorden



Figur 2. Drammensfjorden med posisjoner for sedimentfelle- og sediment-stasjoner.

4.4.1 Tilførsler fra nedbørsfeltet

Drammensfjordens nedbørsfelt har en rekke større og mindre elver, med Drammenselva og Lierelva som de to viktigste (Figur 2). Målinger av organisk karbon i noen av disse elvene har vist konsentrasjoner fra 3 til 4 mg TOC L⁻¹, hvor 85 til 95 % er løst organisk karbon (DOC). Vannprøver med utpreget brunfarge som følge av relativt høyt humusinnhold viste dobbelt så høy konsentrasjon av TOC i forhold til øvrig elvevann.

Tabell 1. Organisk karbon og nitrogen i ulike vannkvaliteter i nedbørsfeltet.

	pH	Ledn. μS cm ⁻¹	NH ₄ ⁺ -N (μg l ⁻¹)	NO ₃ ⁻ -N (μg l ⁻¹)	Tot-N (μg l ⁻¹)	TOC (mg l ⁻¹)	TON (μg l ⁻¹)	C/N (mol)	PM (>0,45 μm)		
									PON	POC	C/N
1	5,88	16,4	22	51	295	3,0	222	15,8	58,0	443	8,9
2	6,09	34,3	23	215	400	3,1	162	22,3	24,7	216	10,2
3	6,40	12,4	8	65	235	4,4	162	31,7	42,9	445	12,1
4	6,35	24,9	14	121	275	2,9	140	24,2	34,0	270	9,3
5	6,58	63,8	19	500	715	2,8	196	16,7	33,2	244	8,6
6	6,83	24,5	14	126	310	3,0	170	20,6	31,6	292	10,8
7	6,67	121,2	28	417	595	2,8	150	21,8	22,4	230	12,0

PM: Partikulært materiale (>0,45 μm): μg C l⁻¹ og μg N l⁻¹.

C/N-forholdet i det organiske materialet i totale vannprøver varierte fra 16 til maksimum 32 i humusvannet (lokalitet 3). C/N-forholdet i det partikulære materiale var imidlertid lavere, fra 9 til maksimum 12 i humusvannet. C/N forholdet i det partikulære materialet i de ulike elvene er således sammenlignbart med C/N forholdet i mineraljord fra landbruksarealer som varierer fra 9 til 11.

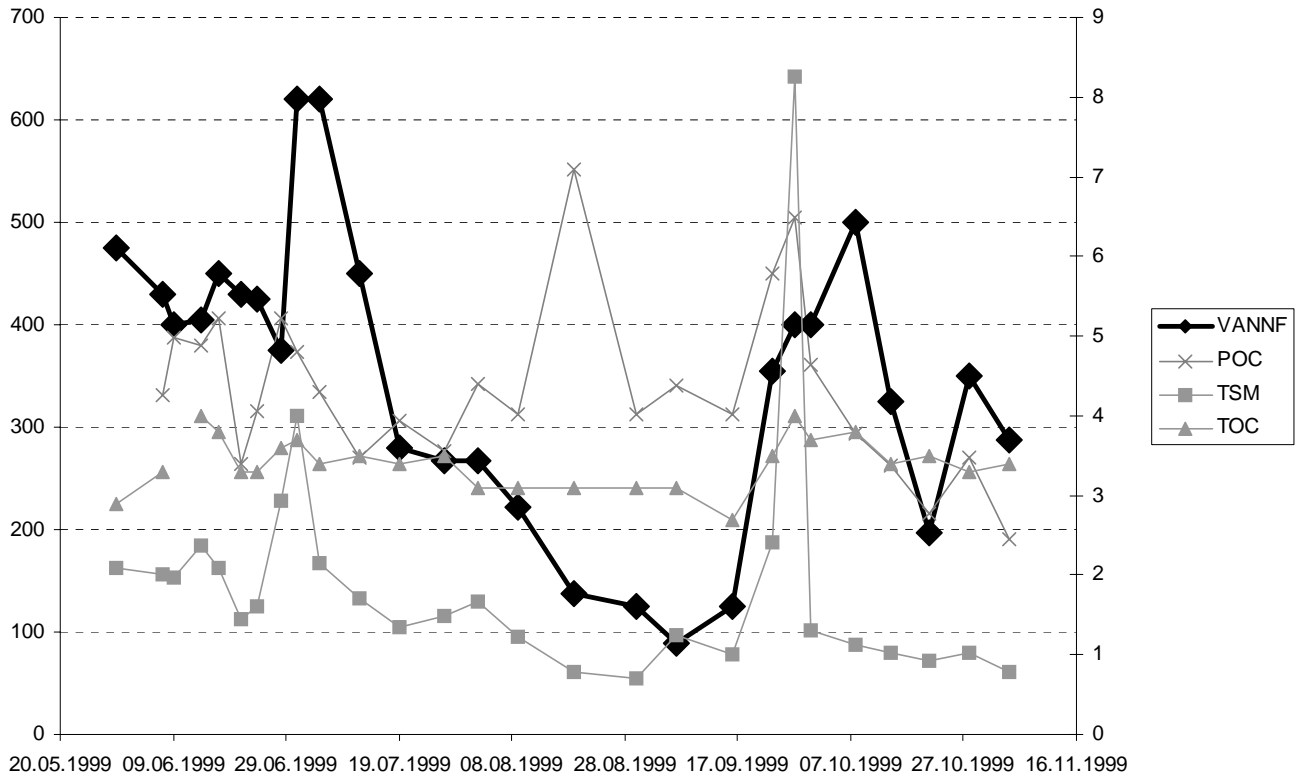
Humusvannet samlet i Drammenselvas nedbørsfelt inneholdt ca 10 ganger mer ammonium, men tilsvarende mindre nitrat enn vannet i elvene. Dette vannet har sannsynligvis perkolert et område med ferskt nedbrutt plantemateriale. Avrenning fra områder med mye ferskt plantemateriale gir høyere konsentrasjoner av DOC og mer farge i forhold til avrenning fra skogområder og organisk rikt jordsmonn. Innholdet av DOC var imidlertid like høyt i alle vannkvalitetene.

Årlig vanntilførsel i Drammenselva kan variere fra ca. 7000- til 10000 (10^6 m^3) mens Lierelva utgjør bare 2 til 5 % av denne. Stofftransporten til Drammensfjorden består i hovedsak av erosjonsprodukter fra de marine leirene og morenene avsatt etter siste istid. Marin grense ligger på 195 til 200 moh. Intensivt jordbruk på disse leirene øker partikkeltransporten til fjorden. Særlig Lierelva har et høyt innhold av suspendert partikulært materiale (SPM), over 500 mg L^{-1} ble målt i 1991 mot Drammenselvas 2 mg L^{-1} . Den uorganisk transporten i Lierelva er i gjennomsnitt 13 ganger større enn den organiske transporten (i 1991, beregnet som glødetap og gløderest), mens i Drammenselva er disse tilnærmet like store. Forskjellene skyldes den høye andelen av lett eroderbare leirer i Lierelvas nedslagsfelt og innsjøenes betydning som "klaringsbassenger" i Drammenselvas nedslagsfelt.

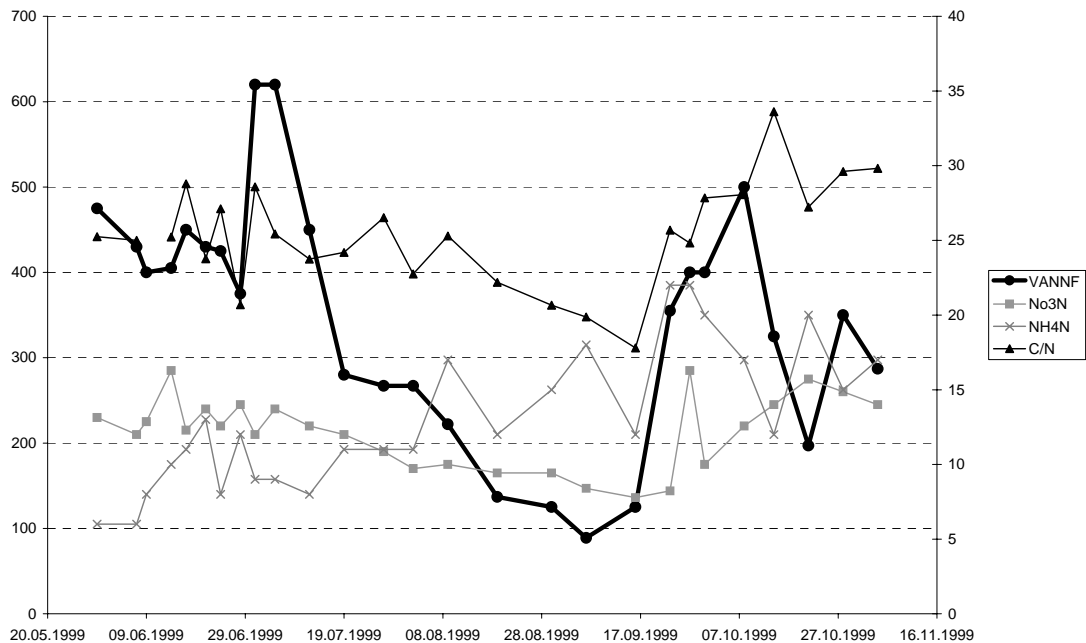
Tilførslene av vann til Drammensfjorden varierer over året og er størst om våren med snøsmelting, først i lavlandet og noe senere i høyfjellet. Lavlandsflommen gir ofte større partikkelmengder ved avrenning fra jordbruksarealer, enn høyfjellsflommen. Stor nedbør kan forekomme sensommer og høst og gi høy vannføring. Generelt er konsentrasjonen av suspendert partikulært materiale størst i starten av en periode med høy vannføring. Dette skyldes utvasking av tilgjengelige sedimentet fra skråninger og elvebanker.

Det uorganiske materialet stammer i høy grad fra senglasielle eller postglasielle marine leirer som i Norge har typisk sammensetning av kvarts, feltspat, kloritt, illitt og vermikulitt. Andelen kvarts og feltspat avtar med avtagende kornstørrelse, mens de øvrige øker.

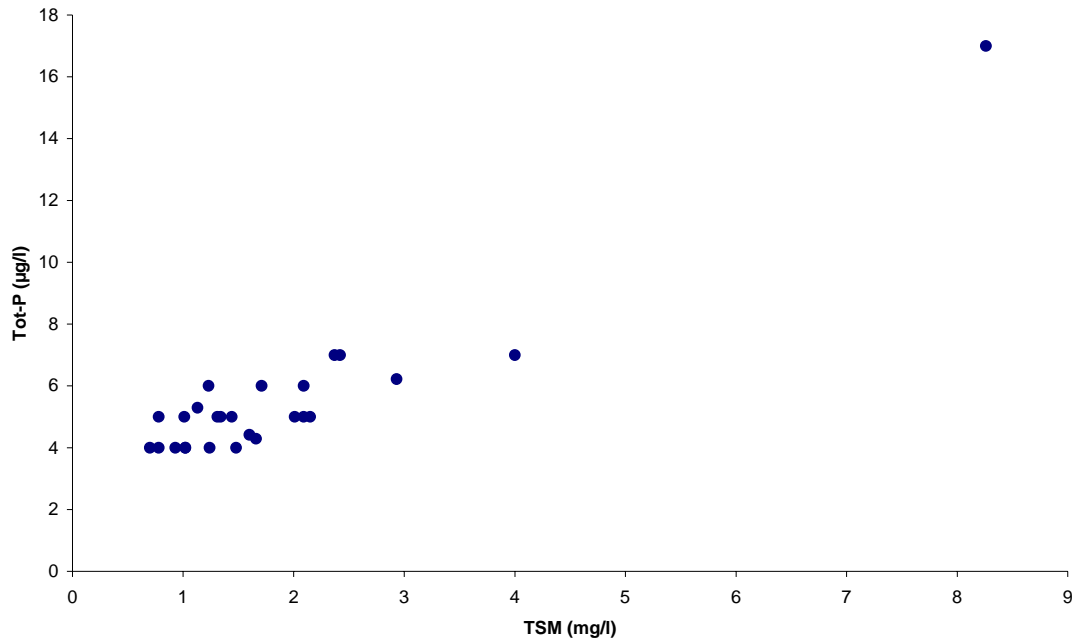
Undersøkelsene fra mai til november 1999 viste at TOC innholdet i Drammenselva økte med høyeste konsentrasjoner ved sensommer høy-vannføring (Figur 3). C/N forholdet i det organiske materialet hadde en jevn nedgang gjennom sommeren etter vårflommen, men økte ved sensommer høy-vannføringen (Figur 4). Den høye konsentrasjonen av TOC sensommer skyldes antagelig utvasking av organisk materiale produsert gjennom sommersesongen. Konsentrasjonen av ammonium økte fra vår til høst uavhengig av vannføring (Figur 4), noe som sannsynligvis har sammenheng med mineralisering av plantemateriale produsert gjennom sommeren. Konsentrasjonen av nitrat ser derimot ut til å øke med økende vannføring. Både nitrat og ammonium tilføres nedbørsfeltet med nedbør. Nedfallet er størst i sørvest Norge med opp til 980 mg N L^{-1} (70 mmol L^{-1}). Det er omtrent lik konsentrasjonen av nitrat og ammonium i nedbør, i avrenning er det imidlertid stor forskjell. Det meste av ammonium holdes tilbake mens nitrat vaskes ut. Vegetasjon og mikrobiologi bruker mindre energi ved opptak av ammonium fremfor nitrat, derfor benyttes ammonium først. Et viktig næringselement er fosfor. I innsjøer er normalt fosfor vekstbegrensende mens landvegetasjon normalt er nitrogenbegrenset. En del fosfor er bundet i organisk materiale. Fosfationer bindes lett til leirmineralenes positive posisjoner. Tilførslene av fosfor (tot-P) følger derfor tilførslene av suspendert partikulært materiale (Figur 5).



Figur 3. Vannføring i Drammenselva juni til oktober 1999 samt konsentrasjon av total organisk karbon (TOC), partikulært organisk karbon (POC), og suspendert partikulært materiale (TSM).



Figur 4. Vannføring i Drammenselva fra mai til november 1999 og konsentrasjon av nitrat (NO3-N), ammonium (NH4-N) og C/N mol forholdet i det organiske materialet i ellevannet i samme periode.



Figur 5. Total fosfor (Tot-P) som en funksjon av suspendert partikulært materiale (TSM) i Drammenselva 1999.

4.4.2 Sirkulasjon og sedimentasjon

Ferskvannstilførselen til en fjord er vanligvis delt i to soner, en nærsoner (øvre prodelta) og en fjernsoner (nedre prodelta). I nærsonen kontrollerer elvetilførselen med sin energi, spredningen og innblanding av elvevannet med omkringliggende vannmasser. I Drammensfjorden ses dette ved økt turbulent strøm i indre del av fjorden ved elvas utløp.

Hypopycnal sedimentasjon er prosessen som beskriver transport og sedimentasjon av suspendert partikulært materiale fra elver til et basseng eller fjord med stratifiserte vannmasser. Partiklene som fraktes med elva, fraktes i prinsippet på to måter. Den groveste fraksjonen fraktes som "bed load", nær bunn av elva og sedimenterer raskt nær utløpet. Den finere fraksjonen, fra leire til fin sand, transporteres i suspensjon lenger fra elvemunningen før sedimentasjon. I fjorder med sterkt lagdelte vannmasser vil derfor en stor andel av suspendert partikulært materiale tilført med elva transporteres ut av fjorden over terskelen. Hvis derimot vannmassene blandes vil en større andel sedimentere innenfor terskelen.

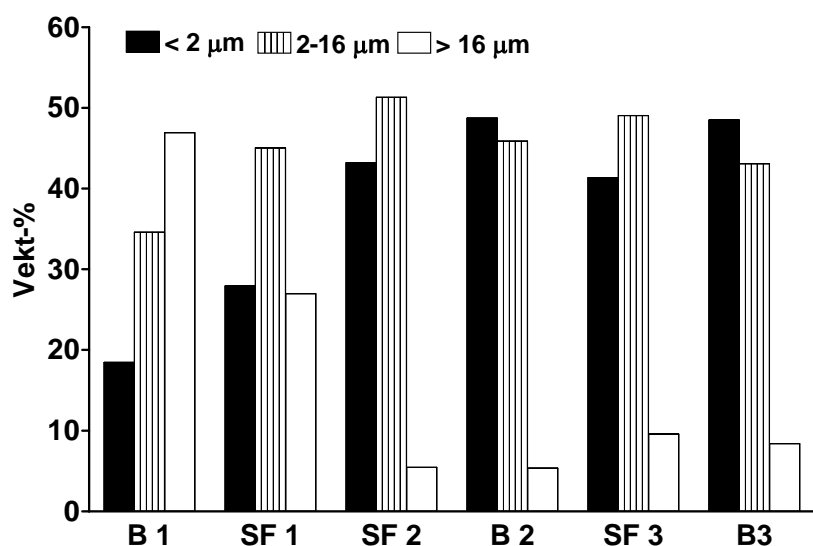
Mengde partikler i vannmassen avtar derfor både horisontalt og vertikalt (med økende dyp) i en gradient vekk fra elvemunningen. I Drammensfjorden sees den avtagende horisontale gradienten spesielt godt i overflatelaget (0-1m) ved høy vannføring tidlig på sommeren og på høsten. Generelt har overflatelaget et høyere partikkelinnhold enn vannmassene under haloklinen. Reduksjonen i partikler er både en funksjon av utsynking og fortykning.

Frastøtende krefter mellom negativt ladete silt- og leirpartikler forhindrer dannelse av aggregater så lenge materialet fraktes i ferskvann. Når elvevannet blandes med sjøvann så øker ionestyrken. De frastøtende kreftene reduseres pga. kationer fra sjøvannet som anrikes rundt partiklene og mulighetene for å danne aggregater øker med økende salinitet. Denne prosessen, som er styrt av saltholdighet, betegnes flokkulering, mens aggregering innbefatter biologiske prosesser. I Drammensfjorden vil det ved høy vannføring være liten innblanding av saltvann i overflatestrømmen og muligheten for flokkulering vil være langt mindre enn ved lav vannføring.

4.4.3 Sedimentenes kornfordeling

Det var størst variasjon i fjordsedimentenes grovsiltinnhold, og det var liten variasjonen med økende sedimentdyp i de ulike fjordavsnittene. Dette tyder på sedimentasjonen er relativt lik over tid. Figur 6 viser endringene fra nord mot syd. Det er tydelig at mengden leir og finsilt øker mens grovsiltinnholdet avtar med økende avstand fra utløpene til Drammenselva og Lierelva i den nordlige del av fjorden, mens sammensetningen er ganske konstant fra lokalitet SF2 og sydoover. Sammensetningen til disse leirrike siltavsetningene er svært lik sammensetningen til de postglasiale leirene langs Lierelva og i langs Drammenselvas nedre del.

I følge Hjulstrøm er en strømhastighet på 10 cm s^{-1} tilstrekkelig til å holde 1 mm store partikler i suspensjon. Slike strømhastigheter er registrert ut til noe nord for SF2, og skulle derved ikke føre til sedimentasjon av grovsilt. Det er lite eller ingen registreringer av strømhastigheter mellom SF2 og SF3, men det er rimelig at strømhastigheten avtar utover fjorden, slik at grovsilt får anledning til å synke ut. Med en hastighet på 10 cm s^{-1} vil vannmassene fra Drammenselva ha nådd ut til SF2 (8 km) etter ett døgn. I følge Syvitski et al. (1985) kan selv partikler fra 1 til $10 \mu\text{m}$ synke til 100 m (dypet på SF2) på 1 døgn ved inkorporering i fnokker og eller aggregater. Dette betyr at teoretisk kan tilnærmet alt uorganisk materiale fra Drammenselva og Lierelva sedimentere i fjorden.



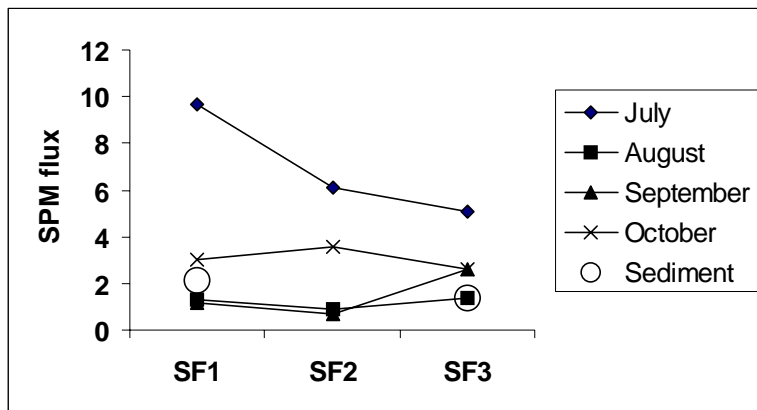
Figur 6. Kornfordelingsdata fra ulike stasjoner fra nord (B1) til sør i Drammensfjorden.

4.4.4 Sedimentenes mineralogiske og kjemiske sammensetning

Til forskjell fra tropiske og ekvatoriale områder inneholder leirene på våre breddegrader mindre smektit. Desto kaldere og tørrere klima jo lenger tid tar det for dannelse av smektit. De viktigste sjiktsilikatene i Drammensfjordens sedimenter er illitt og kloritt. Andre viktige mineraler er kvarts, plagioklas og K-feltspat. I tillegg er det litt amfibol og spor av vermikulitt. Dette er en typisk sammensetning for marine leirer fra Østlandet. Mineralogiske analyser viser klart at mengden sjiktsilikater avtar med økende kornstørrelse i fjordsedimentene, mens innholdet av kvarts øker markert. Kjemisk sett vises dette ved at innholdet av silisium øker mens innholdet av aluminium, jern, magnesium og kalium avtar med økende kornstørrelse. Undersøkelsene viser at det sedimenterer en større andel illitt og kloritt i ytre del av fjorden, mens det i indre deler av fjorden sedimenterer en større andel kvarts.

4.4.5 Fluks av partikulært materiale gjennom vannsøylen

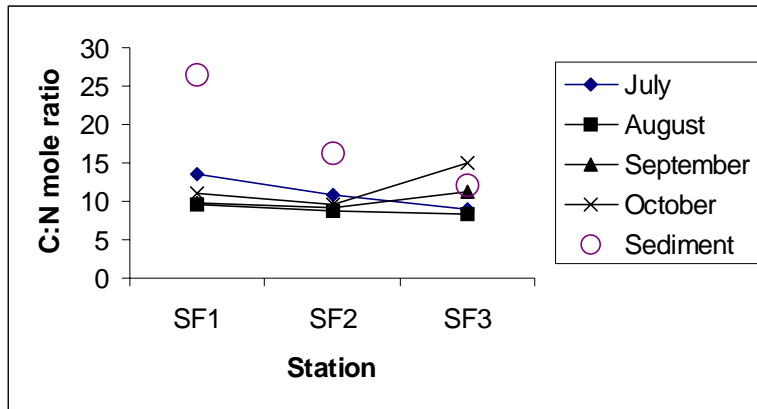
Fluksen av partikulært materiale gjennom vannmassene varierer over året fra 1 til 10 g m⁻² d⁻¹ (Figur 7), og er størst ved høy vannføring i Drammenselva i juli (over 600 m³ s⁻¹). Det er tidligere målt flukser på over 100 g m⁻² d⁻¹ innerst i fjorden. Ved høy vannføring er fluksen relativt mye høyere innerst i fjorden (SF1) enn lenger ut i fjorden (SF2 og SF3). Vannføringen var tilnærmet like høy i oktober (550 m³ s⁻¹), men dette ga ikke like høye flukser som i juli. Mengden suspendert partikulært materiale var gjennomgående lavere i oktober enn i juli. Vi har ikke målinger i Lierelva i dette tidsrommet, men det er sannsynlig at det samme var tilfelle her. Ved lave vannføringer (august og september) er det imidlertid relativt høyere fluks ytterst i fjorden enn innerst, dette ble også registrert i 1983.



Figur 7. Fluks av suspendert partikulært materiale (SPM, g m⁻² d⁻¹) ved 20m dyp på tre stasjoner fra innerst til ytterst i Drammensfjorden. Fluksen er sammenholdt med akkumulasjonsrater til sedimentene.

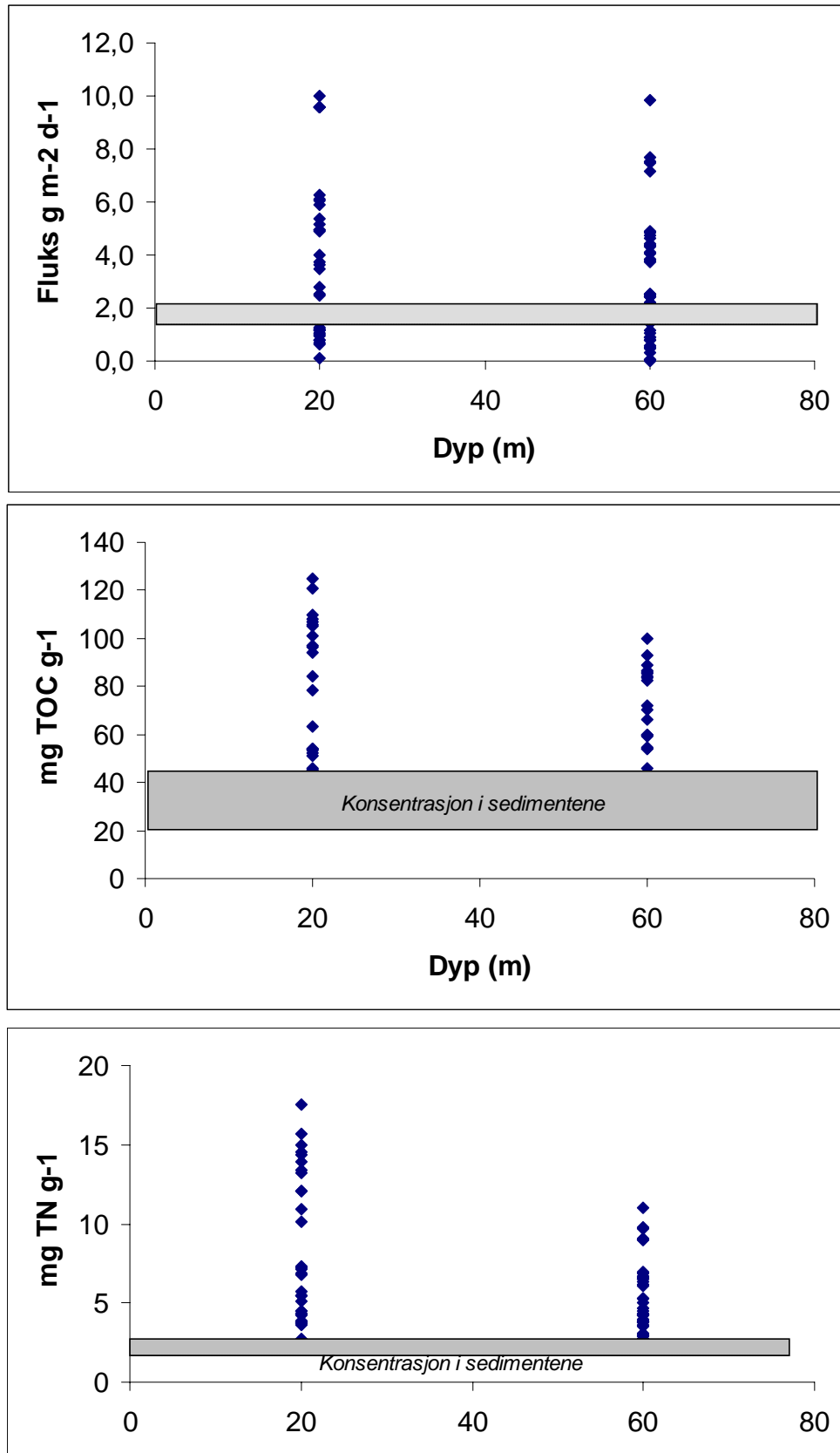
Sett alle stasjonene over ett var det ingen signifikante forskjeller i fluksen av partikulært materiale gjennom 20 m og 60 m. Totalt varierte fluksen fra noen få mg til 10 g m² d⁻¹ (Figur 9). Fluksen til sedimentene varierte fra 2.1 til 1.4 g m² d⁻¹ (fra ²¹⁰Pb dateringer) og er angitt som en grå linje i øvre figur. Den store forskjellen i fluks mellom de to målemetodene er antagelig fordi sedimentfellene representerer kortere perioder mens ²¹⁰Pb integrerer over år.

Fluksen av partikulært materiale er en blanding av uorganisk og organisk materiale. C:N forholdet gir en indikasjon på sammensetningen av det organiske materialet og viser at innerst i fjorden sedimenterer terrestrisk organisk materiale med et høyt C:N forhold = 27. Ytterst i fjorden er C:N forholdet lavere, antagelig som en følge av en større andel marint organisk materiale. Det laveste C:N forholdet ble registrert på ytterste stasjon i juli og august, da den marine produksjonen er størst. I oktober derimot økte C:N forholdet. Dette henger sammen med en relativt større tilførsel av terrestrisk organisk materiale fra land, produsert gjennom sommeren. Dette har støtte i relativt stor vannføring og høye TOC konsentrasjoner i vannet.

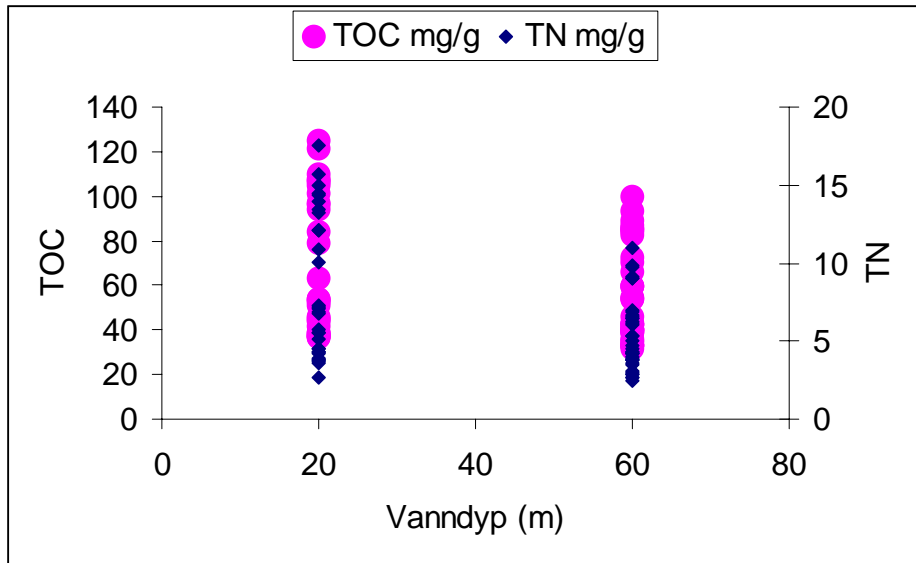


Figur 8. C:N mol ratio i sedimentfelle materiale (20m) og bunnsedimenter på tre stasjoner i Drammensfjorden 1999.

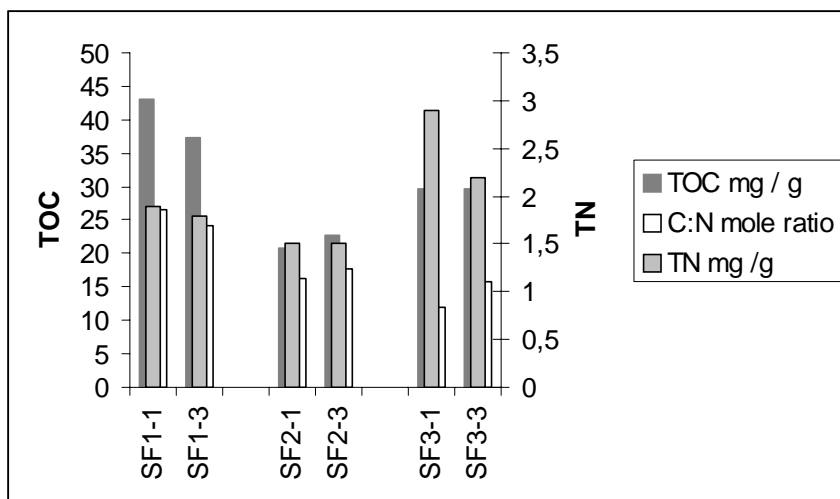
Fluksen av total organisk karbon og nitrogen alene avtar derimot gjennom vannsøylen og avtar ytterligere i sedimentene. Til forskjell fra det uorganiske materialet som er transportert inn fra nedbørsfeltet er det organiske materialet en blanding av materiale fra nedbørsfeltet og organisk materiale produsert i fjorden.



Figur 9. Fluks av suspendert partikulært materiale (SPM), total organisk karbon og nitrogen ved 20 og 60m dyp i Drammensfjorden.



Figur 10. Konsentrasjon av total organisk karbon og nitrogen i sedimenterende materiale (sedimentfeller) fra 20 og 60m vanndyp fra tre stasjoner i Drammensfjorden.



Figur 11. Konsentrasjonen av total organisk karbon (TOC), nitrogen (TN) og C:N mol forholdet i sedimenter fra to sedimentdyp (0-1cm og 1-3cm) på tre stasjoner i Drammensfjorden.

Konsentrasjonen av organisk karbon og nitrogen kan være høyere i sedimenterende materiale (felle materiale) enn i bunnsedimentene (Figur 10 og Figur 11). Forskjellene er imidlertid større for nitrogen enn for organisk karbon. Dette er sannsynlig fordi marine organismer er nitrogenbegrenset, slik at "fjerningen" av nitrogen er raskere enn organisk karbon under nedbrytning. Marint organisk materiale har et høyere N innhold enn terrestrisk organisk materiale, dette sees i det avtagende C:N forholdet i bunnsedimentene utover i fjorden (Figur 11).

5. Publikasjoner og rapporter

Resultatene fra prosjektet er presentert i foredrag, publikasjoner og rapporter. Bruk av fjordmodellen og massebudjettberegninger har kunnet gjennomføres i forskjellige oppdrag takk vare TRANSFJO.

Publikasjoner:

Kristiansen, S., & Schanning, M.T., 2002. Denitrification in the water column of an intermittently anoxic fjord. *Hydrobiologia* 469.

Kristiansen, S., og Schanning, M.T., (under trykking). Denitrifikasjon i vannsøylen i Bunnefjorden. *Vann*.

Foredrag:

Kristiansen, S. og L.P.Nielsen. Denitrification in Oslofjord Water. Foredrag ved 2 Nordic Marine Sciences Meeting, Hirtshals 2-4 March 1999.

Magnusson, J and Bjerkeng, B., 2001. The eutrophication of the inner Oslofjord – observed changes in water masses after purification actions. ICES Annual Science Conference 26-29 September, Oslo.

Kristiansen, S. and M. T. Schaanning, 1999. Denitrification in the Water Column of an Intermittently Anoxic Fjord. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 80, No. 49, 1999. p.OS259.

Poulærvitenskapelig bok:

Baalsud, K og Magnusson, J., 2002. Indre Oslofjord. *Natur og miljø*.

Rapporter:

Magnusson, J. and Molvær, J. 1999. Transfjo. Hydrophysical observations in the Frierfjord, the Drammensfjord and the Iddefjord June-December 1997. NIVA-report no. 4037-99. Oslo.

Bjerkeng, B., og Magnusson, J., 2000. Forbedring av dypvannsfornyelsen i Bunnefjorden. NIVA-rapport nr. 4266.

Magnusson, J., Berge, J.A, Bjerkeng, B., Bokn, T., Gjøsæter, J.U., Johnsen, T., Lømsland, E.R., Schram, T., Solli, A., 2001. Overvåking av forurensnings situasjonen i indre Oslofjord i 200. NIVA-rapport nr 4387.

Bjerkeng, B., og Magnusson, J., 2001. Marrinøkologisk vurdering av utslippssted – og innlagingsdyp for utslippet til Bekkelaget renseanlegg. NIVA-rapport nr. 3996.

Helland, A. 2002: Stofftransport i fjorder og estuarer belyst ved en studie i Drammensfjorden. Kursrapport selvvalgt studie, dr.grads-arbeid NLH 2002.

6. Bruk av resultater fra TRANSFJO – spin-off

TRANSFJO har hatt stor betydning for NIVAs arbeid med problemer knyttet til marin eutrofi. Prosjektet har også gitt oss mulighet for å videreutvikle og teste fjordmodellen på en rekke andre problemstillinger. Ny måleteknikk er tatt i bruk og har etter utprøvingen på TRANSFJO blitt brukt på mange andre områder. Her kan bare nevnes oppvirvling av sedimenter i havner, hvor bruk av ADP gjorde det mulig å følge både strøm og partikkelspredning over vertikalprofiler i vannmassen. Instrumentet ble også mye brukt i akvakulturprosjekt, problemstillinger knyttet til utgraving av terskler samt for å få trafikksentraler til å montere slike instrument i innseilinger for on-line informasjon til fartøy (trafikksikkerhet).

Fjordmodellen ble også et viktig verktøy i et annet NFR-prosjekt: "Development and evaluation of a model strategy for POPs in contaminated fjord areas – a case study for PCBs in the Oslofjord." Prosjektet ledes av NILU (Prosjektnummer: 140530/720). Her ble modellen brukt til å beregne bl.a. oppholdstider for ulike vannmasser som en nødvendig input til PCB-modellen. I dette arbeidet ble det også klart at modellen var meget velegnet til å bruke på miljøgifter som PCB, hvor mye av transportmekanismene til stoffet reguleres av karbonkonsentrasjonen eller transporten av karbon i fjorden.

Utviklingen av modellen i kombinasjon med massebudsjettet har lagt grunnlaget for en langt bedre forståelse av eutrofiutviklingen i indre Oslofjord. For første gang kunne utviklingen beskrives med statistisk signifikans. Videre ble forholdet mellom effekten av gjennomførte tiltak og klimavariasjoner synliggjort. Den negative effekten av en eventuell klimaforandring kunne estimeres (presentert på ICES-konferanse, se foredrag samt rapporter fra Oslofjorden). Resultatene, som viste at gjennomførte rensetiltak hadde hatt forventet effekt på fjorden, men at det milde vinterklima i fra 1988-2000 har redusert dypvannsfornyelsen i fjorden, har ført til en diskusjon om muligheten for å forbedre dypvannsfornyelsen. Dette utredes nå og fjordmodellen blir brukt for å analysere ulike muligheter. Spesielt aktuelt var å studere nedpumping av overflatevann i Bunnefjordens dypvann for å redusere dypvannets egenvekt og derved øke innstrømmingen av vann fra Drøbaksundet og ytre Oslofjord inn i indre fjord.

De klimatiske forandringers effekt på indre Oslofjord ble også et sentralt tema i en populærvitenskapelig bok om indre Oslofjord (Baalsrud og Magnusson, 2002). Samtidig som fenomenet kunde beskrives er også modellen og noen resultater presentert likesom de ovennevnte resultatene av massebudsjettberegningene. Boken ble trykket i ca. 4000 eksemplarer.

Fjordmodellen kan være et sentralt verktøy i framtidige klimaprojekter for bl.a. å kvantifisere hvordan endrede tilførsler av ferskvann og stoff kan påvirke vannutskiftning, vannkvalitet og biologiske forhold i fjorder og i de nære kystfarvann.

Fjordmodellen har også blitt brukt på andre problemstillinger enn eutrofi. Den har blitt et viktig verktøy for bedømmelse av vannutskiftning i samband med endringer av terskeltopografi, problemstillinger som er aktuelle ved utvidelse av seilingsleder for økt trafikksikkerhet.

Videre har det vært aktuelt å bruke fjordmodellen i samband med bedømmelse av effekter fra deponering av forurensede sedimenter på dypt vann i fjorder. Gjennom foretatte forandringer har modellen blitt lagt til rette for behandling av partikler.

Forsker Aud Hellands arbeide i TRANSFJO var også en del av hennes doktorgradsarbeide. Dette er ikke helt ferdig, men beregnes ferdig i 2003 (se litteraturlisten).

Appendix A. Modellutvikling

A.1 Generelt

Ett av målene med Transfjo var å videreutvikle NIVAs fjordmodell, som opprinnelig ble utviklet for indre Oslofjord, og siden har vært brukt på Drammensfjorden, Iddefjorden og Mossesundet, og på indre Oslofjord i ulike sammenhenger.

Modellen er spesielt rettet mot å beskrive terskelfjorder med avgrensede utløp og avstengte dypvannmasser innenfor. Slike fjordsystemer har gjerne episodiske utskiftninger av dypvannet hvor pakker av gammelt dypvann kan bli løftet opp til mindre dyp, med mellomliggende lengre perioder med langsommere vertikalblanding, og det kan være markerte forskjeller i tetthetsprofiler i fjorden og i randområdet utenfor.

Modellen ble utviklet med en relativt fin inndeling av vannmassene vertikalt, med faste nivåer i tid, og en grovere beskrivelse av horisontale forskjeller, ved at den kan håndtere transport mellom et antall bassenger som står i forbindelse med hverandre og mot ytre rand ved definerte strømtverrsnitt, gjerne med terskler. Bl.a. for å kunne beskrive de raske endringene som skjer i en terskelfjord ved store dypvannsutskiftninger mer realistisk, ble det innenfor prosjekt arbeidet ganske mye med å legge om fra en fast vertikal nivåinndeling til en mer flytende lagdeling, hvor grensene mellom lagene i stor utstrekning følger vannets vertikale bevegelser. Dette var allerede til dels forberedt i måten transport mellom bassengene ble beskrevet, men det krevde likevel omfattende endringer i modellbeskrivelsen.

Endringene gjelder først og fremst interaksjonen mellom vannmassene, hvor laggrensene flytter seg med vannutveksling og transport, og bunnsedimenter, hvor en fortsatt må regne med faste dypintervaller. Her er modellkoden grunnleggende restrukturert i den modulen som beskriver nedbrytning av organisk stoff i bunnsedimentene med utveksling av oksygen og frigjorte næringsalter. Det er også gjort nødvendige endringer i modulene for primærproduksjon av plankton, i forbindelse med nedsynkning av dødt plankton, og i blåskjellmodulen i interaksjonen mellom blåskjell og vann. Disse endringene er nærmere beskrevet i seksjon A.2

I denne sammenhengen er også de modulene som setter opp bassengtopografien grunnleggende omstrukturert. Dette er nærmere beskrevet i seksjon A.3.

Det er også planlagt å legge inn kode for å justere lagdelingen langsomt tilbake til ønsket inndeling både i dyp og etter tetthet etter store endringer. En metode for å gjøre det uten å bidra til såkalt 'numerisk diffusjon' er beskrevet i seksjon A.4.

I tillegg er det også arbeidet med å forandre beskrivelsen av transporten mellom bassengene. Delvis har dette vært nødvendig med tekniske endringer i koden for å tilpasse den til varierende lagdeling i bassengene. Det har i tillegg vært arbeidet med forbedringer som tar sikte på å prøve ut en mer realistisk beskrivelse av hvordan trykkdrevet strøm går over en terskel. Det gjelder spesielt mht. til at vann kan trekkes fra noe under terskeldyp og opp over terskelen i forbindelse med lokale vannstandsvariasjoner som genereres av strøm over terskelen. Her er det skrevet kode for å beregne transportprofilen ut fra gitt vannstand og tetthetsprofil på hver side av et transport-tverrsnitt (dvs. i to bassenger på hver side av tverrsnittet), og koden er også testet ut. Det aller meste av arbeidet er gjort, men det gjenstår noe på å få det operativt, og få integrert det i resten av modellen. Seksjon A.5 beskriver hovedtrekkene i hvordan transporten mellom bassengene skal beregnes.

I den tidligere modellen var tilførselsdata på månedsbasis for en årssyklus bygd inn som tabeller i modellkoden. Det er nå skrevet en ny modul som leser tilførselsdata inn fra fil, med valgfri tidsoppløsning, se Seksjon A.6, hvor også beskrivelsen av topografi er beskrevet.

I tillegg har det vært arbeidet med omlegging fra et eldre, kommandodrevet brukergrensesnitt til et moderne vindus- og dialogbasert grensesnitt. En skisse til dette er beskrevet i seksjon A.7.

Det gjenstår å fullføre modellomleggingen, og integrere de nye modulene i en omlagt modell for uttesting mot observasjonsdata. Transfjo har gitt et datamateriale som kan utnyttes til dette i fremtiden.

Den operative, eksisterende modellen har også blitt noe videreutviklet i prosjektet. Det er lagt inn kode for uorganiske partikler, for beregning av effektiv utveksling mellom større volumer, og en videreutvikling av muligheten for å omfordele ferskvannstilførsler mellom bassenger og dyp, inkludert nedpumping av overflatevann for forbedring av dypvannsfornyelse i avstengte bassenger.

A.2 Kobling mellom variable vannlag og faste bunnlag

Modellen inneholder noen prosesser som er knyttet til bunnen, og som dermed må ha en oppdeling med faste dyp over tid. Det gjelder nedsynkning og sedimentering av partikler (subrutine PRPROD), blåskjell (subrutine MUSLINTG), samt nedbrytning av organisk stoff på bunn og andre prosesser knyttet til sediment (subrutine DGRADE).

I alle disse tilfellene er det greiest å knytte den faste oppdeling i dyp til den initielle oppdeling av vannmassene som styres av bruker, på samme måte som i dag. Ved beregning av utvekslingen mellom vann og bunn under simuleringen må det tas hensyn til at vannlagene varierer i tykkelse over tid.

En måte å beskrive koblingen på er å operere med to sett av arrays som beskriver hvordan volumer og bunnarealer fordeles på lagene. En fast oppdeling initieres ved start av kjøringen, og brukes senere dels som mål for å justere vannvolumene, og dels for å beskrive den faste oppdelingen knyttet til bunn. Begge sett av arrays finnes ved å interpolere i den topografiske beskrivelsen som tas vare på internt i topografi-rutinene. Arrays brukes til å gjennomløpe vannsøylen og bunnlagene parallelt, og beregne vekselvirkningen mellom dem ved å ta hensyn til at grenseflatene er forskjøvet i forhold til hverandre.

Fast oppdeling beskrives av følgende arrays, som settes opp når modellen initieres:

FixedDepth (MLI)	Dyp i overkant av laget (=0 for øverste lag)
FixedVolume (MLI)	Volum av hvert lag
FixedArea (MLI)	Horisontalt areal over bunn innenfor laget
FixedBottom (MLI)	Bunnareal innenfor laget, tar hensyn til bunnens helning.
FixedSumVolume (MLI+MBI)	Akkumulert volum fra bunn og opp til og med angjeldende lag.
FixedSumArea (MLI+MBI)	Horisontalt areal i overkant av laget
FixedSumBottom (MLI+MBI)	Bunnareal under overkant av laget, tar hensyn til bunnens helning.

Variabel oppdeling av vannmassene beskrives primært av et array:

WaterLayerVolume (MLI) Volum av hvert lag

som er tilstandsvariable i modellen (dvs. som integreres ut fra transportene). Ved å summere og interpolere i den topografiske beskrivelsen med de variable volumene avledes følgende arrays:

WaterDepth (MLI)	Dyp i overkant av laget ($\cong 0$ for øverste lag)
WaterLayerArea (MLI)	Horisontalt areal over bunn innenfor laget
WaterLayerBottom (MLI)	Bunnareal innenfor laget, tar hensyn til bunnens helning.
WaterSumVolume (MLI+MBI)	Akkumulert volum fra bunn og opp til og med angjeldende lag.
WaterSumArea (MLI+MBI)	Horisontalt areal i overkant av laget
WaterSumBottom (MLI+MBI)	Bunnareal under overkant av laget tar grovt hensyn til bunnens helning.

Arrays med dimensjon MLI har INDXI(NB) elementer, hvor element nr. $L=INDXI(IB)+1$ til $INDXI(IB)+1$ angir indeks for lagene. ArraysSum.... med MLI+MBI elementer inneholder en ekstra verdi for hvert basseng, som gjelder i overkant av hvert lag, og dessuten en verdi som gjelder i bunnen (og med verdi=0). Indeks for lagene i basseng IB vil derfor løpe fra $L=INDXI(IB)+1$ til $INDXI(IB)+1+IB$. Den ekstra verdien er egentlig overflødig men forenkler koden for samtidig gjennomgang av vannlag og bunnlag.

For eksterne bassenger beskrives skjiktningen av arrays ExternDepth(MLE), som beregnes ut fra FixedDepth og ZSURFE for hvert tidsskritt i sammenheng med oppdatering av volumer og interpolering til dyp i de interne bassengene. Arrays ExternDepth brukes ved oppsetting av randbetingelser, og ved beregning av horisontale transporter.

A.2.1 Utsynking fra vannlag til bunn:

Gjennomgå vannlagene ovenfra, med uendret kode. For hvert lag beregnes utfelling på bunnen, til arealer:

$$\begin{aligned} \text{Bottom} &= \text{WaterLayerArea}(L) \text{ for nedre lag,} \\ &= \text{WaterLayerArea}(L) - \text{WaterLayerArea}(L+1) \text{ for lagene ovenfor.} \end{aligned}$$

Utfellingen fordeles deretter flateproporsjonalt på det eller de bunnlag som i øyeblikket ligger helt eller innenfor vannlaget. Tilordningen skjer ved hjelp av tabellene for akkumulert bunnareal. Dvs. at for hvert vannlag (L) tas utgangspunkt i horisontalt areal i overkant og nederkant av laget, forskjellen er totalt bunnareal. Så gjennomløpes bunnlagene (økende indeks LBottomLayer) fra og med det første som har felles bunn og til og med det siste. Gjennomløpingen stopper slik at riktig bunnlag tas fatt i for neste vannlag, dvs. at $\text{WaterLayerArea}(L+1) \geq \text{FixedLayerArea}(L\text{BottomLayer})$. Den andelen som tilordnes hvert lag LBottomLayer er bestemt av overlappende bunnareal.

A.2.2 Blåskjell

Blåskjell filtrerer fra vannet, og respirerer og skiller ut partikler. Først beregnes effektiv fødekonsentrasjon som et vektet middel over de vannlag lag som står i kontakt med det gitte blåskjellsjiktet. Virkningen på vannlaget av opptak og utskilling fordeles på vannlagene ved hjelp av interpolering i tabellene for akkumulert volum.

Blåskjell beskrives med dypoppdeling gitt av initiell laginndeling, slik den settes opp ved innlesing av topografi, dvs. at den følger arrays FIXED.... Det skjer i rutinen MUSLINIT.FOR, som bruker data

for bunnareal pr. lag (array BOTTOM(i), i=INDXI(ib)+1,INDXI(ib+1) for basseng ib) og maks. dekningsgrad MCOVER(ib) spesifisert som inndata.

Ved senere beregning av blåskjellprosesser må forskyvninger av grensen mellom vannlag i forhold til grensen mellom dyp i blåskjellbeskrivelsen tas hensyn til. Det er ved beregning av deriverte i MULSDV i modul MUSLINTG.FOR at det må håndteres.

A.2.3 Nedbrytning på bunn og utveksling med sedimenter

Nedbrytningsmekanismene (subrutine DGRADE) er mest komplekse å gjøre om til variabel lagdeling i vannmassene. Det skyldes at prosesser som foregår i vannfasen (Detritus) og i/på bunn (Sediment) beskrives av den samme koden. For detritus beskrives prosessene bare for hvert enkelt vannlag, på samme måte som bakterier - det er ingen kobling til bunnlag som ikke faller sammen med vannlagene. Prosessene på bunnen foregår pr. bunnlag med fikserte dyp, påvirket av forholdene som et vektet middel over vannlag i kontakt med bunnlaget, og med tilbakevirkning fordelt på de samme vannlagene.

Subrutinen bygges om slik at en går parallelt gjennom vannlag og bunnlag ovenfra, etter en vertikal oppdeling som dekker begge inndelingene. I hvert skritt går en ned til neste grenseflate, enten mellom vannlag eller bunnlag.

Hvis det er en grenseflate for et vannlag, beregnes prosessene i vannlaget. Prosessene influeres delvis av forholdene på bunnen (spesifikt: mengde sulfid i sedimentet) og nødvendig informasjon er samlet opp for de (deler av) bunnlagene som står i kontakt med det aktuelle vannlaget.

Hvis det er grenseflate for et bunnlag, beregnes prosessene på bunnen. Disse prosessene kontrolleres av konsentrasjoner i vann (nitrat, oksygen), og effektive konsentrasjoner beregnes som vektete middelveidier over de (deler av) vannlag som står i forbindelse med bunnlaget.

Virkning av opptak og utskilling fra sedimentene av oppløste stoffer fordeles tilbake på vannlagene ved hjelp av interpolering i tabellene for akkumulert volum, på samme måte som for blåskjell.

Finn hvilket bunnlag øvre grenseflate ligger i. Noter i arrays:

L_FIXED(L): indeks for bunnlaget,

VOL_FRAC(L): hvor stor andel av vannlagets volum som er knyttet bunnlaget

BOTTOM_FRACTION(L): hvor stor andel av vannlagets bunnareal som ligger i bunnlaget.

Gitt total transport fra vannvolum (L) til bunnareal: Skal fordeles på bunnlagene

L_B_First = L_FIXED(L) med gitt BOTTOM_FRACTION(L).

L_B_Last = L_FIXED(L+1) eller LMAX (hvis L=LMAX)

Beregne hvordan utsynkingen fra et vannvolum fordeler seg på de faste bunnlagene, dvs. at for vannvolum nr. i skal samlet nedtransport til bunn fordeles fordeles på de bunnlagene vannlaget står i kontakt med.

Skisse av ny beregningsprosedyre

1. Sette opp normativ laginndeling ut fra spesifikasjoner og topografi
2. Sette opp skjiktning i alle bassenger
3. Sette opp stoff-mengder i lagene som konsentrasjon

Pr. tidsskritt:

1. Sette opp skjiktning på randen
2. Beregne vannstand, samt lufttrykk og vind
3. Justere vannstand
4. Beregne virkning av dykket utslipp.
5. Sette opp horisontale transportere.
6. fordele på buffervolumendringer og relle overføringer
7. Sette opp vertikalblanding
8. Justere vertikale transportere mellom lagene ut fra tilpasning over tid mot normativ lagdeling
9. Sette opp stofftransportere mellom bassenger og lag (som mengde pr. tid)
10. Beregne lokale omsetningsrater
11. Integrere over tid til ny mengde i hvert lag av vann og stoff
12. Justere konsentrasjoner = mengde / vannvolum etter integrasjon

Sette opp horisontale transportere:

1. Beregn trykkprofiler $p(z)$ og trykkdifferanser
2. Flette laginndelingen i de to bassenger ved å koble grenseflater med samme tetthet (lineærinterpolere i tetthetsprofilene til grenseflatene mellom lagene, deretter lineærinterpolere i tetthetsprofilen for Basseng A til tetthet for grenseflatene i Basseng B og vice versa. Resultat i array DENS_INTP, Layer_A, Layer_B som inneholder tetthetsverdi, og lag-nr (heltall for grenseflate, desimaltall for å angi mellomdyp, dvs. inne i et lag).
3. Sette opp trykkdifferanser for hvert slikt grenselag mellom bassengene, med hensyn til dybdeforskjellen. Effektiv trykkforskjell fra A til B (Bernoulli) uten friksjon vil være:

$$\int_{s_A}^{z_A} \rho_A(\eta) d\eta - \int_{s_B}^{z_B} \rho_B(\eta) d\eta - (z_A - z_B) \rho_z$$

hvor siste ledd tar hensyn til at vannet må heves eller senkes når det strømmer over i det andre bassenget. Hvis det ligger dypere i A (z_A er større enn z_B) vil effektivt trykk fra A til B bli mindre.

4. Beregne horisontal hastighet ut fra trykkdifferanse.
5. Justere vannstand i åpningen til maks. energi hvis mulig?

A.3 Topografi

A.3.1 Beregne dyp som funksjon av volum - integrasjon over dyp

I en lagdelt modell med variasjoner i volum av de enkelte lag er det behov for å beregne beliggenheten av hvert lag, dvs. vertikal posisjon av hver grenseflate, dynamisk ved interpolering i en topografitabell. Modellen må kunne beregne dyp z som funksjon av et gitt volum (= summen av volumer for alle lag under den grenseflaten som skal bestemmes).

Det må finnes en funksjon $z = z(V)$ hvor V er sammenlagt volum fra bunnen og opp gjennom et visst antall lag. Det enkleste ville være å operere med areal som en stykkevis konstant funksjon, dvs. at z blir en stykkevis lineær funksjon av V . Hvis A i stedet er en lineær funksjon av z , blir V en stykkevis 2.ordens funksjon av z , og z må da finnes som løsning av en 2.grads ligning av V . Det kan gjøres som beskrevet nedenfor.

Areal som funksjon av vertikal koordinat z beskrives av en tabell med n verdipar (z_i, A_i) , $i=1, \dots, n$ sortert etter økende z med positiv z -retning definert nedover fra verdi 0 ved normal overflate. Areal A_i forutsettes å avta monotont med økende z , og avsluttes med $A_n=0$ for største dyp z_n .

Horisontalt areal A behandles som en stykkevis lineær funksjon av z , dvs. den deriverte av A med hensyn på z mellom z_{i-1} og z_i er

$$A'_i = \frac{A_i - A_{i-1}}{z_i - z_{i-1}} \quad (\leq 0)$$

Arealet for dyp z mellom z_{i-1} og z_i :

$$A = A_i + A'_i(z - z_i)$$

og for samlet volum under dyp z mellom z_{i-1} og z_i :

$$V = V_i + \int_z^{z_i} A dz = V_i + A_i(z_i - z) - \frac{1}{2} A'_i \cdot (z_i - z)^2$$

Volumet ved z_{i-1} er gitt ved rekursjon nedenfra:

$$V_{i-1} = V_i + \frac{1}{2} (A_i + A_{i-1})(z_i - z_{i-1}), \text{ med } V_n=0$$

Tabeller for A'_i og V_i bygges opp under klargjøring av modellen.

Under simuleringen kan modellen beregne dypet z for overkant av et gitt volum V hvor $V_{i-1} > V > V_i$ ut fra ligning (**Error! Reference source not found.**):

$$\text{Hvis } A'_i = 0 \text{ (dvs. hvis } A_{i-1} = A_i): \quad z = z_i - \frac{V - V_i}{A_i}$$

$$\text{Hvis } A'_i < 0 \text{ (da må } A_{i-1} > 0): \quad z = z_i - \frac{A_i \pm \sqrt{A_i^2 - 2A'_i(V - V_i)}}{A'_i}$$

Siden $A'_i < 0$ og $V > V_i$ er det løsningen med minus foran rot-tegnet som gir riktig løsning (z_i for V_i , og minskende z med økende V).

For det nederste intervallet, hvor $A_i=0$ og $V_i=0$, blir denne løsningen

$$z = z_i - \sqrt{\frac{2V}{|A'_i|}}$$

Siden det hele tiden vil dreie seg om små justeringer kan det lønne seg å beregne ved iterasjon i stedet for et kvadratrotuttrykket, dvs.:

$$\Delta z_{(k)} = \frac{V_i - V}{A_i - \frac{1}{2} A'_i \cdot \Delta z_{(k-1)}}$$

hvor k = iterasjonstrinn nr., og med $\Delta z_{(0)} = z_i - z$ fra nærmest-liggende volum innen samme forrige tidspunkt.

Algoritme:

Forberedelse, oppsett av modellen:

- Les inn en tabell (z_i, A_i) , $i=1, \dots, n$ for hvert basseng
- Beregn A'_i og V_i av ligningene ovenfor.

Beregningsrutine for å interpolere i dyp ut fra gitte volumer:

- Kall rutinen med et array av lag-volumer Vol_k og tilhørende verdier $VIndex_k$ som sier hvilket område i den topografiske beskrivelsen øvre grense av laget lå i sist.
- Gjennomgå lagene nedenfra og opp (minskende k), i det Vol_k adderes suksessivt.
- For hvert lag, juster evt. interpoleringsindeks, og ta vare på ny indeks for neste skritt, og beregn z_k .

Resultatet er et sett av verdier (Vol_k, z_k) hvor verdipar nr. k angir h.h.v. volum av lag k og dyp for øvre grenseflate av lag nr. k .

A.3.2 Horisontalt areal som funksjon av dyp

Horisontalt areal som funksjon av dyp leses inn som topografiske data. På grunnlag av dette settes det opp tabeller som kan brukes til å interpolere til faktisk lagdeling, basert på gitte dyp (Fixed....) eller vannvolum (Water...). Areal bestemmes ved lineærinterpolering i tabeller over A som funksjon av dyp.

A.3.3 Beregning av volum som funksjon av dyp ut fra tabell over areal som funksjon av dyp

Volum finnes ved å trapes-integrere areal som funksjon av dyp, dvs. det antas at areal varierer lineært med dyp. Volumet beregnes derfor lokalt mellom to tabellerte verdier ved et annengradspolynom i dypet.

A.3.4 Beregning av bunnareal for gitt topografi

Bunnareal for et lag er i stor grad gitt av forskjellen i horisontalt areal mellom to lag. Det tas dessuten hensyn til helning av bunn tilnærmet ved en form for prisme betraktning. Bunnarealet bestemmes ut fra oppgitt strandlinje og arealfunksjon. Utgangspunktet er en gitt funksjon for areal som funksjon av

dyp, og strandlinjen i overflaten, målt opp med en passende oppløsning.¹ Det antas formlikhet av strandlinjen, slik at hvis strandlinjen er L_0 , og arealet ved dyp 0 og dyp z er hhv. A_0 og A_z , er omkretsen i dyp z

$$L_z = L_0 \sqrt{\frac{A_z}{A_0}}$$

Bunnarealet skal integreres fra maks. dyp og opp mot overflaten, dvs. i retning av minskende dyp. For et dypintervall fra z til $z+dz$ vil bunnarealet være tilnærmet

$$dB = L \cdot ds$$

hvor $ds^2 = dz^2 + dh^2$ er gjennomsnittlig avstand på tvers av omkretsen, med dh som horisontal projeksjon av avstanden, omtrent gitt ved $Ldh = dA$. Hvis $dz < 0$ (integrasjon nedenfra) kan bunnarealet uttrykkes:

$$dB = -dz \sqrt{L_0^2 \frac{A_z}{A_0} + \left(\frac{dA}{dz}\right)^2}$$

Bunnarealet mellom to dyp (z_1, A_1) og (z_2, A_2) hvor A varierer lineært med dyp er da, når $z_1 > z_2$:

$$B(z) = -\int_{z_1}^z \sqrt{L_0^2 \frac{A_1 + \frac{A_2 - A_1}{z_2 - z_1}(z - z_1)}{A_0} + \left(\frac{A_2 - A_1}{z_2 - z_1}\right)^2} dz$$

Ved å definere $G_1 = L_0^2 \frac{A_1}{A_0} + \left(\frac{A_2 - A_1}{z_2 - z_1}\right)^2$ og $G_2 = \frac{L_0^2}{A_0} \frac{A_2 - A_1}{z_2 - z_1}$ kan integralet skrives

$$B(z) = -\int_{z_1}^z \sqrt{G_1 + G_2(z - z_1)} dz$$

og uttrykket for bunnarealet blir

$$B = \frac{2}{3} \frac{G_1^{3/2}}{G_2} \left[1 - \left(1 + \frac{G_2}{G_1} (z - z_1) \right)^{3/2} \right]$$

eller

$$B = \frac{2}{3} \frac{F_1}{F_2} \left[1 - (1 + F_2(z - z_1))^{3/2} \right]$$

hvor

$$F_1 = \sqrt{G_1} \quad \text{og} \quad F_2 = \frac{G_2}{G_1}$$

Med $z < z_1$, og fordi $dA/dz \leq 0$ slik at både G_2 og $F_2 \leq 0$, vil $B > 0$.

¹ Alternativt: formfaktor? Sjekke om strandlinjen eller bunnareal brukes til å regulere blåskjellpopulasjon (men det er uansett en fri variabel til å variere tilgjengelig blåskjell-areal.

Hvis absoluttverdien av $F_2(z-z_1)$ er liten, kan formelen forenkles til:

$$B = -F_1(z-z_1) \left[1 + \frac{1}{4}(F_2(z-z_1)) \right]$$

Dette vil gi riktig verdi enten bunnen er svært bratt $\left(G_1 \cong L_0^2 \frac{A_1}{A_0} \right)$ eller svært flat $G_1 \cong \left(\frac{A_2 - A_1}{z_2 - z_1} \right)^2$

Den tilnærmede formelen vil gi raskere økning av B med minskende z enn den riktige formelen. Kriteriet for når den tilnærmede formelen kan brukes kan være at $G_2(z-z_1) < 10^{-5} G_1$. Da vil høyere ordens ledd ikke ha betydning numerisk innenfor nøyaktigheten i flyttall med dobbel presisjon.

A.4 Vertikale transport - løpende justering av laginndeling

Det tas sikte på en lagdeling hvor lagene holdes så nært som mulig på foreskrevne tetthetsverdier, samtidig som det sørges for en viss minste oppdeling på volum- og dyp-skala. Idéelt sett ønskes at alle bassengene skal ha samme lagdeling etter tetthet. Fordelen med det ville være at en da unngår numerisk diffusjon knyttet til horisontale transport, fordi hver transport vil høre hjemme i et bestemt lag i det bassenget den strømmer inn i. Det vil være svært komplisert, og kanskje ikke mulig, å la tettheten i de forskjellige bassengene justeres helt parallelt, fordi det vil være ulike mønstre for inn- og utstrømning, og ulik dypvariasjon i vertikalblanding i ulike bassenger. Det er imidlertid mulig å ha de samme målene for tetthet, slik at modellen tilstreber å holde laggrenser i nærheten av foreskrevne tetthetsverdier.²

På grunn av tilrenning fra land, vannutveksling mellom bassengene og vertikal blanding vil volumene og tetthetene av lagene endre seg over tid. Det vil kunne forekomme at noen vannvolumer definert etter tetthet har volum =0, og de er da inaktive mht. prosesser internt i laget. Det må koden kunne håndtere. Imidlertid skulle mekanismen beskrevet nedenfor stort sett forhindre det.

Modellen vil sette opp transport mellom bassengene (beskrevet nedenfor), og det resulterer i en netto endring av volumer av de enkelte lagene i løpet av et tidsskritt. Samtidig vil vertikalblanding, ferskvannstilrenning og dykkede ferskvannsutslipp gi endring av tetthet og volum av lagene over tid.

Modellen tar sikte på å gi å opprettholde en viss oppløsning av dyp/volum, samtidig som en også har oppløsning av tetthetsskalaen. Den reelle inndelingen må sjekkes mot dette for hvert tidsskritt, og korrigerende tiltak settes inn for å unngå for store avvik på grunn av endringer ut fra ferskvannstilførsler og strømminger mellom bassengene. Korreksjonen skjer ved å legge inn en passende adveksjon, innenfor grenser som er slik at virkningen av numerisk diffusjon kan kompenseres for (dvs. at $|QADV|*0.5*(1-a) < QDIFF$, hvor $a = QADV*DT/VOLUME$, og $QADV$ og $QDIFF$ er hhv. en-veis adveksjon og toveis diffusiv transport mellom lagene) (se subrutine TRANV2).

Målet er å opprettholde mest mulig sammenfallende tetthetsgrenser i alle bassenger (men varierende over tid), men samtidig med mulighet for å spesifisere en viss minste oppdeling av volumer eller dyp for hvert basseng.

² Det er best å bruke tetthet fremfor saltholdighet, fordi det sikrer monotont økende verdier med dyp, og fordi også er det som styrer lagdelingen.

Utgangspunktet for justeringen er den faktiske lagdeling med $k=1, \dots, N_i$ tetthetsverdier ρ_{ik} og volumer V_{ik} i hvert basseng. Tetthetene definerer gjennomsnittstettheten i hvert lag. Total "vektmengde" for lagene fra og med lag k og nedover er gitt som

$$G_{ik} = \sum_{\kappa=k}^N \rho_{i\kappa} V_{i\kappa}$$

med integrerte volumer

$$VSUM_{ik} = \sum_{\kappa=k}^{N_i} V_{i\kappa}$$

En stykkevis kontinuerlig funksjon $\rho_k(VSUM)$ som det kan interpoleres i, og som gir riktig "vektmengde" integrert over lagene kan defineres av punktsettene

$$\langle (\rho_{k-1} + \rho_k) / 2 ; VSUM_k \rangle \quad \text{for grenseflatene mellom lagene}$$

$$\left\langle \rho_k ; \left(\frac{\rho_k - \rho_{k-1}}{\rho_{k+1} - \rho_{k-1}} \right) \cdot V_k + VSUM_{k+1} \right\rangle \quad \text{for en intern flate i lag } k$$

For øverste og nederste lag brukes ekstrapolering av tetthetsfunksjonen innen rimelige grenser, dvs. med minste saltholdighet ≥ 0 og $\leq S_{\max}$ og ellers lineært forløp gjennom øverste og nederste lag.

Kriteriene for oppdeling kan defineres som et antall M_{iz} måltall z_{ik} for voluminndeling (eventuelt dypinndeling) for hvert basseng i , og $j=1, \dots, M_R$ måltall R_j for tetthet, felles for alle bassengene. Modellen tar sikte på ha lag-grenser så nær de definerte tetthetene som mulig, og samtidig oppnå en dypinndeling av omtrent samme detaljeringsgrad som spesifisert, men uten binding til de eksakte dypene som er spesifisert.

Måltallene for tetthet må være felles over alle bassengene, og kan hensiktsmessig defineres dynamisk ut fra det tetthetsområde lagene i modellen dekker i øyeblikket, dvs. f.eks.

$$R_j = \rho_{\min} + (\rho_{\max} - \rho_{\min}) \cdot \frac{j}{M_R}$$

hvor ρ_{\min} og ρ_{\max} er laveste og høyeste tetthet som forekommer i bassengene i øyeblikket. For hvert tidsskritt beregnes en ideell oppdeling ut fra kriteriene. Det bygges opp et array med måltall for tetthet, satt sammen av verdiene R_j og mellomliggende verdier som finnes ved å interpolere i den faktiske lagdelingen for hvert basseng.

For hvert tetthetsintervall $R_j - R_{j+1}$ telles opp alle flater (gitt ved volum og derved dyp) som svarer til tettheter innenfor dette intervallet i den faktiske profilen for bassenget. Hvis antall slike mellomliggende flater (dyp) er K for et tetthetsintervall, deles tetthetsintervallet opp i 2^P like store underintervaller, hvor P er det minste heltallet som gir $2^P \geq K$. Oppdeling gjøres altså bare hvis det er mer enn ett dyp som faller innenfor tetthetsintervallet. Hvis det er 0 eller 1 mellomliggende punkt blir det tetthetsdefinerte intervallet brukt som det er. Det blir mellom K og $2K$ slike verdier innenfor tetthetsintervallet. Totalt vil det bli høyst $2 \cdot M_{iz}$ slike mellomliggende tetthetsverdier for basseng i , og det må altså settes av plass til $M_R + 2 \cdot M_{iz}$ lag i programmets arrays til hvert basseng. Det sammensatte arrayet av tetthetsverdier som oppnås ved denne fininndelingen er målet som den faktiske lagdelingen skal justeres inn mot.

Lagene innenfor hvert basseng gjennomgås så nedenfra. Hvis et lag har tetthet som er større enn målet, justeres de vertikale transportene slik at netto tilvekst for laget øker mest mulig ved innstrømning ovenfra, derved vil tettheten over tid avta. Hvis tettheten er mindre, blir transportene om mulig justert slik at det blir en netto strøm opp fra laget. Derved avtar volumet, og over tid vil det føre til høyere tetthet pga. innblanding nedenfra eller innstrømning utenfra.

Det faktiske antall vil kunne variere over tid. Ubrukte lag i hvert basseng kan ligge som ubrukte plasser i de arrays som opprettes. De bør helst ligge mot overflaten, fordi det er her tettheten varierer mest.

Selve justeringsmekanismen for transportene finnes allerede i modellen, men brukes nå til å opprettholde konstante volumer av lagene. Krav til voluminndeling sikrer at vannmasser som har svak sjiktning lagdeles med en fininndeling av de spesifiserte tetthetsintervallene, og ved å bruke suksessiv todeling av tetthetsintervallene oppnås at de horisontale transportene mest mulig går mellom lag av omtrent lik tetthet innenfor det tetthetsintervallet bassengene har felles.

Det vil likevel være behov for å samle innstrømning fra flere lag i ett basseng til ett lag i nabobassenget, eller fordele utstrøm fra ett lag på flere lag i nabobassenget, som i dag.

A.5 Beregning av transporter mellom bassengene

Transportene mellom bassengene beregnes for hvert tidsskritt ved en iterasjon hvor volumfylling og vannstand i bassengene justeres slik at en unngår ustabile løsninger ved korte responstider uten å måtte ta urimelig korte tidsskritt. Et viktig element i iterasjonen er en beregning av dynamisk bestemt transport mellom de ulike lagene i to og to bassenger, gitt tetthetsprofiler $\rho(z)$ og vannstandsforskjell. Hvordan dette gjøres i en situasjon med flytende lagdeling beskrives nedenfor.

Grunnlaget er Bernoullis ligning, som med dyp z rettet nedover³ blir:

$$E = \rho \frac{v^2}{2} + p - g \cdot \rho \cdot z = \text{energi, konstant langs strømlinje}$$

hvor

v = hastighet

ρ = tetthet

p = trykk $p(z) = g \int_{\zeta=0}^z \rho(\zeta) d\zeta$

z = dyp rettet nedover, = 0 ved normal vannstands nivå.

Det antas at strømlinjene går mellom vann av samme tetthet i de to bassengene. For et sterkt begrensende tverrsnitt kan vi anta hastighet $v=0$ i bassengene før utstrømning, og hastigheten i tverrsnittet bestemmes da av forskjellen i potensiell energi mellom basseng og strømtverrsnitt.

Vann av gitt tetthet antas å følge en strømlinje forbi innsnevringen, og strømprofilen i vertikalen bestemmes ut fra forskjell i vannstand, tetthetsprofil og evt. begrensnings pga. terskeldyp, ut fra energi- og trykkbetraktninger.

A.5.1 Sjiktning i hvert basseng

Før iterering gjennomgås alle lagene i hvert basseng, og det settes opp en stykkevis lineær tetthetsprofil (dyp z , tetthet ρ), med økende dyp nedover, fra verdier omkring 0 i overflaten. Profilen for et basseng med n lag vil ha $2 \cdot n + 1$ punkter, definert på denne måten:

1. For $i=2 \cdot k$ settes $z(i)$ = middeldyp i lag k mens $\rho(i)$ settes til gjennomsnittstetthet i lag k .
2. For $i=2 \cdot k + 1$ ($k=1, n-1$) settes $z(i)$ = dyp for grenseflaten mellom lag k og $k+1$, og $\rho(i)$ settes lik volumvektet middel av tetthetene i de to lagene.

³ Motsatt av det som er vanlig i hydrodynamisk litteratur

3. For $i=1$ og $2n+1$ settes $z(i) = \text{dyp}$ for hhv. overflate og maksimalt bunndyp, og $\rho(i)$ settes lik gjennomsnittlig tetthet i hhv. lag 1 og n , slik at profilen blir homogen i ytterkantene. Det gir noe underestimering av total sjiktning, målt som arbeid mot gravitasjonsfeltet ved full blanding, men unngår å ekstrapolere tettheten ut over det totale variasjonsområde som er definert av gjennomsnittstetthetene i lagene.

De samme tetthetsprofilene brukes gjennom hele iterasjonsprosessen, eventuelt justert litt i dyp ut fra varierende volumfylling (vannstand) i løpet av iterasjonen. Dyp-justeringen skjer ved lineær-interpolering i Dyp(Volum)-kurve, og både trykk og dyp vil da endres litt i løpet av iterasjonen.

A.5.2 Beregning av potensiell energi og trykk i bassengene

Den potensielle energien er gitt ved $E = p - g\rho z$

Hydrostatisk trykk p i dyp z er definert ved $p(z) = g \int_{\zeta=0}^z \rho(\zeta) d\zeta$

Den praktiske beregningen av trykk og potensiell energi E i hvert punkt av profilen kan gjøres slik:

$$\text{Trykk: } p_1 = 0; \quad p_i = p_{i-1} + g \frac{(\rho_{i-1} + \rho_i)}{2} (z_i - z_{i-1}) \quad \text{for } i > 1$$

$$\text{Energi: } E_i = p_i - g\rho_i z_i$$

Bedre presisjon fås ved å beregne den på en annen måte:

$$E = g \int_{\zeta=0}^z \rho(\zeta) d\zeta - g\rho z \Rightarrow \frac{dE}{dz} = g\rho - g\rho - g \frac{d\rho}{dz} z \Rightarrow dE = -gz \cdot d\rho$$

dvs. at

$$E = -g\rho_0 z_0 - g \int_{\rho_0}^{\rho} z(s) ds$$

Energiforskjellen mellom to dyp med tetthet ρ_1 og ρ_2 i en tetthetsprofil er da gitt ved

$$E_2 - E_1 = -g \int_{\rho_1}^{\rho_2} z(s) ds = -g \bar{z}_\rho (\rho_2 - \rho_1)$$

hvor \bar{z}_ρ er midlere dyp, vektet med tetthetsgradienten, mellom de to nivåene. Dersom tettheten varierer lineært med dypet, vil det tilsvare vanlig middelværdi av dypet. Energien er konstant i et homogent lag. Hvis laget omfatter et skarpt sprangsjikt mellom to homogene lag vil midlere tetthetsintegrert dyp være rundt dypet for sprangsjiktet.

For tetthetsprofil med lineært forløp mellom to punkter $i-1$ og i blir energien i dyp z_i :

$$E_i = E_{i-1} - g \frac{(z_{i-1} + z_i)}{2} (\rho_i - \rho_{i-1})$$

Mellomliggende punkter (z, ρ) ligger langs en 2.grads-kurve, enten som funksjon av dyp:

$$E = E_{i-1} - g\alpha \frac{(z + z_{i-1})}{2} (z - z_{i-1})$$

$$= E_{i-1} - g\alpha \left(z_{i-1} + \frac{(z - z_{i-1})}{2} \right) (z - z_{i-1}) \quad \text{hvor} \quad \alpha = \frac{\rho_i - \rho_{i-1}}{z_i - z_{i-1}}$$

eller som funksjon av tetthet:

$$E = E_{i-1} - g \left(z_{i-1} + \frac{1}{2\alpha} (\rho - \rho_{i-1}) \right) (\rho - \rho_{i-1})$$

Det siste kan også beregnes slik:

$$E = E_{i-1} - g \left(\frac{z_{i-1} + z}{2} \right) (\rho - \rho_{i-1}) \quad \text{hvor} \quad z = \frac{z_{i-1}(\rho_i - \rho) + z_i(\rho - \rho_{i-1})}{(\rho_i - \rho_{i-1})}$$

Tilsvarende kan hydrostatisk trykk uttrykkes som funksjon av enten dyp eller tetthet ved innsetting i uttrykkene ovenfor:

$$p = p_{i-1} + g\rho_{i-1}(z - z_{i-1}) + \frac{g\alpha}{2}(z - z_{i-1})^2$$

$$p = p_{i-1} + g\rho_{i-1} \frac{(\rho - \rho_{i-1})}{\alpha} + \frac{g}{2\alpha} (\rho - \rho_{i-1})^2$$

Fordi vi skal sammenligne punkter med samme tetthet, men ulikt dyp, er det hensiktsmessig å beregne energi og trykk som funksjon av tetthet.

I modellsammenheng, for å sette opp strømprofilen, er det ikke trykket i seg selv som er av interesse, men trykkdifferansen, eller rettere sagt energidifferansen mellom vann av samme tetthet i de to bassengene som er av interesse.

A.5.3 Beregningsprosedyre

For en forbindelse mellom to bassenger starter beregningen med at vannstand i overflaten for de to bassengene sammenlignes. Det bassenget som har høyest vannstand vil ha utstrøm i overflaten. Gjennomgangen av lagene starter i en fase 1 (overflatestrøm) med det bassenget som har utstrøm i overflaten, og setter opp overflatestrøm fra de øverste lagene ut fra hydrauliske beregninger, ned til en tetthetsflate hvor strøm dypere ned hindres av terskeldypet, eller hvor strømrretningen snur fordi energigradienten skifter fortegn pga. forskjeller i tetthetsprofilen. I det siste tilfelle fortsetter beregningen i en fase 2 (understrøm), fra den tetthetsflaten hvor strømmen er null og nedover, med strøm i motsatt retning. Det kan tenkes at strømmen snur i flere tetthetsflater (bladstrøm) og da gjøres en ny fase-2 betraktning fra hver slik tetthetsflate. I etterfølgende underkapitler beskrives beregningen i hver av fasene.

Hvis de to bassengene har samme vannstand, men ulik overflatetetthet, vil det nær overflaten strømme ut fra det bassenget som har høyest tetthet i overflaten, og beregningen starter fra overflaten på samme måte som i fase 2, med energiforskjell = 0 i overkant av strømmen.

A.5.4 Fase 1 - overflatestrøm

Hvis det er høyere vannstand i A enn i B, vil en overflatestrøm gå fra basseng A til B. Hvis basseng A har lavere tetthet i overflaten enn B, vil strømmen gå inn på toppen av basseng B, hvis ikke, vil det havne som en dykket strøm inn i basseng B på den tettheten hvor det hører hjemme. All strøm mellom bassengene antas å være drevet av energigradienter langs tetthetsflater⁴. På grunn av forskjeller i tetthetsprofil vil energiforskjellen mellom bassengene endre seg nedover i dypet, og kan skifte fortegn på et visst dyp.

⁴ Friksjonstapet trekkes inn ved å legge inn en faktor på effektiviteten av energiforskjellen

Nedre avgrensning for overflatestrømmen er gitt av den av følgende begrensninger som inntreffer først når en går nedover gjennom lagene:

- Energiforskjell mellom vann av samme tetthet i A og B skifter fortegn.
- Største bunn dyp i A er nådd.
- Vannstands forskjellen er akkurat tilstrekkelig til å balansere statisk en heving av vannet på gitt dyp i basseng A til terskeldypet, med formlik sammentrekning av tetthetsprofilen.

A.5.4.1. Nedre dyp-grense for strøm gitt ut fra energiforskjell mellom vann av samme tetthet i de to bassengene.

Dette vil si at det finnes et nivå, eventuelt interpolert mellom punktene i tetthetsprofilene, hvor energiforskjellen blir null langs en strømlinje, dvs. mellom vann av samme tetthet, men i ulikt dyp, i bassengene (A og B). Følger vi beliggenheten av dette vannet gjennom overgangen fra basseng A til basseng B, må endring i dyp (vertikal beliggenhet) og endring i trykk gitt av vannstand og integrert overliggende tetthetsprofil hele veien motsvare hverandre, slik at potensiell energi (trykk-dyp) er konstant i følge Bernoullis ligning. Alle avvik fra dette ville medføre enten tilstrømning fra begge kanter eller utstrømning mot begge kanter for å regulere avviket.

En slik likevekt antar vi finnes ved en tetthet ρ innenfor et tetthetsintervall (ρ_1, ρ_2) som finnes i dyp-intervaller $(z_{A,1}, z_{A,2})$ og $(z_{B,1}, z_{B,2})$ i de to bassengene (Indeksene 1 og 2 har ikke noen forbindelse til den generelle indeksen i A.5.2). Betingelsen om likhet i energi blir da:

$$E_{A,1} - g \left(z_{A,1} + \frac{1}{2} \frac{z_{A,2} - z_{A,1}}{\rho_2 - \rho_1} (\rho - \rho_1) \right) (\rho - \rho_1) = E_{B,1} - g \left(z_{B,1} + \frac{1}{2} \frac{z_{B,2} - z_{B,1}}{\rho_2 - \rho_1} (\rho - \rho_1) \right) (\rho - \rho_1)$$

Dette gir en ligning for $x = \rho - \rho_1$:

$$-\frac{(z_{A,2} - z_{A,1} - z_{B,2} + z_{B,1})}{2(\rho_2 - \rho_1)} x^2 - (z_{A,1} - z_{B,1})x + \frac{E_{A,1} - E_{B,1}}{g} = 0$$

Hvis denne ligningen har en løsning z_E innenfor intervallet, vil det være et likevektsnivå, eller et inversjonsnivå i den forstand at energiforskjellen mellom A og B for vann av samme tetthet snur i dette dypet. Det vil da gå strøm ut fra basseng A ned til dette nivået, mens det nedenfor nivået vil kunne gå strøm i motsatt retning. Understrømmer håndteres som beskrevet i A.5.5.

Det er bare naturlig å se på løsninger hvor energiforskjellen skifter fortegn fra nivå 1 til 2. Dersom energiforskjellen skifter fortegn lokalt innenfor intervallet, men er >0 i begge endepunkter, ligger det innenfor usikkerheten i lagbeskrivelsen, og neglisjeres.

A.5.4.2. Beregning av strømbildet på overgangen mellom A og B uten innvirkning av terskel

Det antas nå at et slikt inversjonsnivå er funnet for en tetthet ρ_E i dyp $z_{A,E}$ i basseng A, og med trykk $p_{A,E}$. Tilsvarende vil vi på overgangen finne dette vannet i dyp $z_{t,E}$ og trykk $p_{t,E}$.

For inversjonsnivået, hvor det ikke går noen strøm, må det også være statisk likevekt mellom A og B og punktet på overgangen, som altså beskrives med indeks t . Siden strømmen ovenfor inversjonsdypet går fra A til B, er det rimelig å anta at tetthetsprofilen i A gjenfinnes i tverrsnittet t , men skalert om til en annen vertikal utstrekning, dvs. at hydrostatisk trykk i inversjonsnivået på overgangen er:

$$p_{t,E} = p_{A,E} \frac{z_{t,E} - z_{t,0}}{z_{A,E} - z_{A,0}}$$

hvor indeks 0 nå brukes om øvre avgrensning av den strømmen vi betrakter, i dette tilfelle vannoverflaten.

Energilikevekt mellom A og overgangen i underkant av strømmen vil derfor si at

$$p_{A,0} + g\bar{\rho}(z_{A,E} - z_{A,0}) - g\rho_E z_{A,E} = p_{t,0} + g\bar{\rho}(z_{t,E} - z_{t,0}) - g\rho_E z_{t,E}$$

Hvis vannet i overflaten av A er tyngre enn i overflaten av B, vil strømmen gå inn i basseng B som en dykket strøm, mens det lettere vannet i B står stille. Da kan overkant av strømmen i overgangen, dvs. dypet $z_{t,0}$ også være dykket under overflatedypet $z_{B,0}$, og i så fall er trykket $p_{t,0}$ gitt som et 2.grads uttrykk av dypet over et eller annet intervall i B, f.eks. det øverste laget. Trykket som funksjon av $z_{t,0}$ er da

$$p_{t,0} = p_{B,i-1} + g\rho_{i-1}(z_{t,0} - z_{B,i-1}) + \frac{g\alpha_B}{2}(z_{t,0} - z_{B,i-1})^2 \quad \text{hvor} \quad \alpha_B = \frac{\rho_i - \rho_{i-1}}{z_{B,i} - z_{B,i-1}}$$

og med $p_{B,1} = 0$ i overflaten av basseng B. Dypet finnes da ved å gjennomgå aktuelle intervaller i B-profilen, og beregne ved 2.grads ligning for det intervallet hvor likevektspunktet finnes. Betingelsen om likevekt kan da skrives:

$$g\bar{\rho}(z_{A,E} - z_{A,0}) - g\rho_E z_{A,E} = p_0 + g\rho_{i-1}(z_{t,0} - z_{B,i-1}) + g\frac{\alpha_B}{2}(z_{t,0} - z_{B,i-1})^2 + g\bar{\rho}(z_{t,E} - z_{t,0}) - g\rho_E z_{t,E}$$

eller

$$g(\rho_E - \bar{\rho})z_{t,E} = g\bar{\rho}(z_{A,0} - z_{B,i-1}) + g(\rho_E - \bar{\rho})z_{A,E} + p_{B,i-1} + g\rho_{i-1}(z_{t,0} - z_{B,i-1}) + g\frac{\alpha}{2}(z_{t,0} - z_{B,i-1})^2 - g\bar{\rho}(z_{t,0} - z_{B,i-1})$$

Forenklet: antar at $z_{t,0}$ ligger nær $z_{B,0}$ slik at det er øverste lag i B som er aktuelt, og at 2.gradsleddet kan neglisjeres. Trykket i overkant av laget i B = 0, og ligningen kan da skrives:

$$z_{t,E} = z_{A,E} - \frac{(\bar{\rho} - \rho_{B,0})(z_{t,0} - z_{A,0}) + \rho_{B,0}(z_{B,0} - z_{A,0})}{\rho_E - \bar{\rho}}$$

Jo mindre energiforskjellen i toppnivå er, jo lavere er hastigheten. Energiforskjellen øker med økende $z_{t,0}$, og jo mindre energiforskjellen er, jo større er strømtverrsnittet, i en stasjonær tilstand med tetthetsgradient=0 i underkant. Hastigheten vil øke med kvadratroten av energiforskjellen, mens strømtverrsnittet (pr. bredde) avtar lineært med vannstandsforskjell.

Energiforskjellen i overflaten mellom A og t er:

$$\Delta E_0 = \rho_0(z_{t,0} - z_{A,0}) - \rho_{B,0}(z_{B,0} - z_{t,0})$$

og for en gitt tetthet ρ mellom ρ_0 og ρ_E :

$$\Delta E(\rho) = [\bar{\rho}(z_A - z_{A,0}) - \rho z_A] - [\rho_{B,0}(z_{t,0} - z_{B,0}) + \bar{\rho}(z_t - z_{t,0}) - \rho z_t]$$

Med proporsjonal sammentrekning av tetthetsprofilen i A har vi

$$z_t - z_{t,0} = f(z_A - z_{A,0}) \quad \text{hvor} \quad f = \frac{z_{t,E} - z_{t,0}}{z_{A,E} - z_{A,0}}$$

og det gir innsatt i ligningen

$$\Delta E(\rho) = (\bar{\rho} - \rho)(1 - f)(z_A - z_{A,0}) - \rho(z_{A,0} - z_{t,0}) - \rho_{B,0}(z_{t,0} - z_{B,0})$$

For ρ_E , $z_{A,E}$ skal energi forskjellen være null, dvs. vi har

$$(\bar{\rho} - \rho_E)(1 - f)(z_{A,E} - z_{A,0}) - \rho_E(z_{A,0} - z_{t,0}) = \rho_{B,0}(z_{t,0} - z_{B,0})$$

som innsatt uttrykket for energiforskjellen blir:

$$\Delta E(\rho) = (\bar{\rho} - \rho)(1 - f)(z_A - z_{A,0}) + (\rho_E - \rho)(z_{A,0} - z_{t,0}) + (\rho_E - \bar{\rho})(1 - f)(z_{A,E} - z_{A,0})$$

$$\Delta E(\rho) = (1 - f)((\rho_E - \bar{\rho})z_{A,E} - (\rho - \bar{\rho})z_A) - (\rho_E - \rho)(z_{t,0} - fz_{A,0})$$

Dette er et uttrykk for kinetisk energi i overgangen som funksjon av tetthet. *Kontroll: Uttrykket blir =0 i den nedre grensen, og at i den øvre grensen blir den det samme som ble satt opp ovenfor, når 1. ledd erstattes med uttrykket gitt av energiforskjell null. Den deriverte med økende tetthet:*

$$\Delta E(\rho) = (1 - f)((\rho_E - \bar{\rho})z_{A,E} - (\rho_0 - \bar{\rho})z_{A,0}) - (\rho_E - \rho_0)(z_{t,0} - fz_{A,0})$$

for gitt tetthet. Hastigheten er proporsjonal med kvadratroten av denne energien. Transporten pr. bredde finnes ved å integrere hastigheten vertikalt:

$$Q = \int_{z_{A,0}}^{z_{A,E}} \sqrt{(1 - f)((\rho_E - \bar{\rho})z_{A,E} - (\rho_0 - \bar{\rho})z_{A,0}) - (\rho_E - \rho_0)(z_{t,0} - fz_{A,0})} dz$$

Hvis vannet i overflaten av A er lettere enn i overflaten av B, vil strømmen fra A gå inn i overflaten i basseng B. Da er også $z_{t,0}$ i overflaten, og trykkene $p_{A,0}$ og $p_{t,0}$ er = 0, slik at betingelsen etter en del omskriving blir

$$z_{t,E} = z_{A,E} - \frac{\bar{\rho}}{\rho_E - \bar{\rho}}(z_{t,0} - z_{A,0})$$

(Hvis det gjaldt strøm av et homogent lag over et annet ville ρ_E være tettheten av det underliggende laget). Her er $\bar{\rho}$ gjennomsnittlig tetthet mellom $z_{A,0}$ og $z_{A,E}$

Jo mindre forskjellen mellom $z_{t,0}$ og $z_{A,0}$ er, altså jo mindre vannstandsforskjellen er, jo lavere er hastigheten, men jo større er strømtverrsnittet, i en stasjonær tilstand med tetthetsgradient=0 i underkant. Hastigheten vil øke med kvadratroten av vannstandsforskjellen, mens strømtverrsnittet (pr. bredde) avtar lineært med vannstandsforskjell.

For strøm som går inn i overflaten av basseng B vil den vannstand $z_{t,0}$ som gir maksimal transport ned til tetthetsflaten uten strøm, under antagelse om formlik endring av hastighetsprofil⁵, er den verdien som maksimerer transporten:

$$\begin{aligned} Q &= f \cdot \sqrt{(z_{t,0} - z_{A,0})} \cdot (z_{t,E} - z_{t,0}) \\ &= f \cdot \sqrt{z_{t,0} - z_{A,0}} \cdot \left(z_{A,E} - \frac{\bar{\rho}}{\rho_E - \bar{\rho}}(z_{t,0} - z_{A,0}) - z_{t,0} \right) \end{aligned}$$

Koeffisienten f er her en formfaktor, antatt konstant ved varierende z_t .

Den verdien av $z_{t,0}$ som gir $\partial Q / \partial z_{t,0} = 0$ er

$$z_{t,0}^* = z_{A,0} + \frac{z_{A,E} - z_{A,0}}{3} \cdot \frac{\rho_E - \bar{\rho}}{\rho_E}$$

⁵ Altså ved å neglisjere turbulens som kan gi formendringer av profilen ved endring av vertikal utstrekning

og det gir

$$z_{t,E}^* = z_{A,E} - \frac{z_{A,E} - z_{A,0}}{3} \cdot \frac{\bar{\rho}}{\rho_E}$$

som kombinert gir det kjente resultatet for kritisk strøm i redusert tyngde over et lag i ro:

$$z_{t,E}^* - z_{t,0}^* = \frac{2}{3}(z_{A,E} - z_{A,0})$$

Hvis kritisk verdi $z_{t,0}^*$ beregnet som ovenfor er $\leq z_{B,0}$, vil det være kritisk strøm i overflaten, med de kritiske dypene gjeldende i tverrsnittet. Bare en del av den totale vannstandsforskjellen er da drivende trykk-kraft. Resten av den potensielle energien, gitt av $z_{B,0} - z_{t,0}$, vil omsettes til kinetisk energi og dissiperes ved den videre innstrømning i basseng B. Kritisk strøm vil en alltid ha dersom alt vannet i basseng B er tyngre enn ρ_E , slik at hele innstrømningen hører hjemme på toppen av B.

Hvis derimot $z_{t,0}^* \geq z_{B,0}$, vil det være underkritisk strøm i tverrsnittet og hele trykkgradienten pga. vannstandsforskjellen blir omsatt i kinetisk energi i tverrsnittet, dvs. at $z_{t,0} = z_{B,0}$. Fortsatt regner vi med at det er profilen i A, trukket sammen, som gjelder i tverrsnittet, dvs. at betingelsen om null energigradient i dyp $z_{t,E}$ blir:

$$z_{t,E} = z_{A,E} - \frac{\bar{\rho}}{\rho_E - \bar{\rho}}(z_{B,0} - z_{A,0})$$

Hvis gjennomsnittlig tetthet er den samme i de to bassengene over det tetthetsintervallet som betraktes, vil det gi $z_{t,E} = z_{B,E}$. Ved avvikende form på tetthetsprofilene vil det kunne bli en viss forskjell.

Det er ovenfor forutsatt at beregnet $z_{t,E}$ ikke ligger dypere enn terskelen. Hvis det er tilfelle, er den nedre grensen i stedet begrenset av terskelen, som beskrevet i neste avsnitt.

En alternativ løsning kan være:

Vi antar forenklet at 50 % av energien omsettes i kinetisk energi på overgangen, og at tetthetsprofilen tilsvarer dette. Siden vi regner strøm mellom lag av samme tetthet, og har gitt to energi-profiler som hhv.

$$E_X(\rho) = -g\rho_0 z_{X,0} - g \int_{\rho_0}^{\rho} z_X(s) ds \quad X=A,B$$

Vil en profil som tilsvarer 50 % av energi være gitt enkelt ved å ta middelveidien av de to dypene for gitt tetthet. Vi kan da regne om hastigheten etter 50 % av energien i knekkpunktene, og integrere ved å anta midlere dyp for utstrekningen av strømmen.

A.5.4.3. Begrensning av strøm pga. terskeldypet.

En terskel kan også begrense hvor dyp utstrømningen blir. Vertikal utstrekning av utstrømningen beskrives av dyp z_A i basseng A. Det antas fortsatt at tetthetsprofilen i tverrsnittet har samme form som i basseng A fra overflaten ned til grensen z_A , men trukket sammen vertikalt til dypintervallet fra en foreløpig ukjent $z_{t,0}$ til gitt terskeldyp z_s . Kriteriet for at terskelen ikke skal virke begrensende er at det er et fall i potensiell energigradient langs en tetthetsflate fra dyp $z_{A,E}$ i bassenget ved formlik kontraksjon slik at vannet her løftes opp til terskeldypet. Vannet med tetthet ρ_E står da stille i dyp z_E i basseng A, og ligger løftet opp mot et dyp $z_{t,E} < z_s$ ved terskelen. Det kan uttrykkes ved

$$(p_{A,E} - g\rho_E z_{A,E}) \geq \left(p_{A,E} \frac{z_s - z_{t,0}}{z_{A,E} - z_{A,0}} - g\rho_E z_s \right)$$

eller

$$p_{A,E}(z_{A,E} - z_{A,0} - z_s + z_{t,0}) \geq g\rho_E(z_{A,E} - z_s)(z_{A,E} - z_{A,0})$$

Ved å sette inn uttrykket for trykket i denne ligningen og omorganisere fås et krav til vannstandsforskjellen mellom basseng A og begrensende tverrsnitt:

$$z_{t,0} \geq z_{A,0} + \left(\frac{\rho_E}{\rho} - 1\right)(z_{A,E} - z_s)$$

I siste ledd på høyre side vil siste faktor øke med økende dyp $z_{A,E}$. Første faktor kan variere begge veier, men alltid vil være >0 . For at det skal kunne gå strøm må kravet kunne oppfylles for en $z_{t,0} \leq z_{B,0}$. Hvis dette ikke er mulig, er nedre grense for utstrøm fra A nådd. Grensen pga. terskelen vil da i stedet gå ved et dyp z_A noe høyere opp, med tetthet ρ , hvor betingelsen akkurat oppfylles:

$$z_{B,0} = z_{A,0} + \left(\frac{\rho}{\rho} - 1\right)(z_A - z_s)$$

Det kan også være tilfelle at beregnet krav til statisk likevekt ved $z_{A,E}$ gir et krav til $z_{t,0} \leq z_{B,0}$, slik at strømmen ifølge dette kriteriet er mulig, men at sammentrekning fra dyp $z_{A,E}$ til z_s ville gi overkritisk strøm, og derfor ikke kan realiseres. I såfall vil begrensningen være gitt som et dyp z_A hvor det akkurat går kritisk strøm ved sammentrekning til terskeldypet. I følge beregningene ovenfor vil det kunne gå strøm ned til dyp z_A så lenge

$$z_{t,C}^* = z_A - \frac{z_A - z_{A,0}}{3} \cdot \frac{\bar{\rho}}{\rho} \leq z_s$$

Hvor ρ er tetthet i dyp z_A , og $\bar{\rho}$ er gjennomsnittlig tetthet fra $z_{A,0}$ til z_A . Dette kan skrives om til

$$z_A \left(1 - \frac{\bar{\rho}}{3\rho}\right) \leq z_s - \frac{z_{A,0}}{3} \cdot \frac{\bar{\rho}}{\rho}$$

som videre kan skrives⁶

$$z_A \leq z_s + (z_s - z_{A,0}) \frac{1}{3(\rho/\bar{\rho}) - 1} \cong z_s + \frac{1}{2}(z_s - z_{A,0})$$

Det første uttrykket på høyre side vil stort sett være konstant, mens det andre kan variere begge veier.

Hvis tettheten ρ varierer lineært mellom to nivåer $(z_1; \rho_1)$, $(z_2; \rho_2)$ vil midlere tetthet fra et dyp z_0 høyere opp til et varierende dyp z innenfor intervallet generelt være forholdet mellom et 2.gradsuttrykk og et lineært uttrykk i z :

$$\bar{\rho}(z_0, z) = \frac{\bar{\rho}_1(z_1 - z_0) + \rho_1(z - z_1) + \frac{\alpha}{2}(z - z_1)^2}{z - z_0} \quad \text{hvor } \alpha = \frac{\rho_2 - \rho_1}{z_2 - z_1}$$

Det betyr at eksakt løsning for kriteriene ovenfor finnes ved løsning av en 3.grads-ligning i z_A . Begrenset nøyaktighet i beskrivelsen av lagdelingen gjør at det ikke er vits i å lete etter en slik eksakt løsning. De to grenseverdiene ovenfor beregnes, og hvis ett av kriteriene ikke lenger er oppfylt, blir det interpolert lineært til et tilnærmet overgangspunkt. Iterasjon i et par trinn kunne evt. brukes, men den må da være slik at den tilnærmede løsningen endrer seg kontinuerlig ved små endringer i tetthetsprofilene, av hensyn til den generelle iterasjonsprosessen hvor dypene justeres.

⁶ Mest lineært forløp skalert til z-skala?

Hvis nedre grense for z_A bestemmes eksakt, vil beregning av $z_{t,E}$ eller $z_{t,C}$ ved formlene i A.5.4.2 gi akkurat z_s . Hvis det er begrensning pga. kritisk strøm kan $z_{t,0}$ beregnes på samme måte som i A.5.4.2, hvis ikke vil $z_{t,0} = z_{B,0}$.

A.5.5 Fase 2: Dykket strøm under nivå med statisk likevekt

Vi ser nå på strøm under en tetthetsflate hvor $\Delta E = 0$ mellom A og B, og beskriver forholdene i dette nivået ved variablene:

ρ_0 er tettheten, lik i begge bassenger

$z_{A,0}$ og $z_{B,0}$ = overflatens beliggenhet i A og B

$p_{A,0}$ og $p_{B,0}$ = trykket i A og B for samme tetthet ρ_0

Tilsvarende størrelser i begrensende tverrsnitt betegnes $z_{t,0}$, $p_{t,0}$ og antas også gitt av strømmen ovenfor. Det antas igjen at det går strøm fra A til B nedover til et dyp hvor en igjen har $\Delta E = 0$, eller til strømmen blokkeres av terskeldypet, dvs. at A og B er byttet om i forhold til ved beregning av strømmen ovenfor. Dette forutsetter selvsagt at terskeldypet ikke er begrensende for strømmen ovenfor.

A.5.5.1. Nedre dyp-grense for strøm ut fra energigradient mellom samme tetthet i A og B.

Den dykkede strømmen ut av bassenget kan ha en nedre begrensning i dyp ved at energigradienten mellom A og B igjen blir 0 i et nytt nivå, pga. forskjeller i tetthetsprofiler i de to bassengene. På samme måte som for overflatestrømmen kan det gå strøm fra A til B fra den tetthetsflaten som har tetthet ρ_0 og nedover så lenge en har:

$$(p_A - g\rho z_A) > (p_B - g\rho z_B)$$

Beregningen for hvert lineære tetthetsintervall (ρ_1, ρ_2) mellom dyp-intervaller ($z_{A,1}, z_{A,2}$) og ($z_{B,1}, z_{B,2}$) i de to bassengene gjøres som for overflatestrømmen, dvs. et grensedyp er gitt av eventuell løsning av

$$-\frac{(z_{A,2} - z_{A,1} - z_{B,2} + z_{B,1})}{2(\rho_2 - \rho_1)} x^2 - (z_{A,1} - z_{B,1})x + \frac{E_{A,1} - E_{B,1}}{g} = 0 \quad \text{med} \quad x = \rho - \rho_1$$

innenfor aktuelt tetthetsintervall.

Når begrensende dyp i A er beregnet, kan dypet i underkant av strømmen i overgangen ($z_{t,E}$) beregnes ut fra at det også må være energi-likevekt mellom A og overgangen i underkant av strømmen.

Trykket i basseng A kan uttrykkes:

$$p_{A,E} = g\bar{\rho}(z_{A,E} - z_{A,0}) + p_{A,0}$$

hvor $\bar{\rho}$ er gjennomsnittstetthet i tetthetsprofilen fra $z_{A,0}$ til $z_{A,E}$.

Både trykket og dypet er gitt på overgangen i overkant av strømmen, og med antagelse om formlik kontraksjon av dypprofilen har vi tilsvarende som i A:

$$p_t = g\bar{\rho}(z_t - z_{t,0}) + p_{t,0}$$

Betingelsen om fall i potensiell energi fra A til t blir da:

$$p_{A,0} + g\bar{\rho}(z_{A,E} - z_{A,0}) - g\rho z_{A,E} \geq p_{t,0} + g\bar{\rho}(z_{t,E} - z_{t,0}) - g\rho z_{t,E}$$

Samtidig vet vi pr. def. at:

$$p_{A,0} - g\rho_0 z_{A,0} = p_{t,0} - g\rho_0 z_{t,0}$$

Når disse to ligningene kombineres fås

$$(\rho - \bar{\rho})z_{A,E} + (\bar{\rho} - \rho_0)z_{A,0} \leq (\rho - \bar{\rho})z_{t,E} + (\bar{\rho} - \rho_0)z_{t,0}$$

som gir følgende kriterium for fortsatt strøm fra A til B:

$$(\rho - \bar{\rho})(z_{A,E} - z_{t,E}) \leq (\bar{\rho} - \rho_0)(z_{t,0} - z_{A,0})$$

For at det skal gå strøm må vi altså ha:

$$z_{t,E} \geq z_{A,E} - \frac{\bar{\rho} - \rho_0}{\rho - \bar{\rho}}(z_{t,0} - z_{A,0})$$

og nedre grensedyp i overgangen er altså gitt ved at det blir likhet i denne ligningen.

A.5.5.2. Begrensning pga. terskeldyp

Dersom vertikal utstrekning av innstrømningen bestemmes av et terskeldyp z_s , vil vi for alle dyp ned til denne grensen ha:

$$(p_A - g\rho z_A) \geq (p_{t,s} - g\rho z_s)$$

med ulikhet ned til grensedypet, mens likhetstegnet vil gjelde i det begrensende dyp z_A , hvor det altså er statisk likevekt når vannet trekkes akkurat opp til terskeldyp. For de mellomliggende dypene vil ulikheten være oppfylt. Da kan tilsvarende betraktning som ovenfor gjøres, med z_s i stedet for $z_{t,E}$.

Resultatet er en betingelse

$$(\rho - \bar{\rho})z_A + (\bar{\rho} - \rho_0)z_{A,0} \leq (\rho - \bar{\rho})z_s + (\bar{\rho} - \rho_0)z_{t,0}$$

som gir følgende kriterium for fortsatt strøm fra A til B:

$$(\rho - \bar{\rho})(z_A - z_s) \leq (\bar{\rho} - \rho_0)(z_{t,0} - z_{A,0})$$

Nedre grense for innstrøm finnes da når venstre side blir større enn høyre side. Terskelbegrensningen inntreffer hvis det skjer for en z_A hvor det ellers ville ha gått strøm, dvs. hvis.

$$z_s < z_A - \frac{\bar{\rho} - \rho_0}{\rho - \bar{\rho}}(z_{t,0} - z_{A,0})$$

For en lineær tetthetsprofil vil alltid midlere tetthet ligge midt mellom tettheten i endepunktene, og grensen er da gitt av kriteriet:

$$z_{A,E} \leq z_s + z_{t,0} - z_{A,0}$$

dvs. at det innstrømmende laget får en symmetrisk endring av tykkelse.

Hvis tetthetsprofilen har en stykkevis lineær profil, vil midlere tetthet ned til variabelt dyp være et 2.grads polynom i z og eksakt løsning gis da av en 3.grads ligning for et intervall. På grunn av begrenset nøyaktighet i beskrivelsen av lagene er det ikke noe vits i å lete etter nøyaktig løsning. I stedet brukes en lineær tilnærmelse. Hvis en for nedre punkt i et tetthetsintervall finner at kriteriet for fortsatt innstrøm ikke er oppfylt, interpoleres lineært til det punktet for kriteriet akkurat er oppfylt. (Hvis 3.grads ligningen er monotont varierende, kunne eksakt løsning finnes, men forskjellen vil uansett ligge innenfor unøyaktigheten i beskrivelsen av tetthetsprofilen.)

A.6 Dataformat for drivfiler til fjordmodellen:

A.6.1 Topografisk beskrivelse av fjordområdet

Topografien til det området som skal modelleres beskrives i en datafil med navn TOPOGR.DAT som leses inn av programmet idet første simulering startes, dvs. ved første START-kommando etter at programmet er startet, og beskrivelsen brukes til å sette opp beskrivelsen av fjordområdet innenfor de dimensjoner som er definert i modellen.

Topografi-beskrivelsen er en tekst-fil med oppbygging som vist nedenfor. Ord med **uthevet skrift** skal stå uendret. Ord i *kursiv* skal erstattes av en tekst (f.eks. bassengnavn) eller tall.

BASSENGER

Beskrivelse av ett eller flere bassenger, ved å gjenta en eller flere ganger: →

Lengde av strandlinje (meter) for eventuell bruk i blåskjellmodell, ikke brukt foreløpig.

Samhørende verdier av dyp (meter) og totalt horisontalt tverrsnittsareal (kvadrat-meter) oppgis for valgfrie intervaller fra overflaten og ned mot største dyp. Hvis det oppgis en multiplikasjonsfaktor etter første areal vil alle arealer bli multiplisert med denne verdien for å få enhet m².

```
Bassengnavn (maks. 20 tegn)
strandlinje(m)
dyp1 areal1 multiplikasjonsfaktor
dyp2 areal2
...
dypN 0
END
...
```

RANDBASSENGER

Navn på ett eller flere rand-bassenger, ett navn på hver linje →

```
Bassengnavn (maks. 20 tegn)
...
```

FORBINDELSER

Beskrivelse av en eller flere forbindelser mellom to og to bassenger ved å gjenta en eller flere ganger: →

Navnene spesifiserer hvilke to bassenger som er forbundet, (minst ett av dem må være internt). Her spesifiseres også buffervolumer på hver side av forbindelsen, dvs. volumer som kan fylles av vann fra det andre bassenget uten at det blandes inn, og derved kan strømme tilbake hvis strømmen snur.

```
Bassengnavn1 Lbuf,1 Ltr,1 Tbuf,1
Bassengnavn2 Lbuf,2 Ltr,2 Tbuf,2
Dyp Bv Bbuf,1 Bbuf,2
...
Maks.-dyp 0 0 0
END
...
```

For hvert basseng oppgis:

L_{buf} = total lengde av buffervolum langs strømretningen (konstant over alle dyp).

L_{tr} = lengde av et overgangsområde med gradvis overgang fra bufring til permanent masseforflytning

T_{buf} = tidskonstant (dager) for hvor rask blanding det er mellom buffervolum og hoveddel av bassenget.

For et valgfritt antall dyp fra overflaten og ned:

B_v = bredde i strømningstverrsnittet

B_{buf} = bredde av buffervolumene

Arealer og bredder kan legges inn med en serie alternative verdier, atskilt med vertikal strek:

```
10 123|50
20 40|0
```

Da kan en velge hvilken verdi som skal brukes via en modellkonstant TOPONR (=1 for å bruke første verdi der det er alternativer, =2 for å bruke andre etc.)

Linjer som begynner med tegnet # oppfattes som kommentarlinjer og kan derfor legges inn hvor som helst og ha vilkårlig innhold.

Det stilles ingen spesielle krav til hvor detaljert arealet skal beskrives som funksjon av dyp. På grunnlag av de innleste data vil programmet integrere og interpolere det horisontale arealet som funksjon av dyp ut fra antatt trinnvis lineær variasjon av areal mot dyp, for å finne arealer og volumer for den dypinndelingen som settes opp. Modellen setter opp en dypinndeling som passer med de *array*-dimensjoner som er definert i modellen, og innenfor de begrensninger som er satt av brukeren. Dypinndelingen i modellen er altså uavhengig av dyp som er spesifisert i inndatafilen, og den samme datafilen kan derfor brukes uansett hvordan en ønsker at dypinndelingen skal være.

I eksempelfilen nedenfor er indre Oslofjord beskrevet som to bassenger, med forbindelse til Breiangen via Vestfjorden.

```

BASSENGER
BUNNEFJORDEN
100.0E6
  0  42.21  1.0E6
 10  38.86
 20  35.51
 30  31.31
 40  27.88
 50  23.94
 60  20.19
 70  17.19
 80  14.26
 90  10.87
100  8.11
110  6.04
120  4.64
130  3.12
140  2.47
150  1.32
160  0.0
END
VESTFJORDEN
300.0E6
  0  125.44  1.0E+6
 10  111.89
 20  98.31
 30  82.57
 40  68.31
 50  55.23
 60  42.79

```

(fortsettes til høyre:)

```

 70  31.04
 80  23.01
 90  16.9
100  9.68
110  5.63
120  3.58
130  1.68
140  0.61
150  0.0
END

RANDBASSENGER
YTRE-OSLOFJORD

FORBINDELSER
BUNNEFJORDEN      1000 500 0.5
VESTFJORDEN      1000 500 0.5
  0  2500  2500  4000
 20  900  900  2000
 40  600  600  1200
 54  0  0  0
END
VESTFJORDEN      5000 1000 0.5
YTRE-OSLOFJORD  10000 1000 0.5
  0  1500  2000  2000
  2  700  2000  2000
 10  500  1800  1800
 19  200  1500  1500
 20  0  0  0
END

```

A.6.2 Meteorologiske data lest inn fra fil

Meteorologiske data leses inn som historiske data fra en DOS tekst-fil. I nåværende versjon av modellen gjøres det av rutinen METINP i modul SURFEXCH.FOR, og det leses fra en fil med navn MET_DATA.FIX. Data gis her som en tidsserie med en registrering pr. linje. Formatet er tilpasset data slik de fås fra meteorologisk institutt. Hver datalinje skal inneholde følgende variable:

Betegnelse:	Format/ verdiområde	Forklaring
Dato	6 siffer	Format ÅÅMMDD (ÅrMndDag), f.eks. 870726.
Klokkeslett	-	Timer.
Tid	-	Dato og klokkeslett regnet om til fysisk tid i enhet dager fra starten av året, med klokkeslett som fraksjon av et døgn i desimaldelen: 7.5417=7+(13/24)=8.januar kl. 13 (Kan legges inn i modellen)
Nedbør	-	mm nedbør siden forrige registrering
Luftrykk	-	millibar (ca. 1000). Brukes foreløpig ikke
Temperatur	-	lufttemperatur i °C
Luftfuktighet	0-100	% relativ fuktighet
Skydekke	0-9	0-8: grad av skydekke, 9: tåke, kfr. meteorologiske standarder.
Vindretning	0-360	Kompassretning som vinden kommer fra: 0=360=N, 90=Ø, 180=S, 270=V.sjekk dette
Vindstyrke	-	m/s

Den første linjen på filen skal inneholde en formatbeskrivelse, innesluttet av parenteser, etter vanlige FORTRAN-regler:

(*format₁, format₂, ... format_n*)

hvor *format* er av formen *Fm.n* med *m*=antall tegn i feltet, *n*= antall desimaler.

Eksemplet nedenfor viser starten på en fil med meteorologiske data fra Fornebu, 1987, som er brukt som inndata-fil for indre Oslofjord:

```
( F6.0, F2.0, F8.0, F5.0, F6.0, F6.0,F3.0,F5.0, F5.0, F4.0 )
870101 1 .0417 1012.6 -18 89 2 0 0
870101 7 .2917 1014.6-18.70 87 2 0 0
87010113 .5417 1016.4-14.60 88 1 0 0
87010119 .7917 1015.8-18.10 86 3 0 0
870102 1 1.0417 1015.1-17.20 88 4 0 0
870102 7 1.2917 1014.3-19.90 85 1 0 0
87010213 1.5417 1015.1-15.30 88 2 0 0
87010219 1.7917 1014.5-17.10 89 2 340 .5
...
...
```

Hver gang en simulering starter blir filen lest fra starten. Modellen vil søke seg frem til den tid på året som er spesifisert i TSTART. Årstallet brukes ikke, det er bare desimaldelen av tidspunktet omregnet til år som brukes til å innstille start-tiden. Hvis en simulering kjøres over et lengre tidsrom enn meteorologi-filen omfatter, vil filen bli posisjonert tilbake til start, og brukt pånytt. Hvis det f.eks. er lagt inn meteorologiske data for nøyaktig ett år, og simuleringen kjøres over flere år, blir de samme meteorologiske data brukt for hvert årsforløp. Filen bør inneholde minst en årssyklus, men kan også inneholde flere årssykluser etter hverandre. Dersom det mangler data for endel av året blir det

lineærinterpolert mellom siste post og første post på filen for å fylle ut den manglende perioden. Filen bør derfor inneholde et helt antall årssykluser.

Påvirkningen fra atmosfæren er for det meste fastlagt når de meteorologiske data er gitt. Detaljene her er beskrevet i spesialrapporten om fysiske prosesser. Solstråling og varmestråling blir i den nåværende versjon av modellen beregnet som en deterministisk funksjon av årstid, tid på døgnet og skydekke, etter en empirisk modell basert på analyse av data for global stråling ved Blindern.

Påvirkningen gjennom overflaten kan likevel justeres noe ved hjelp av noen modellkonstanter. Disse konstantene er først og fremst lagt inn for å skru prosesser av og på i forbindelse med uttesting av modellen.

A.6.3 Tilførsler fra land

Modellen inneholdt tidligere tilførsler som månedsverdier i datatabeller bygd inn i programmet. Ved anvendelse på ulike fjorder ble tabellene byttet ut (dvs. ulike tabeller ble aktivert med kompilator-direktiver i koden).

Tilførselsrutinen er nå bygd om slik at en kan lese inn tilførselsdata fra fil. Hver modellkjøring baseres på en tilførselsfil som leses inn på forhånd og brukes til å beregne tilførsler som funksjon av tid under simuleringen. De tilførslene som spesifiseres av filen kan justeres av modellkonstanter, slik at samme fil kan brukes for flere scenarier for vurdering av f.eks. virkning av rensetiltak eller andre inngrep.

Kommentarlinjer, som begynner med utropstegn, kan legges inn hvor som helst i filen. De kan brukes til å dokumentere hvordan tallene er fremskaffet, hva de ulike kildene står for etc., eller som huskelapper og notater som hjelp ved redigering av filene senere, men blir bare hoppet over av programmet.

En fil beskriver tilførslene delt opp på et antall kilder. Tilførslene for hver kilde spesifiseres ved en tabell hvor tilførsler spesifiseres for et antall tidspunkter for hver av kildene. Data blir lest inn i en matrise, og alle kilder må derfor beskrives med eksakt samme tidspunkter. Tilførsler ved mellomliggende tidspunkter beregnes ved interpolering. Ved simuleringer ut over den tidsperioden tabellen gjelder for vil data bli anvendt syklisk ved at det tidsrommet tabellen dekker blir utvidet i begge retninger til nærmeste årsskifte.

Datafilen innledes av en eller flere linjer med følgende spesifikasjoner:

SOURCES=m TIMES=n

Heltallene m og n angir øvre grense for antall kilder og antall tidspunkter som kan leses inn. Dette brukes til å opprette nødvendig lagerplass i programmet til de data som følger etter. Hvis det settes av svært mye plass kan programmet avslutte med en feilmelding, men ellers kan en godt ta i litt ekstra. Programmet vil selv finne ut det reelle antallet kilder og tidspunkter ut fra innholdet på filen.

YEAR=t angir antall tidsenheter pr. år i tilførselsdata (1: enhet i hele år, 12: ca mnd, 365: dag)

Resten av datafilen har to hoveddeler:

- Evt. spesifikasjon av hvordan tilførslene skal variere tilfeldig rundt det forløpet som beskrives i en etterfølgende tabelldel.
- Selve datatabellen som beskriver tilførslene som funksjon av tid for de forskjellige kildene.

Den første delen er valgfri. Den har følgende oppbygging:

```
RANDOM
ki l denr, responst i d
ki l denr, responst i d
```


.....
END RANDOM

For en eller flere av kildene kan det her angis et standardavvik og en responstid. Ved hjelp av en generator av tilfeldige tall lages det da en 1.ordens autoregressiv tidsserie $X(t)$ med middelvei 0 og standardavvik som oppgitt, med en hukommelseslengde gitt ved responstiden (Ornstein-Uhlebeck). Tilførslene som beregnes av etterfølgende tabell blir da justert med en faktor $\exp(X(t)/\text{mean}(\exp(X(t)))$.

Mekanismen er laget slik at den statistiske variasjonen blir lik hver gang hvis det spesifiseres samme start-verdi for tall-generatoren, uansett forskjeller i tidsskritt for simuleringen, på samme måte som andre slike serier i modellen. Hvis det ikke spesifiseres noe for en kilde, brukes en konstant faktor 1, dvs. ingen variasjon rundt tabell-verdiene.

Den andre delen av filen inneholder selve datatabellen med tilførselstall. Stoffkomponentene for N, P, C og KOF i tabellene kan angis som mengde pr. tidsenhet eller som konsentrasjon. Enhetene kan beskrives på en linje med opptil fire tekstkoder, som angir enheter for henholdsvis N, P og C og KOF. Linjen innledes i såfall av kodeordet UNITS. Enhetene kan komme på samme linje, eller på en egen linje etter. Hvis ingen enhet oppgis, antas tallene å angi konsentrasjon kg/døgn.

Enhetene kan angis med følgende tekstkoder:

Tekstkode:	Beskrivelse
MYG/L	mikrogram pr. liter
MG/L	milligram pr. liter
KG/MND eller KG/MONTH	kg per måned (dvs. 1/12 av et år)
TONN/MND eller TON/MONTH	Tonn pr. måned
KG/D	Kg pr dag (24 timer)

Tabellen innledes av en linje med kodeordet DATA

Hver tabell-linje inneholder følgende verdier, skilt av blanke og/eller komma:

Beskrivelse:	Program-variabel	kommentar:
Kilde-nr	Source	Kilde nr heltall 1-n
Tidspunkt	Time	dag nr. fra et årsskifte
Vannføring	Q	angis alltid som m^3/s .
total-nitrogen	totN	mengde eller konsentrasjon, i følge tekstkode 1
total-fosfor	totP	mengde eller konsentrasjon, i følge tekstkode 2
totalt organisk karbon	TOC	mengde eller konsentrasjon, i følge tekstkode 3
nedre grense for innhold av partikulært organisk C	minPOC	
Silikat	Si	angis alltid som $mgSiO_2/l$
Kjemisk oksygenforbruk utenom TOC	KOF	mengde eller konsentrasjon, i følge tekstkode 4
øvre grense for ammonium-fraksjon	maxNH4	(0-1)

BasisTemperatur, før innvirkning av lufttemperatur (beskrevet andre steder)	Temp	grader Celcius
---	------	----------------

Tidspunkt i tabellen angis i forhold til et årsskifte. Det regnes med lik lengde av alle år uten hensyn til skuddår.

A.6.4 Randbetingelser

Randbetingelsene består av to komponenter:

- Vannstand som funksjon av tid.
- Sjøtning (salt, temperatur, næringssalter og organisk stoff) over tid.

A.6.4.1. Vannstandsvariasjonen

Det har hittil vært beskrevet ut fra harmoniske komponenter. Modellen bør justeres slik at historiske vannstandsendringer kan leses inn som alternativ, fra en fil med poster

Tid(dager), vannstand (m) 1 til k

for ett eller flere randområder (bare ett aktuelt nå).

Hval som skal leses velges med en modellparameter.

Filnavn må spesifiseres i input-oppsett

A.6.4.2. Sjøtning

Når det gjelder tetthetssjøtningen har modellen hittil inneholdt beskrivelse av randbetingelsene med data bygd inn i programbeskrivelsen, i tabeller som beskriver den deterministiske variasjonen, på månedsbasis. Rundt det kan en velge mer eller mindre stokastisk variasjon.

A.6.5 Tidsrom

Modellen har hittil vært basert på syklisk behandling av drivdata, på årsbasis.

Det beholdes, på følgende måte (antar t gitt som år nedenfor):

Før simuleringen finnes største heltall $N_1 < t_1$ og minste heltall $N_2 \geq t_n$.

Ved simulering fra t_A til t_B med drivfil som beskriver tidsrom t_1 til t_n :

Ved start:

- Hvis $t_A < t_1$: Beregn forskjøvet tidspunkt for siste datapunkt $t' = t_n - N_2 + N_1$. Hvis $t' \leq t_A$ startes simuleringen med interpolering mellom sistepunkt forsvøvet og først punkt med originalt tidspunkt. Hvis $t' > t_A$ blir t' justert ytterligere ved $t' = t' - N_2 + N_1$, det gjentas inntil en oppnår $t' \leq t_A$. Prosessering starter med den totale tidsforskyvningen som oppnås på denne måten.
- Hvis $t_1 \leq t_A$: I starten settes tidsforskyvningen til 0.

Underveis i simuleringen:

Hvis simuleringstidspunkt $t > t_2$ i løpet av simuleringen blir tidspunktene rotert syklisk, dvs. at det antas at data for t_1 gjentar seg for tidspunkt $N_2 + t_1 - N_1$, med tilsvarende forskyvning for senere data, dvs. at data i drivfilen for t_i også gjelder for tidspunkt $N_2 + t_i - N_1$.

A.7 Omlegging til moderne hendelsesdrevet program

Programmet tenkes bygd med tre hovedkomponenter:

1. Grafisk Windows brukergrensesnitt - programmert med C++ Builder og Visual Components Library. Denne delen av programmet håndterer oppsett av modell, tilknytning til inndata-filer og definisjon av resultatfiler. Grensesnittet kommuniserer med modellen via kall til et sett av overføringsrutiner.
2. Overføringsrutiner skrevet i ABSOFT C++. Denne komponenten tjener bare som et tynt mellomlag mellom brukergrensesnittet og selve modellkjernen.
3. Modellkjernen, skrevet i ABSOFT Fortran 90 og/eller Fortran 77, inneholder selve modell-definisjonen, inkludert den primære definisjonen av alle modellparametre og modellvariable og beskrivelse av beregningsrutinene. Data-strukturene formidles til brukergrensesnittet via overføringsrutinene. Strukturen bør tilrettelegges for å kunne kjøre modellen via objektbasert kontroll-kode i C++ (hentet fra NIVAPLANT-kode). Slik kode kan da eventuelt legges inn i mellomlaget.

Lagring og henting av modellspesifikasjoner og inndata bør helst skje i brukergrensesnittet, fordi en da kan utnytte database-mulighetene som ligger i C++Builder, I første omgang kan lesing av inndata fra separate filer gjøres i egne moduler i hovedmodellen hvis det er mest praktisk.

Iallfall to alternative programstrukturer er aktuelle:

- Overføringsrutinene og modellkjernen linkes til et dynamisk eller statisk bibliotek med C++ kall som grensesnitt. Dette biblioteket knyttes så til hoved-applikasjonen som lages i C++ Builder.
- Brukergrensesnittet, overføringsrutinene og modellkjernen lages som rutinebiblioteker, og bindes sammen i et lite hovedprogram, som er skrevet så enkelt at det kan være både et C++Builder program (for direkte debugging av grensesnittet) og et ABSOFT C++ program (for direkte debugging av overføringsrutinene og modellkjernen).
- To hele separate programmer:
 1. Et brukergrensesnitt i C++ Builder, som inneholder den delen av modellen som beskriver parameterstruktur og inn/ut data. Tar fatt i en prosjektfil hvor dette ligger lagret, og skriver ut evt. redigert oppsett tilbake til samme eller en annen fil.
 2. Modellkjernen som eget eksekverbart program, som startes med prosjektfilnavn på kommandolinjen, leser informasjon som er satt opp av brukergrensesnittet, og utfører modellkjøringen.

De to programmene kan da dele to biblioteker som utfører skriving/lesing til prosjektfil og eventuelle datafiler som skal redigeres i brukergrensesnittet. Det ene biblioteket inneholder en Fortran-modul som setter opp modellparametre (Fortran) for bruk i modellkjernen. Det andre biblioteket er i C++, og inneholder objektbasert kode for å bygge opp en beskrivelse av modellparametre til bruk i grensesnittet (for spesifikasjon av verdier) og ved lesing /skrivning av prosjektfiler.

Interaksjonen fungerer ved at koden i C++ kaller Fortran-biblioteket og ber om informasjon om modellparametre. Både brukergrensesnittet og modellkjernen kaller C++biblioteket for å få denne

informasjonen. C++-delen kan debugges begge steder, mens Fortran-delen debugges bare i modellkjernen.

På den måten blir FORTRAN-koden bare direkte kombinert med ABSOFT C++ som ligger i samme utviklingsmiljø og er fullt kompatibelt, mens koblingen mellom ABSOFT og Borlands produkter bare skjer via C++-kall og datadefinisjoner. ABSOFT C++ er pt. bare DLL-kompatibelt med Borland C++. Siste versjon av ABSOFT skal ha mulighet for å debugge DLL-biblioteker. Hvordan det kan gjøres må undersøkes.

Appendix B. Testing av modellen på observasjoner fra indre Oslofjord - Modellkjøringer for historiske og nåværende forhold

Sammenligning mellom modellresultater og observasjoner fra fjorden er gjort i tabell 2 - tabell 10. Ut fra observasjoner i tidsrommet 1987/88 til 1997/98, har middelvei, standardavvik, min- og maksverdier, samt kvartiler blitt beregnet, sammen med tilsvarende for modellresultater fra de siste 18 år av en 20 års simulering (se ovenfor). Det statistiske kravet er at modellresultatene skal ligge i samme område som observasjonene i nedre- og øvre kvartil, og dernest at middelvei og standardavvik er rimelige for de ulike variabler.

Tabellene viser at modellen beskriver temperaturforholdene bra. Saltholdigheten i overflatelaget er også rimelig, men saltholdigheten i dypvannet er for høy. Oksygenkonsentrasjonen er rimelig bra, men med for høye verdier på mellomnivåer i Vestfjorden (21 m), Bunnefjorden (21 og 41 meters dyp) og Bekkelagsbassenget (21 og 31 meters dyp), og noe for lave verdier i dypvannet i Vestfjorden.

Disse avvik må forventes å ligge også i de ulike fremtids-scenariene.

Tabell 2. Statistisk sammenligning av observerte temperaturer for 1988-98 og 18 års modell-simulerte data. Vestfjorden (Dk 1). Ca. 65 observasjoner, 220 modellresultater.

Observ./ Modell	Dyp (m)	Middel.	St.av.	Min.	Maks.	Nedre kvartil	Øvre kvartil
Obs.	1	8.5	6	-0.7	22.4	3.6	12.5
Modell	1	8.9	7.0	-1.5	22.6	2.8	14.8
Obs.	20	8.1	1.9	2.2	12.8	7	9.2
Modell	21	8.4	1.9	4.8	12.8	6.8	10.0
Obs.	40	7.7	0.9	5.7	10.5	7	8.2
Modell	41	7.6	0.9	5.6	10.2	6.9	8.1
Obs.	50	7.5	0.9	5.7	10.4	6.9	8
Modell	50	7.3	0.7	5.6	10.0	6.8	7.7
Obs.	80	7.4	1	5.6	10.4	6.7	7.8
Modell	80	6.9	0.6	5.4	8.5	6.4	7.4

Tabell 3. Statistisk sammenligning av observert saltholdighet 1988-98 og 18 års modellsimulerte data. Vestfjorden (Dk 1). Ca. 65 observasjoner, 220 modellresultater.

Observ./ Modell	Dyp (m)	Middel.	St.av.	Min.	Maks.	Nedre kvartil	Øvre kvartil
Obs.	1	25.6	3.1	18.6	30.7	22.8	27.9
Modell	1	23.7	3.5	14.0	30.9	21.7	26.3
Obs.	20	31.3	0.9	28.9	33.2	30.7	32.0
Modell	21	31.7	0.7	29.4	33.4	31.3	32.2
Obs.	40	32.5	0.5	31.7	33.8	32.1	32.8
Modell	41	33.0	0.6	31.5	34.3	32.7	33.5
Obs.	50	32.7	0.4	31.9	33.9	32.3	32.9
Modell	50	33.6	0.5	32.5	34.6	33.3	33.9
Obs.	80	32.9	0.4	32.1	34.0	32.6	33.2
Modell	80	34.1	0.3	33.3	34.7	33.9	34.4

Tabell 4. Statistisk sammenligning av observert oksygen (ml/l) for 1988-98 og 18 års modell-simulerte data. Vestfjorden (Dk 1). Ca. 65 observasjoner, 220 modellresultater.

Observ./ Modell	Dyp (m)	Middel.	St.av.	Min.	Maks.	Nedre kvartil	Øvre kvartil
Obs.	1	6.9	1.2	4.2	11.1	6.1	7.5
Modell	1	6.7	1.3	4.3	10.1	5.8	7.7
Obs.	20	3.0	0.9	1.5	6.5	2.4	3.4
Modell	21	3.5	0.7	1.9	5.8	3.0	4.0
Obs.	40	2.9	1.0	0.9	5.0	2.1	3.7
Modell	41	3.0	0.9	1.2	5.1	2.2	3.8
Obs.	50	3.0	1.2	0.7	5.2	1.9	4.1
Modell	50	2.9	0.9	1.2	4.9	2.2	3.7
Obs.	80	3.3	1.3	0.9	5.5	2.4	4.5
Modell	80	2.7	1.1	0.5	5.3	1.9	3.5

Tabell 5. Statistisk sammenligning av observert temperatur for 1988-98 og 18 års modellsimulerte data. Bunnefjorden (Ep 1). Ca. 65 observasjoner, 220 modellresultater.

Observ./ Modell	Dyp (m)	Middel.	St.av.	Min.	Maks.	Nedre kvartil	Øvre kvartil
Obs.	1	8.5	6.1	-1.5	22.9	3.9	12.9
Modell	1	8.6	7.2	-1.6	24.0	2.1	14.6
Obs.	20	7.4	1.9	1.8	11.3	6.8	8.6
Modell	21	8.3	1.5	5.6	11.3	7.0	9.7
Obs.	40	7.6	0.7	6.2	10.0	7.2	7.9
Modell	41	7.6	0.8	5.9	9.9	7.0	8.2
Obs.	50	7.1	0.6	6.5	9.7	7.1	7.9
Modell	50	7.2	0.6	6.0	9.8	6.9	7.5
Obs.	80	7.1	0.4	6.3	7.9	6.8	7.5
Modell	80	6.9	0.4	6.2	8.0	6.6	7.0
Obs.	100	7.0	0.5	6.2	7.7	6.7	7.4
Modell	96	6.8	0.4	6.2	8.0	6.5	7.0

Tabell 6. Statistisk sammenligning av observert saltholdighet 1988-98 og 18 års modellsimulerte data. Bunnefjorden (Ep 1). Ca. 65 observasjoner, 220 modellresultater.

Observ./ Modell	Dyp (m)	Middel.	St.av.	Min.	Maks.	Nedre kvartil	Øvre kvartil
Obs.	1	25.5	2.9	18	30.5	23.2	27.5
Modell	1	23.6	3.5	14.0	30.6	21.6	26.3
Obs.	20	31.0	1.0	27.9	33.0	30.5	31.8
Modell	21	31.6	0.8	27.3	33.3	31.2	32.1
Obs.	40	32.3	0.5	31.6	33.3	31.9	32.6
Modell	41	33.0	0.6	31.6	34.2	32.7	33.3
Obs.	50	32.6	0.4	31.9	33.5	32.3	32.8
Modell	50	33.6	0.4	32.7	34.4	33.3	33.9
Obs.	80	33.0	0.3	32.3	33.6	32.9	33.2
Modell	80	34.0	0.2	33.5	34.4	33.8	34.2
Obs.	100	33.1	0.3	32.5	33.6	32.9	33.3
Modell	96	34.0	0.2	33.5	34.4	33.9	34.2

Tabell 7. Statistisk sammenligning av observert oksygen 1988-98 og 18 års modellsimulerte data. Bunnfjorden (Ep 1). Ca. 65 observasjoner, 220 modellresultater.

Observ./ Modell	Dyp (m)	Middel.	St.av.	Min.	Maks.	Nedre kvartil	Øvre kvartil
Obs.	1	6.8	1.4	4.6	11.4	5.9	7.5
Modell	1	6.7	1.4	3.5	10.3	5.7	7.6
Obs.	20	2.1	1.3	0.4	7.2	1.3	2.3
Modell	21	3.0	0.7	1.7	5.0	2.5	3.4
Obs.	40	1.3	0.8	0.3	3.5	0.7	1.8
Modell	41	2.3	0.7	0.7	4.3	1.7	2.8
Obs.	50	1.5	0.8	0.3	3.7	0.8	2.0
Modell	50	1.9	0.7	0.5	3.9	1.2	2.5
Obs.	80	0.7	1.0	-0.88	3.7	0.1	1.1
Modell	80	0.5	1.2	-2.8	3.9	0.1	1.1
Obs.	100	0.4	1.1	-1.5	3.7	-0.1	0.7
Modell	96	0.3	1.5	-4.3	4.0	0.0	1.1

Tabell 8. Statistisk sammenligning av observert temperatur fra 1987-97 og 18 års modellsimulerte data. Bekkelagsbassenget (Cq 1). Ca. 65 observasjoner, 220 modellresultater.

Observ./ Modell	Dyp (m)	Middel.	St.av.	Min.	Maks.	Nedre kvartil	Øvre kvartil
Obs.	1	10.9	7.2	-0.9	23.6	4.1	17.9
Modell	1	8.5	7.1	-1.6	23.8	2.3	14.2
Obs.	20	7.5	1.7	2.0	10.7	6.8	8.7
Modell	21	8.3	1.5	5.6	11.2	7.0	9.7
Obs.	30	7.5	1.0	5.1	9.4	6.9	8.3
Modell	31	8.0	1.1	5.9	10.5	7.2	8.8
Obs.	40	7.6	0.7	6.2	9.4	7.1	8.1
Modell	41	7.5	0.6	6.2	9.2	7.1	7.9
Obs.	50	7.5	0.6	6.4	9.3	7.0	8.0
Modell	50	7.2	0.4	6.3	8.3	7.0	7.5
Obs.	60	7.5	0.6	6.2	9.3	7.0	7.9
Modell	60	7.2	0.4	6.3	8.3	7.0	7.5

Tabell 9. Statistisk sammenligning av observert saltholdighet 1987-97 og 18 års modellsimulerte data. Bekkelagsbassenget (Cq 1). Ca. 65 observasjoner, 220 modellresultater.

Observ./ Modell	Dyp (m)	Middel.	St.av.	Min.	Maks.	Nedre kvartil	Øvre kvartil
Obs.	1	23.8	3.8	15.9	30.4	21.1	26.9
Modell	1	23.9	3.3	14.8	30.5	21.8	26.4
Obs.	20	31.1	1.0	27.9	33.2	30.5	31.8
Modell	21	31.6	1.0	24.5	33.3	31.1	32.1
Obs.	30	32.0	0.5	31.0	33.2	31.5	32.4
Modell	31	32.3	0.6	29.6	33.7	32.0	32.7
Obs.	40	32.3	0.4	31.5	33.3	31.9	32.6
Modell	41	33.0	0.4	32.0	33.9	32.7	33.3
Obs.	50	32.6	0.4	31.8	33.4	32.2	33.0
Modell	50	33.4	0.4	32.4	34.0	33.1	33.7
Obs.	60	32.6	0.4	31.5	33.4	32.3	33.0
Modell	60	33.4	0.4	32.4	34.0	33.2	33.7

Tabell 10. Statistisk sammenligning av oksygen (ml/l) 1987-97 og 18 års og modellsimulerte data. Bekkelagsbassenget (Cq 1). Ca. 65 observasjoner, 220 modellresultater.

Observ./ Modell	Dyp (m)	Middel.	St.av.	Min.	Maks.	Nedre kvartil	Øvre kvartil
Obs.	1	6.6	1.5	2.8	10.5	5.7	7.5
Modell	1	6.7	1.4	3.4	10.3	5.7	7.6
Obs.	20	2.0	1.4	0.5	6.9	1.2	2.3
Modell	21	2.9	0.8	1.7	6.0	2.4	3.4
Obs.	30	1.3	0.8	0.2	3.7	0.8	1.7
Modell	31	2.5	0.7	1.1	4.6	1.9	3.0
Obs.	40	0.8	0.8	-0.7	3.2	0.2	1.3
Modell	41	1.3	0.7	0.3	3.2	0.7	1.7
Obs.	50	0.0	1.5	-5.3	3.2	-1.1	0.6
Modell	50	0.1	1.3	-4.3	2.9	-0.3	0.8
Obs.	60	-0.3	1.7	-3.8	3.3	-1.7	0.8
Modell	60	-0.6	2.0	-7.2	3.1	-1.5	0.3

Appendix C. Turn-overs in the Iddefjord

By Sherrill Lingel

C.1 Introduction

Results from field work collected in Iddefjorden (Figure 1) in November 1997 are presented in this document. Field measurements were conducted on the 14th and 21st of November. The results are broken down into three sections, one for each data set.

The data analyzed were taken using an Ocean Sensors (OS200) probe which measures conductivity-temperature-depth (CTD). The probe was weighted such that it would free fall at a velocity of approximately 1 m/sec. The sampling rate was about 110 Hz, which gives a resolution of about 1 cm.

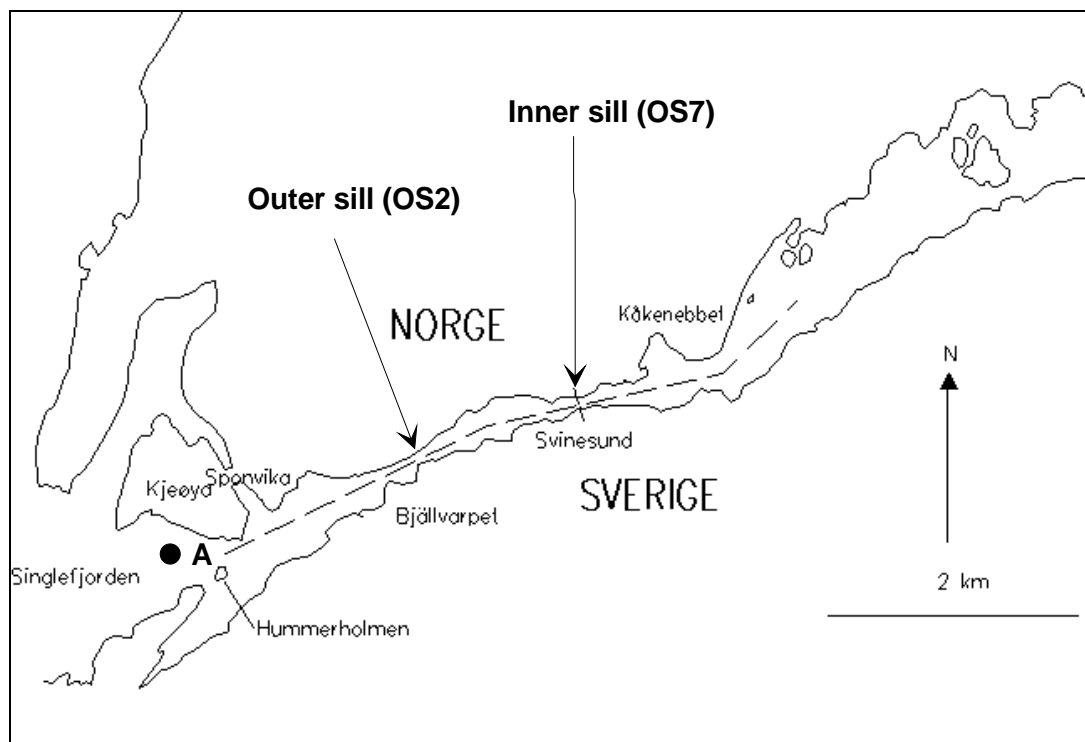


Figure 1. A map of the Iddefjord.

C.2 Observations from 14. November 1997 - high frequency CTD.

Two sets of data were collected on 14 November 1997. The first set looked at the near-field mixing by the two sills in the Iddefjord on a rising tide (figure 2) The outer sill is located at station OS2 and the inner sill is located at station OS7. Station OS1 was taken offshore of the ocean-side lighthouse near Bakerovnen. All longitudinal distances are measured from this location (where into the fjord is the positive direction). Profiling times, depths and locations are listed in Table 1. Note that station A is from the “low frequency” CTD station.

Table 1. Profiling times, depths and locations 14 November 1997

Station Name	Time of profile	Echo Depth	Distance from OS1
A	11:41	33 m	-2125 m
OS1	11:45	16 m	0 m
OS2	11:48	10 m	120 m
OS3	11:50	21 m	260 m
OS4	11:54	29 m	890 m
OS5	11:58	17 m	1140 m
OS6	12:01	13 m	1260 m
OS7	12:03	10 m	1370 m
OS8	12:05	12 m	1405 m
OS9	12:09	21 m	1460 m
OS10	12:12	25 m	1600 m
OS11	12:16	23 m	1810 m

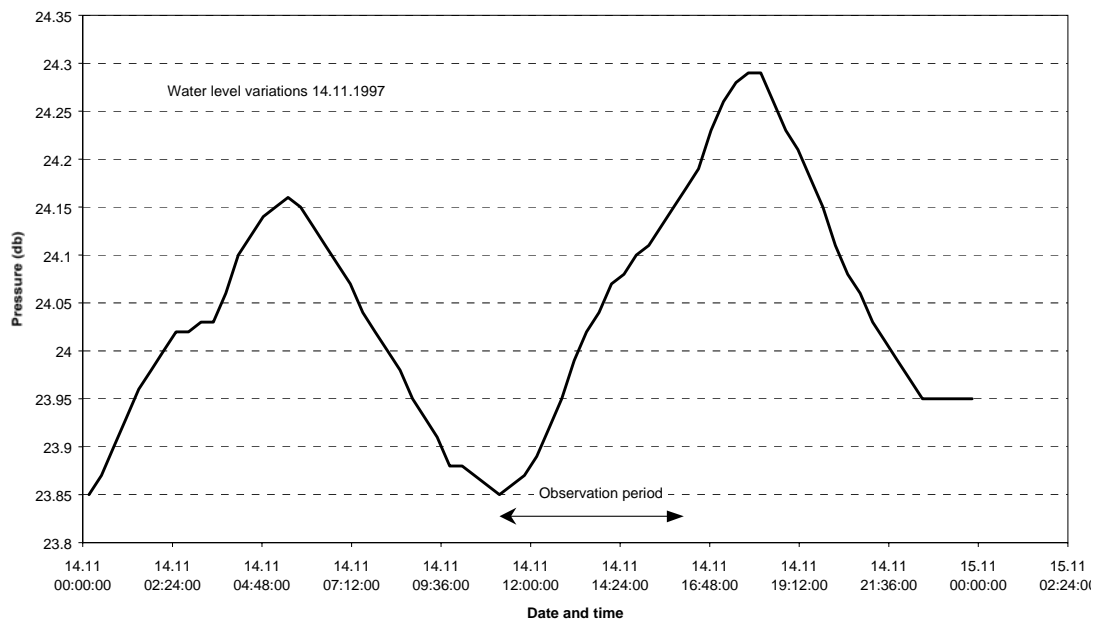


Figure 2. Tidal variations 14.11.1997. (data from ADP at ca. 24 m depth).

Figure 3 shows large mixing overturns near the sill. Note stations OS3, OS8 and OS9 are on the basin side of each sill. Large gravitational instabilities can be seen at these locations. Upstream (further into the fjord) from these stations, mixing has decreased in the lower portion of the water column. However, in the upper part (top 7 m), there are steps within the density profiles.

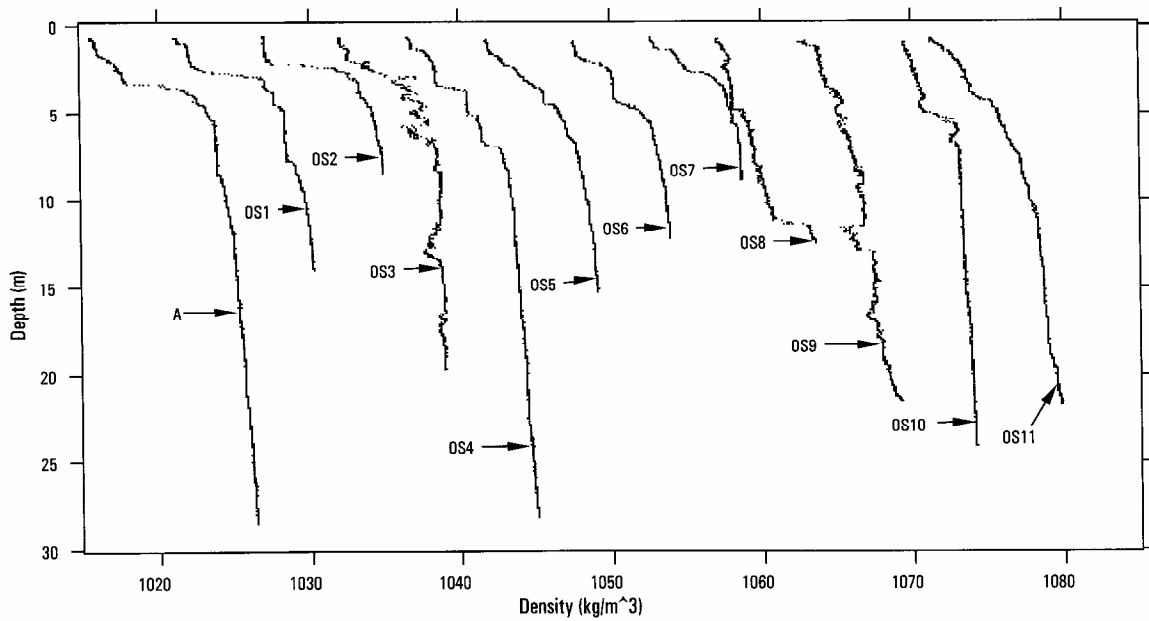


Figure 3. Density profiles where they are offset from the profile at station A in 5 kg/m³ increments.

The sills are located at 120 m and 1370 m from the origin (i.e. station OS1). Note the bending of the constant density contours between stations OS7 and OS10 in Figure 4. This phenomenon is indicative of a large overturn or a hydraulic jump in this area. The velocity data in this region would be very interesting to see. A similar, but less dramatic trend is seen between stations OS2 and OS3. It might prove informative to sample at several more stations in this region.

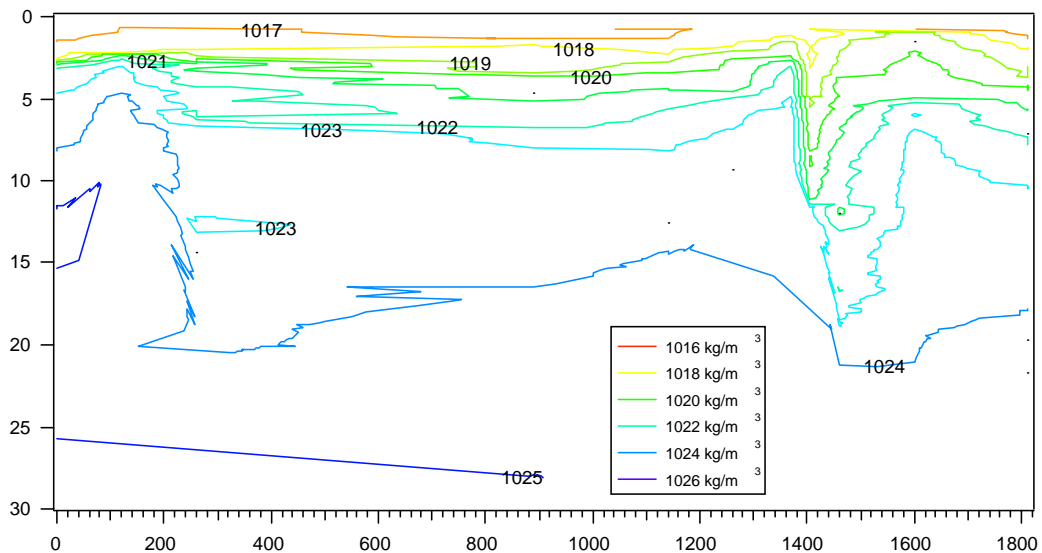


Figure 4. Contour plot of density starting at location OS1 to OS11. The stations are marked with dotted lines.

Thorpe (1977) first quantified an overturning length scale when he observed turbulence in a Scottish loch. Thorpe compared an observed density profile with another constructed by rearranging the original profile to form a stable profile. For example, assume a density profile with n samples of density ρ_n observed at depth z_n . In order to create a stable profile, the fluid particle at depth z_n needs to be moved to z_i . The vertical displacement, l , measures the distance that a fluid particle must be moved from its observed location to its monotonically stable profile. In this case, $l = z_n - z_i$. The root-mean-square (r.m.s.) of the displacement, $\delta_T = (l^2)^{1/2}$ then gives a vertical scale for the displaced distance of a gravitationally unstable fluid parcel. The r.m.s. displacement has since been called the Thorpe scale and the Thorpe fluctuation, $\rho' \equiv \rho_n - \rho_i$.

The amount of potential energy available for kinetic energy use is represented by in the Available Potential Energy of the Fluctuation (APEF). The APEF is defined as

$$\text{APEF} = \frac{g}{n\rho_0} \sum_{i=1}^n z_i \rho_i'$$

where ρ_0 is the average water density and $\rho_i' = \rho_n - \rho_i$ is the ‘‘Thorpe fluctuation’’. The summation is over a complete overturn. Theoretically, the APEF is similar to the APE except that the non-overturning internal-wave potential energy is eliminated.

The Thorpe displacements (or l) give an indication about where in the water column mixing and instabilities are occurring (See Figure 5). At station OS3, just 140 m upstream of the outer sill, mixing occurs throughout the water column. The development of instabilities is seen between stations OS8 and OS9. A general conclusion that can be drawn is that intense mixing with large overturns (i.e. with r.m.s. greater than 1 m) occur just inside of the sill. Note that this phenomena happens during this part of the tidal cycle and the barotropic effects should modify this behavior.

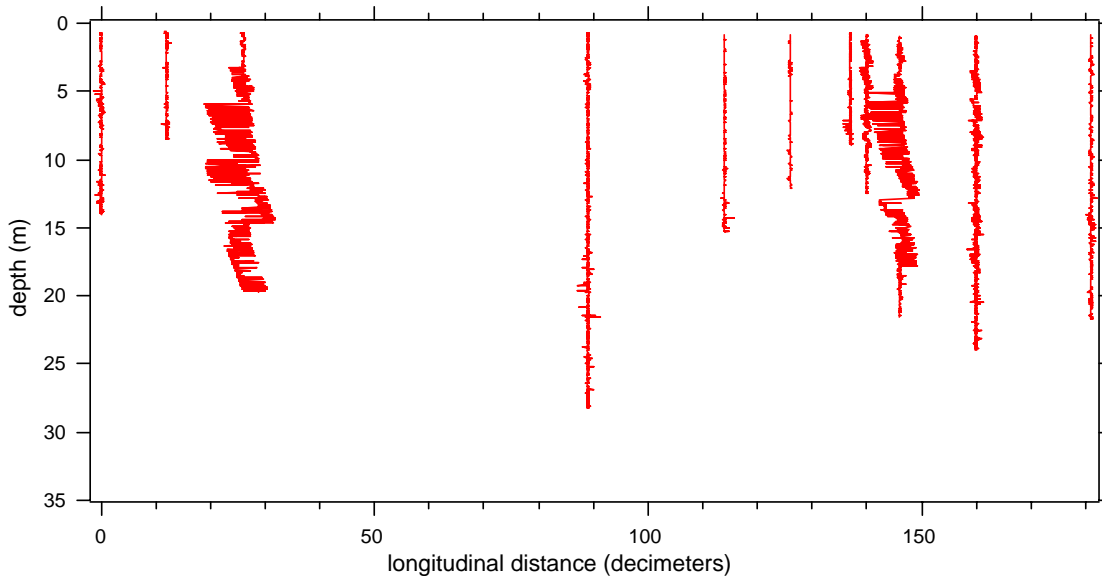


Figure 5. Thorpe displacements at stations OS1 through OS11.

Thorpe scales and APEF values are shown in Figure 6. The large energetic overturns occur at stations OS3 and OS9 and are in the lower portion of the water column. We need the velocity data to validate this but, it appears that as the oceanic water intrudes over the sill, it cascades down the sloping bottom

and either an internal hydraulic jump or an accelerated shear layer occurs where large overturning motions are generated.

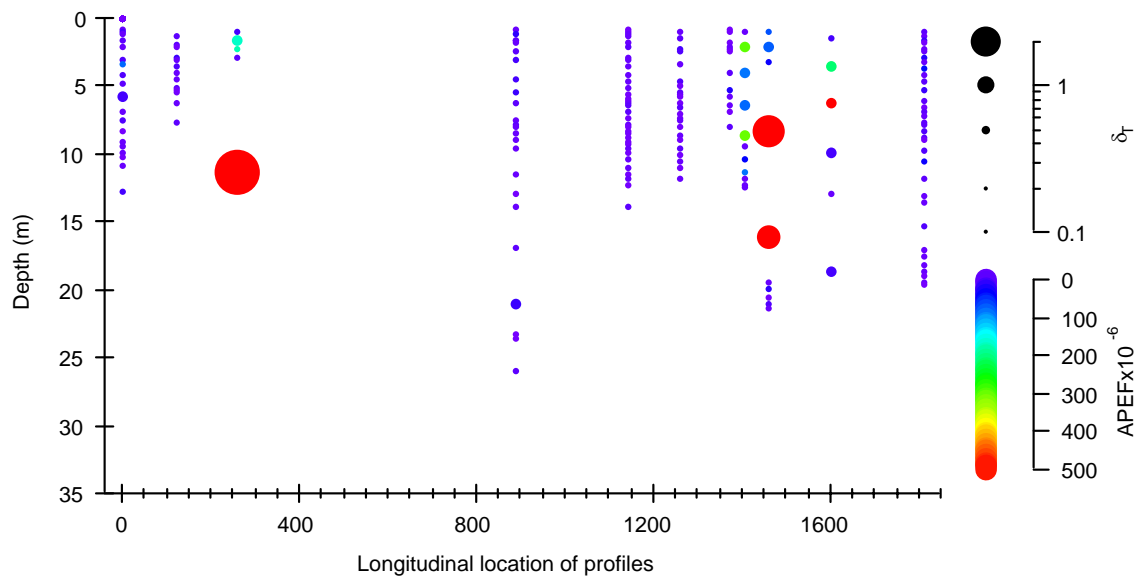


Figure 6. Thorpe scales and APEF values for the profiles taken in Iddefjorden. The APEF or energy is represented by the color of the circle (kg m/sec^2) and the Thorpe scale is represented by the size of the circle (m).

It would be informative to look at these stations throughout the tidal cycle to examine the barotropic variations of this behavior. Even with this data set, along with the other data collected on this day (i.e. ADP, T-S chains, water surface elevation), interesting details can be uncovered of this observed phenomena.

C.3 Observations from 14. November 1997 - low frequency CTD.

The purpose of the second data set was to look at the energy dissipation through the system, i.e. from the sills to the inner portion of the fjord. The stations are based on CTD stations (figure 7 and are listed in Table 2.

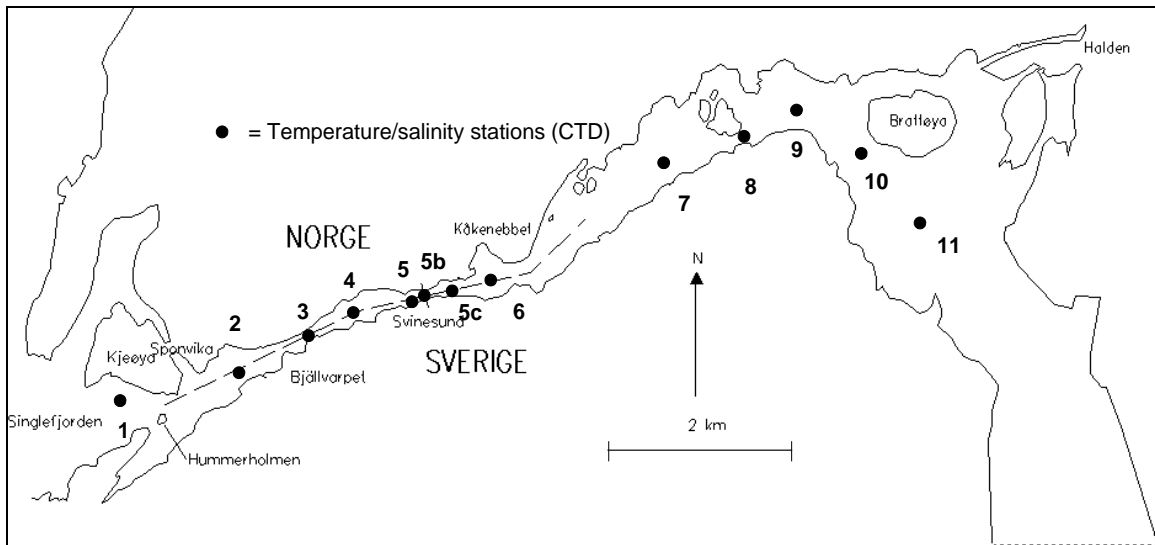


Figure 7. Low frequency CTD-stations 14 November 1997.

Table 2. List of profiles with their locations, time and echo sounder depths.

Station	Time	Echo Depth
2	13:50	31 m
3	13:58	11 m
4	14:10	29 m
5	14:08	11 m
5b	14:21	18 m
5c	14:39	25 m
6	14:55	39 m
6b	15:00	40 m
7	15:17	36 m
9	15:32	37 m
12	16:10	33 m
12	16:12	33 m

The density profiles (figure 8) show a ‘clean’ two-layer exchange at the first sill (stations 2 - 4) as seen in Figure 1. There appears to be instabilities in the upper 5 meters of the water column in the proximity of the inner sill (stations 5 - 5c). The profiles of stations 7-12 show the fresher surface water from within the fjord propagating toward the ocean.

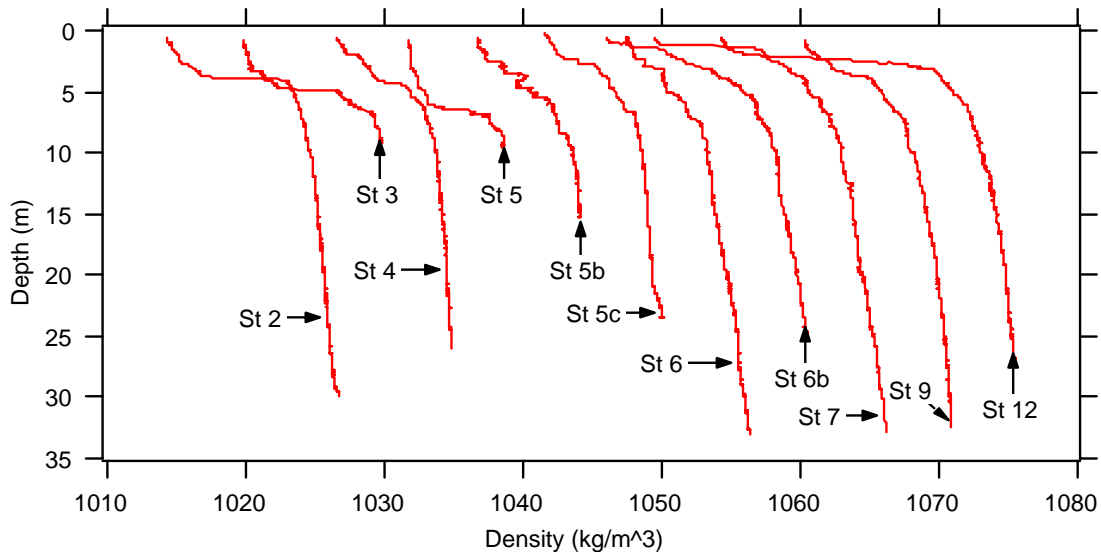


Figure 8. Density profiles for the second data set of 14 Nov. 1997. Profiles are offset from the first one at station 2 in 5 kg/m³ increments.

The contour plot (figure 9) shows a surface layer of fresh water originating from within the fjord. By station 6b, the fresh surface layer meets the intruding oceanic water. The contour lines between station 6b and station 12 are indicative of a surface gravity current. The density contours near the sills (station 3 for the outer sill and stations 5 and 5b for the inner sill) have a similar bending pattern as the previous data set of the day (see Section 1). The effects of the tidal variation can be studied by comparing these two data sets.

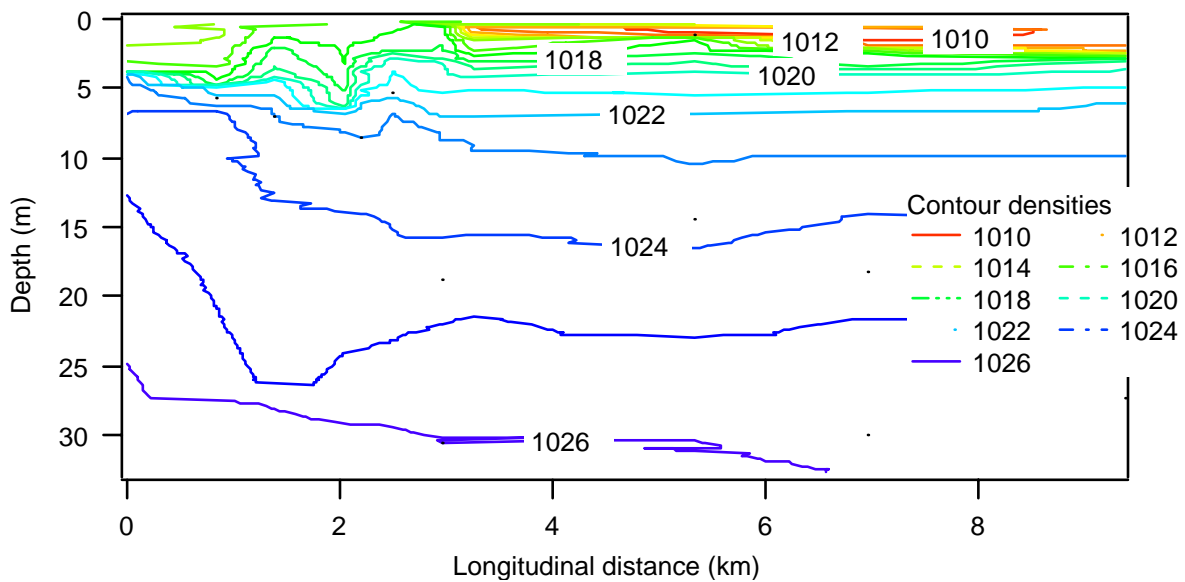


Figure 9. Contour plot of density starting at station 2 to station 12. The stations are marked with dotted lines.

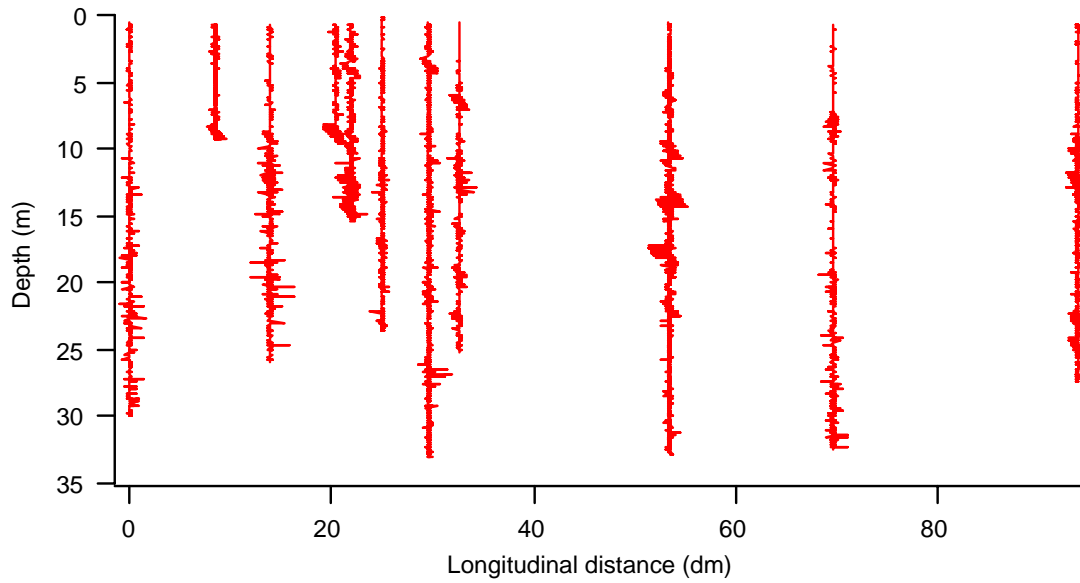


Figure 10. Thorpe displacements are shown for the various stations listed in Table 1.

Mixing is again seen near the two sills (figure 10 and 11). However, it is not as strong as in the previous data set (figure 5). Also, note at station 5b, the overturns are located higher up in the water column than in the previous set. The first set was taken near high tide and now the oceanic intrusion is receding such that mixing occurs closer to the sill now.

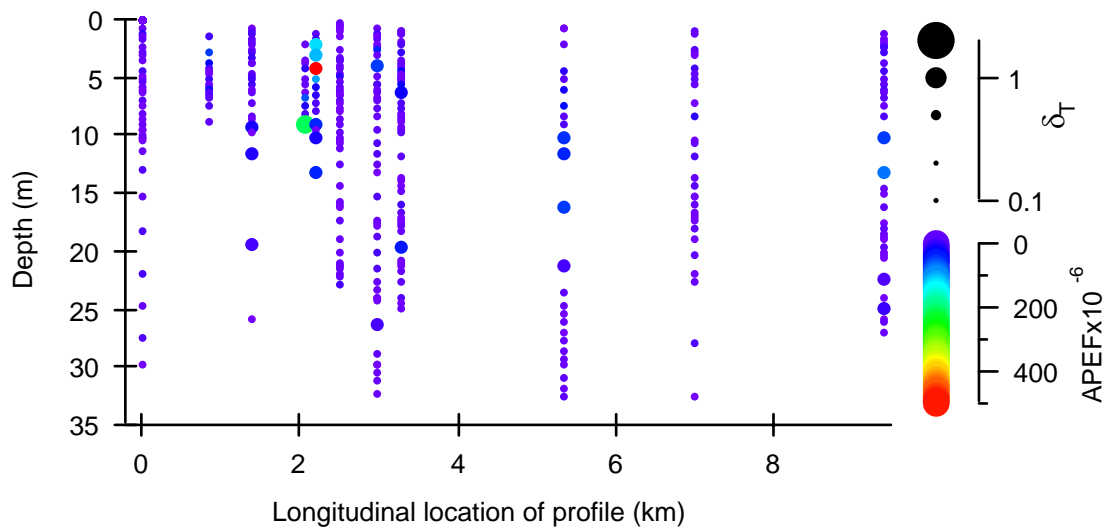


Figure 11. Thorpe scales and APEF values for the profiles taken in Iddefjorden. The APEF or energy is represented by the color of the circle (kg m/sec^2) and the Thorpe scale is represented by the size of the circle (m).

C.4 Observations from the 21. November 1997.

The third data set was collected on 21 November 1997. The purpose was to study the near-field mixing during a different time in the tidal cycle than the previous measurement (Section 1). Stations are labeled as in Section 1. The tide turned from high to low water (figure 12). The density profiles are in figure 13, the contours in figure 14 and a closer look at the surface in figure 15, the Thorpe displacement in figure 16 and the Thorpe scales in figure 17.

Table 3. List of profiles with their locations, time and echo sounder depths.

Station	Time	Echo Depth
OS0	10:59	33 m
OS1	11:07	13 m
OS2	11:10	10 m
OS3	11:15	14 m
OS4	11:20	16 m
OS5	11:22	21 m
OS6	11:25	31 m
OS7	11:29	21 m
OS8	11:32	13 m
OS9	11:35	12 m
OS10	11:39	17 m
OS11	11:43	25 m

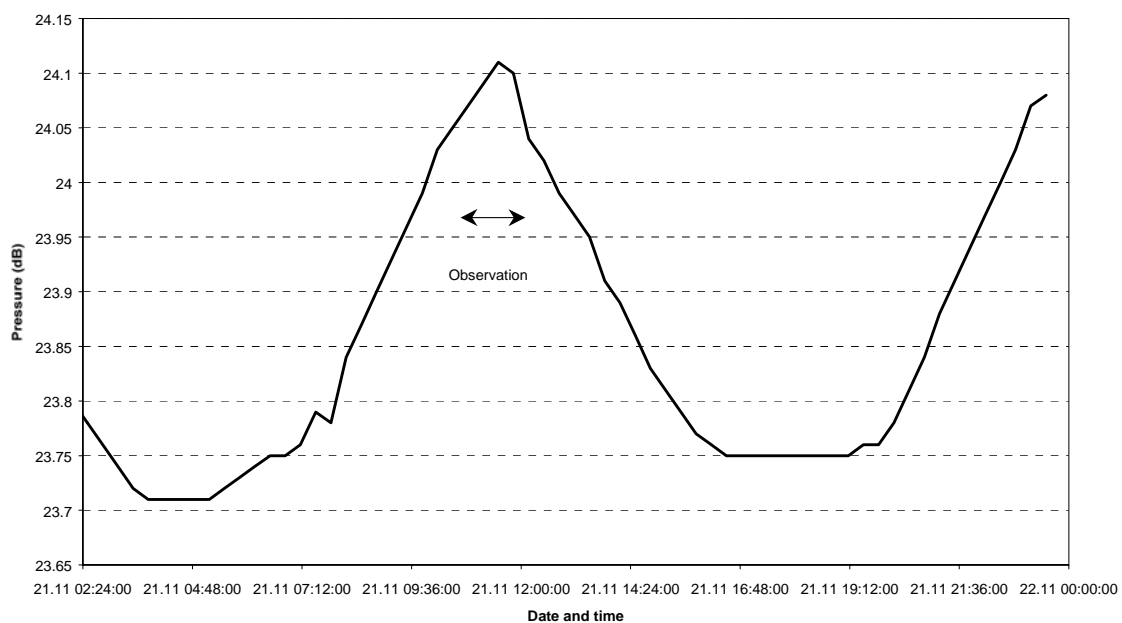


Figure 12. Tidal variations 14.11.1997. (data from ADP at ca. 24 m depth).

Unfortunately, profiles did not start too near the water surface so that important data was missed. One can still see the location of the surface water exiting the fjord basin. But, important mixing information is lost. We do see that the mixing is less during this portion of the tidal cycle than the tidal cycle time in Section 1.

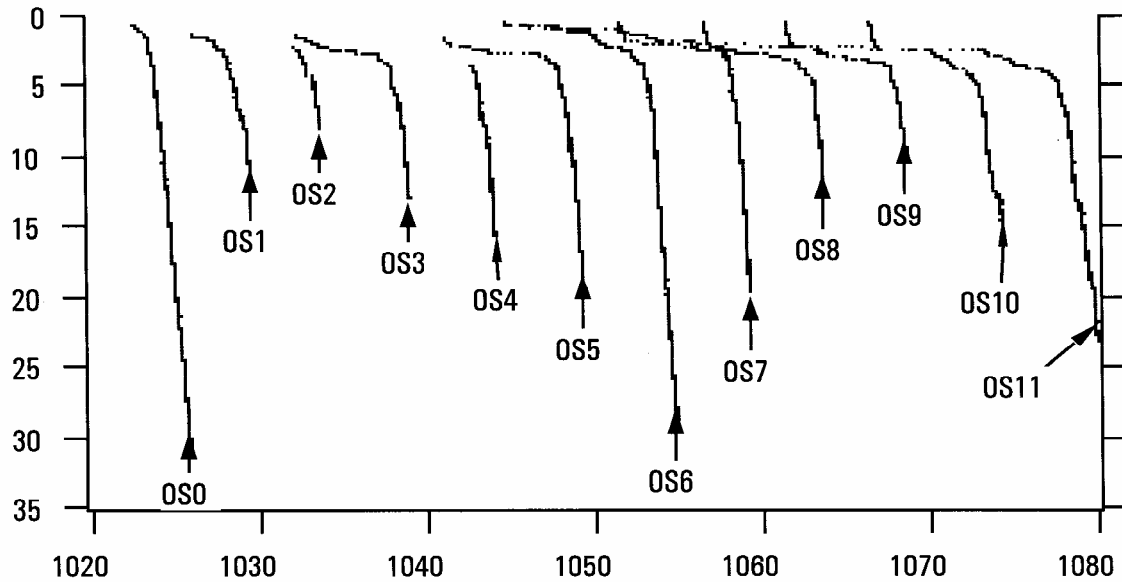


Figure 13. Density profiles are offset in 5 kg/m^3 increments from the first profile at station OS0.

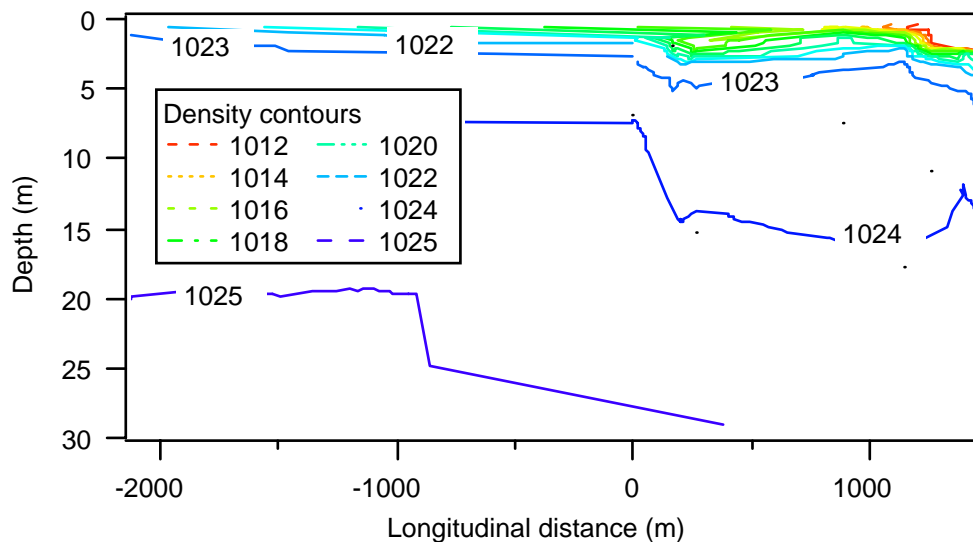


Figure 14. Density contours showing the fresh water outflow near the surface.

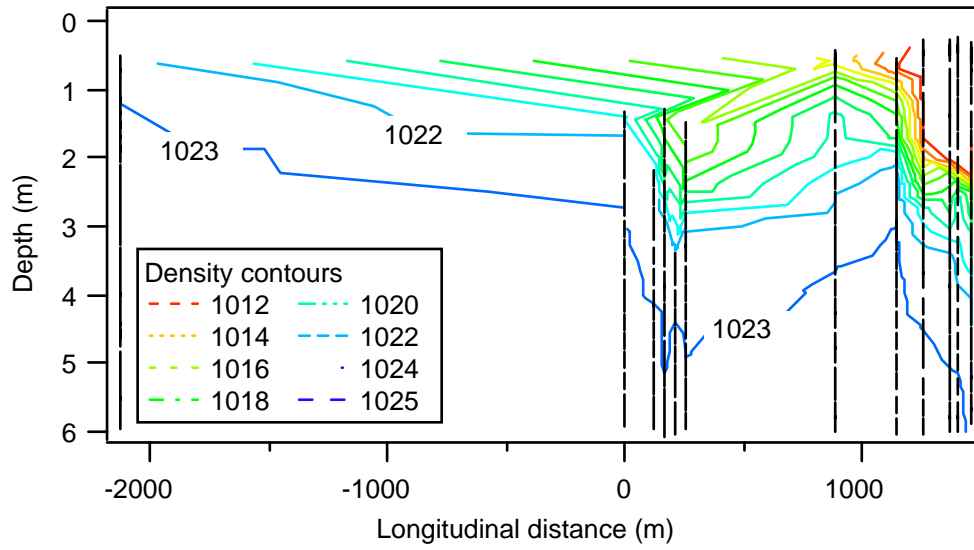


Figure 15. Density contours

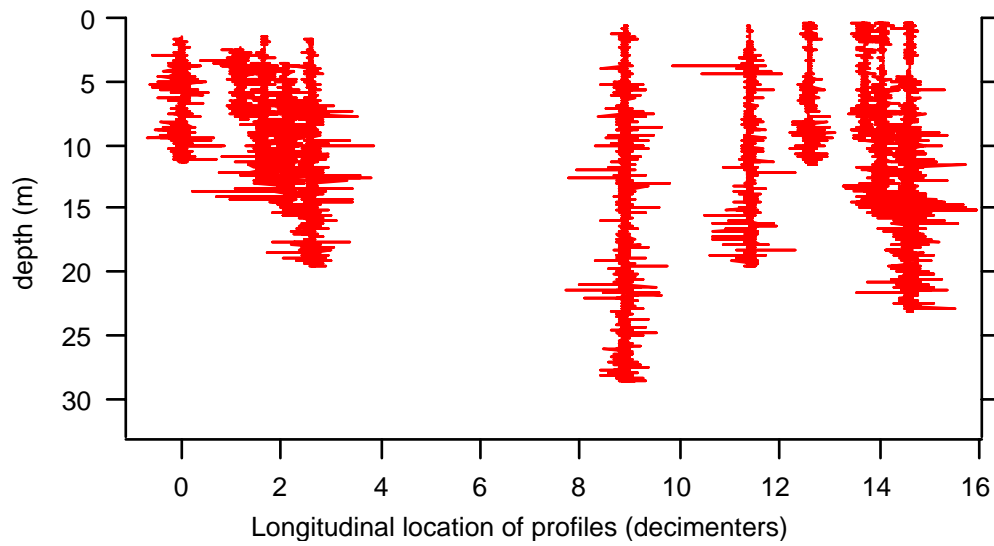


Figure 16. Thorpe displacements for the density profiles.

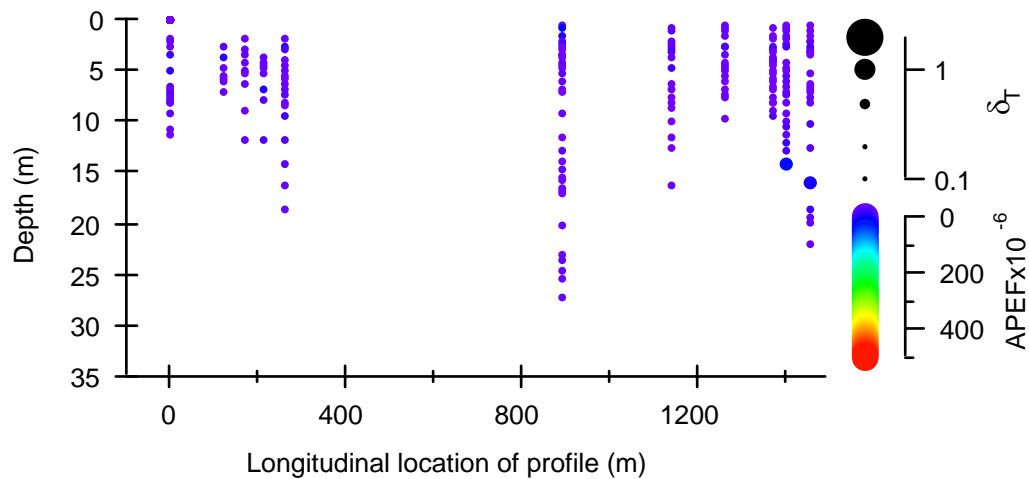


Figure 17. Thorpe scales and APEF values for the profiles taken in Iddefjorden. The APEF or energy is represented by the color of the circle (kg m/sec^2) and the Thorpe scale is represented by the size of the circle (m).

Conclusions.

Field observations from the Iddefjord has shown the occurrence of instabilities in the vicinity of the sills, thus an important explanation for the mixing of the basin water in the Iddefjord. The obvious driving force in this case was the tidal wave. This will be of importance to include in the further development of model description of water exchange across sills.

Litterature.

Thorpe, S. A., Turbulence and mixing in a Scottish loch. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 286, 125-181, 1977.

Appendix D. Opplegg for beregning av massebudsjett for dypbassenger.

D.1 Innledning

Beregningsopplegget er basert på at en har topografiske data (dyp/areal) og hydrografiske data for et avstengt basseng. Det beregner da akkumulert mengde under gitt dyp som funksjon av tid for en eller flere stoffer som er beskrevet med konsentrasjonsdata. Ut fra slike mengdeberegninger for konservative stoffer (spesielt saltholdighet, evt. også temperatur) plukkes det ut perioder hvor det ser ut til å ha vært stagnante forhold, dvs. i perioder mellom dypvannsutskiftninger, hvor det bare har skjedd langsom vertikalblanding. Det brukes til å beregne blandingskoeffisienter for vann for slike perioder. Ved å bruke blandingskoeffisientene på konsentrasjonsdata for andre stoffer, og kombinere det med variasjoner i akkumulert mengde for disse stoffene, får en anslått reelt forbruk eller produksjon, korrigert for vertikalblanding. Slike korrigerede tall for omsetning kan gi et bedre bilde av tidsutviklingen f.eks. knyttet til forurensningsbelastninger.

D.2 Hovedelementer

Beregningsopplegget består av to hovedkomponenter:

- En ACCESS database, med et skjermbilde hvor en velger tabeller for data og tabell for lagring av resultater skal lagres, avgrensar tidsrom og starter beregningen.
- Et DLL-bibliotek bygget med ABSOFT FORTRAN som kalles fra ACCESS-basen, utfører beregningen og sender resultatet tilbake til ACCESS-basen på forespørsel derfra.

I tillegg finnes et FORTRAN testprogram til å prøvekjøre DLL-biblioteket som ledd i utprøvingen av beregningskoden. Det kompiles da som statisk bibliotek, eller som en del av det prosjektet som bygger testprogrammet.

D.3 Innhold i ACCESS_basen

ACCESS-basen inneholder disse aktive elementene:

- Skjermbilde *f_Run_Calculation*. Tilhørende klasse-modul sørger for automatikken i skjermbilde, og ved trykk på knappen *Run* kjøres en Event Procedure som via et kall til modulen *CalculateMassbudget* kjører beregningen.
- Modul *CalculateMassbudget*. Denne modulen inneholder en subrutine *DoMassBudget* som kalles fra skjermbilde *f_Run_Calculation* ved klikk på OK-knappen. Modulen kjører Queries for å hente ut data i følge spesifikasjonene i skjermbildet, sender dem til DLL-biblioteket via subrutinekall, og kaller så en subrutine i DLL_biblioteket som utfører beregningene. Deretter hentes resultatene tilbake, også via subrutinekall, og lagres som en ny tabell i ACCESS-basen.

I tillegg forutsettes ACCESS-basen i denne foreløpige versjonen å inneholde de data som skal brukes i beregningen, og vil også etterpå inneholde resultatene. Det kan gjøres til en ACCESS add-in som opererer på en åpent separat ACCESS-base som inneholder datatabellene.

Krav til data-innhold i basen er:

- Et sett av dataposter (ACCESS-tabell eller query) som inneholder hydrografiske data, med en post pr. kombinasjon av stasjon, dato og dyp. De ulike konsentrasjoner av stoffer eller egenskaper som skal inngå i beregningen må finnes som forskjellige variable eller kolonner i dette settet av

dataposter, selvsagt i tillegg til kolonner for stasjon, dato og dyp. Beregningen gjøres for en stasjon, som skal representere gjennomsnittsforkhold i et basseng med definert topografi.

- Et sett av dataposter (ACCESS-tabell eller query) som inneholder en liste over horisontalt areal med en post pr. stasjon og dyp. Listen for valgt stasjon hentes ut og sorteres etter dyp, og det forutsettes monotont avtagende areal med økende dyp; dette skal beskrive topografien i det bassenget hydrografidata gjelder for.

Databasen kan godt inneholde flere definisjoner av datasett, og kan også inneholde andre typer data. Det stilles ingen bestemte krav til navn på tabeller eller felter i tabeller eller queries.

D.4 Brukergrensesnitt

Når basen er forberedt som beskrevet ovenfor, kan en åpne skjermbildet *f_Run_Calculation*. Det ser i utgangspunktet ut som vist nedenfor:

I starten er bare noen av feltene aktive, som vist ovenfor. Det første som normalt gjøres er å velge tabeller eller queries på venstre og høyre side, for hhv. hydrografiske og topografiske data, med de to valgfeltene (kombo-bokser) som finnes ved siden av hverandre øverst i vinduet i hvert sitt panel i, under tekstene **Table or query with hydrographic data** og **Table or Query with Depth/Area description**. Begge vil vise den komplette listen over tabeller og queries, og det er brukerens ansvar å velge meningsfylt og riktig.

Når en har valgt datakilder, aktiveres underliggende felt for valg av variable av forskjellig type; de listene hvor en kan velge flere variable fylles automatisk ut med de feltene som er definert i de valgte tabeller eller queries, som vist nedenfor. Et forslag til tabellnavn for resultatene settes inn nederst til høyre; det kan fritt bytte ut eller endres før beregningen kjøres.

På høyre side skal det angis hvilke tabellfelt som inneholder hhv. stasjon, dyp og areal for de topografiske data.

På venstre side skal det angis felt for stasjon, dato (evt. separat for år, måned og dag) og for dyp. Deretter skal en angi hvilken variabel som skal være den primære konservative variabelen, som vertikalblandingen skal beregnes ut fra. Det vil som regel være saltholdighet.

I tillegg er det anledning til å angi et sett av sekundære konservative variable som brukes som kontrollvariable. En tids-periode aksepteres som stagnant bare hvis endringene i disse variablene ikke avviker for mye fra det en ville få ut fra beregnet vertikalblanding.

Hvis en eventuell variabel for tetthet (Density) vil spille en spesiell rolle; en periode forkastes som stagnant hvis tettheten på gitt dyp øker over tid.

Endelig kan velges en eller flere variable som en vil anslå forbruk eller produksjon av for stagnante perioder.

Rett under de to feltene for valg av datakilder finnes to knapper med tekst **Guess by name**. De er lagt inn for å gi litt raskere valg av rett variabel dersom brukeren ønsker det, og har valgt vanlige navn på ulike informasjonselementer. Klikk på knappen vil medføre at feltene hvor bare ett felt skal velges fylles inn ut fra variabelnavn/kolonnenavn i datasettene hvis mulig. Hvis det f.eks. finnes et felt med navn stasjon, station, stcode, stacode, stkode (uansett store eller små bokstaver), vil det bli antatt at dette er stasjonsfeltet, finnes et felt med navn som begynner på depth eller dyp, eller som heter Z, vil

det bli satt inn som dyp. De valgene som kommer opp er bare forslag, og kan selvsagt endres ved manuelle valg, eventuelt strykes hvis det gjelder ting som er valgfrie.

Som eksempel kan vises resultatet av å klikke på begge de to knappene etter å ha valgt tabeller som vist i skjermbildet foran. Det blir da fylt ut som i bildet nedenfor. Tabell-feltene **STASJON**, **dato**, **DYP** og **SALINITET** og **Sigma-t** er gjenkjent og satt inn på rett plass i komboboksene i venstre panel for hydrografidata. Feltene **Stasjon**, **Dyp** og **Areal (km2)** er gjenkjent i topografitabellen. Samtidig blir listen over stasjonsnavn som finnes i begge de to tabellene vist i boksen med overskrift **Select Stations**. Det kan være bare et utvalg av de stasjonene som finnes i hver av de to datakildene; i skjermbildet nedenfor er det bare en stasjon BC1.

The screenshot shows a Microsoft Access window titled "Microsoft Access - [Deep-water mass budget calculation]". The window contains a form with the following sections:

- Table or query with hydrographic data:**
 - Table: q_FrierfjordData
 - Select fields: Guess by name
 - Station: STASJON
 - Date: dato
 - Depth: DYP
- Table or Query with Depth/Area description:**
 - Table: Arealer Frierfjorden
 - Select fields: Guess by name
 - Station: Stasjon
 - Depth: Dyp
 - Area: Areal (km2)
- Conservative variables - for calculating mixing:**
 - Primary: SALINITET
 - Secondary, for checking consistency: STASJON, dato, DYP
 - Density: Sigma-t
- Variables with possible consumption or production:**
 - STASJON, dato, DYP, SALINITET, TEMP, O2-ekv
- Select stations:**
 - BC1
- Time period (optional):**
 - From: [] []
 - To: [] []
- Required max. depth of profiles:** []
- New or existing table for results:**
 - q_FrierfjordData_Budget
- Buttons:** Run, Close
- Radio buttons:**
 - Write to Binary test file
 - Run DLL and get results back

En kan nå justere de valgene som er gjort, og dessuten velge en eller flere variable i multivalg-listene (**Conservative variables/ Secondary** og **Variables with possible consumption or production**).

Deretter merkes en stasjon i boksen Select stations. det må gjøres for å få gjort en beregning.

Det er også anledning til å angi tidsperiode for hydrografidata i panelet til høyre for denne boksen, data før og etter blir da ikke tatt med.

En kan også spesifisere at bare dypprofiler som går minst ned til et visst dyp skal tas med i beregningen. Beregningsopplegget er først og fremst beregnet på å beregne massebudsjett for avstengte dypbassenger, og hvis hydrografidata f.eks. inneholder mange overflateobservasjoner innimellom dyp-profilene, kan de kuttes ut på denne måten, slik at bare de reelle dyp-profilene blir med. Hvis ikke, blir beregningene dominert av interpolerte data, og kan gi et galt inntrykk av tidsoppløsning og pålitelighet.

Når en er fornøyd med valgene, startes kjøringen ved å klikke på knappen **Run**. Til venstre for denne knappen kan en velge mellom to alternativer: Enten bare skrive data ut på en binær testfil som senere kan brukes av testprogrammet som ble nevnt ovenfor⁷, eller virkelig gjøre beregningene i DLL-biblioteket, ved å kalle opp funksjonene i der for å sende over data, få gjort beregningene og sendt resultatene tilbake til ACCESS-basen for senere inspeksjon og evt. presentasjon.

I alle fall vil det i ACCESS-basen først kontrolleres om spesifikasjonene er tilstrekkelige, så settes det opp queries for å hente ut data av tabellene i følge spesifikasjonene, og deretter kalles en modul som får utført selve beregningen.

Hvordan beregningene gjøres, beskrives nærmere i etterfølgende kapitler.

D.5 Gangen i beregningene

D.5.1 Overføring av data til DLL-biblioteket

Fra ACCESS-basen til DLL-biblioteket sendes over følgende informasjon, i angitt rekkefølge:

1. Data-dimensjoner, dvs. antall dyp i topografi-tabellen, antall dyp og antall datoer i hydrografidata, antall målepunkter i hydrografidata (dvs. antall kombinasjoner av dyp og tid), samt antall variable som skal brukes.
2. Topografi (liste over dyp og arealer)
3. Alle dyp som inngår i de hydrografiske data
4. Alle datoer som inngår i de hydrografiske data
5. Alle dataposter i de hydrografiske data, definert ved dyp, dato og hele settet av variable. Her er det ingen bestemte krav til rekkefølge, og det er heller ikke nødvendig at det finnes data for alle kombinasjoner av dyp og datoer som er definert i følge punkt 3 og 4.

D.5.2 Beregninger av massebudsjett

DLL-biblioteket setter opp nødvendige arbeidsbuffer, ut fra angitte data-dimensjoner.

Data mottas og settes inn i tabellene. Listen over dyp og listen over datoer definerer til sammen en dyp*dato-matrise. Hver mottatt datapost plasseres på rett plass i en slik matrise. Når alle data er overført, kan det være kombinasjoner uten data; da interpoleres det innen visse begrensninger for å fylle ut matrisen. Der det er for lite grunnlag for å interpolere, blir matrisene stående med hull, og resultatene som gis ut vil ha manglende verdier tilsvarende dette.

Beregningen tar utgangspunkt i at den naturlige vertikale transporten mellom lagene i et basseng i prinsippet kan beskrives ut fra den generelle ligningen for en-dimensjonal diffusiv transport med varierende transport-tverrsnitt:

$$A \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[A \cdot K \frac{\partial C}{\partial z} \right] + P$$

Her er

- z = dyp (0 i overflaten, >0 under overflaten)
 t = tid

⁷ Det er også bygd inn i ACCESS-modulen CalcMassBudget en mulighet til å lese inn binært lagrede resultater fra testprogrammet for DLL-biblioteket. For detaljer henvises til program-koden. Slik kan de to delene testes ut uavhengig av hverandre før en kobler dem via aktive kall.

$C(z,t)$	= konsentrasjon av et stoff/tilstandsform	
$A(z)$	= horisontalt tverrsnittsareal	
K	= blandingskoeffisient (<i>diffusjonskoeffisient</i>);	[volum·lengde/areal/tid]
P	= samlet netto virkning av lokal produksjon-forbruk	[mengde/dypenhet/tid]

Ligningen forenkler ved å integrere horisontalt og impliserer også en antagelse om at vertikalkontransportene for alle stoffer kan beskrives som funksjon av et felles sett av funksjoner med dyp for transport og blanding.

For å estimere vertikal blandingskoeffisient brukes den primære konservative variabelen som ble valgt i skjerm bildet. Som regel vil det være saltholdighet. Ved å integrere ligningen ovenfor fra gitt dyp z til maksimalt dyp i bassenget og løse den med hensyn på K fås ligningen:

$$K = - \frac{dM_s/dt}{(dS/dz)A} \quad [\text{lengde}^2/\text{tid}]$$

hvor

z	= dyp
$A(z)$	= horisontalt areal
$S(z,t)$	= konsentrasjon (saltholdighet)

$$M_s(z,t) = \int_z^{z_{\max}} [A(\zeta)S(\zeta,t)]d\zeta = \text{total mengde under dyp } z.$$

Integrasjonen gjøres numerisk som enkel trapez-integrasjon av produktet $[A(\zeta)S(\zeta,t)]$ over dyp. Tidsderivert dM_s/dt beregnes ut fra endring av M_s fra et tidspunkt til et annet og dS/dz ut fra endring mellom to måledyp. For å få samnhørende verdier på de to deriverte må dM_s/dt interpoleres til midt mellom to måledyp, og dS/dz må interpoleres til midt mellom to tidspunkter.

Dette gjøres for alle dyp og alle tidsperioder i de hydrofysiske/hydrokjemiske data, der det finnes datagrunnlag etter interpolering av manglende verdier. Siden beregningen bygger på integrasjon nedenfra, vil det bli manglende verdier for K for dyp og tidspunkter hvor underliggende konsentrasjonsdata mangler.

Resultatet er en mer eller mindre fullstendig matrise $K(i,j)$, hvor indeks i,j angir at koeffisienten er beregnet for dypintervallet fra $z(i)$ til $z(i+1)$ og for tidsintervallet fra $t(j)$ til $t(j+1)$. På dette stadiet gjøres en første siling av data. Hvis den vertikale konsentrasjonsgradienten skifter fortegn⁸ i løpet av tidsintervallet for det aktuelle dypintervallet eller dypere ned, tas det som tegn på at det har skjedd vannutskiftninger som ikke arter seg som rene vertikale blandingsprosesser, men at det er kommet inn vann som ikke fantes i den målte vannkolonnen ved starten av tidsintervallet. Det samme gjelder hvis beregnet blandingskoeffisient blir negativ.

Produksjon eller forbruk av andre stoffer beregnes ved å integrere den generelle formelen fra gitt dyp og ned til maksimalt dyp i bassenget:

$$\int_z^{z_{\max}} P(\zeta)d\zeta = \frac{\partial M}{\partial t} + A \cdot K \frac{\partial C}{\partial z}$$

⁸ Saltholdighet vil stort sett øke med dypet, men i det generelle tilfelle, hvis en bruker andre antatte konservative variable, kan den tenkes å skifte mellom positiv og negativ i forbindelse med dypvannutskiftninger.

Som for den primære konservative variabelen beregnes tidsgradienten for akkumulert mengde og dypgradienten for konsentrasjon for et kombinert dyp/tids-intervall, og kombineres med den beregnede blandingskoeffisienten til et estimat for samlet produksjon pr. tidsenhet under det gitte dypet. Endringen i dypintegret produksjon mellom to dyp gir et mål på tilsynelatende lokal produksjon pr. volum i intervallet mellom disse to dypene for det aktuelle tidsintervallet.

Dersom det er angitt sekundære konservative konsentrasjoner (mest aktuelt er temperatur), blir det kontrollert om endringene er konsistent med beregningen av vertikalblanding. Det gjøres ved å beregne tilsynelatende forbruk eller produksjon ut fra beregnet blandingskoeffisient på samme måte som for de ikke-konservative variable. Dersom tilsynelatende produksjon eller forbruk for en sekundær variabel utgjør en for stor del av den målte endringen i mengde over tid, blir resultatene fra det aktuelle dyp/tidsintervallet strøket.⁹

Hvis det er angitt en variabel for vannets tetthet (egenvekt) vil den også bli sjekket som sekundær konservativ variabel, og dessuten beregnes effektivt blandingsarbeid mot gravitasjonsfeltet, med enhet som følger av de data som gis inn (f.eks. tetthet eller sigma-t).

D.5.3 Overføring av resultater tilbake til ACCESS-basen

Resultatene gis tilbake til ACCESS-basen i den tabellen som spesifiseres i skjermbildet, i form av enkeltposter som inneholder resultat for alle dyp for en bestemt resultatvariabel, og et dypintervall. Tabellen har følgende felter:

Time1	Start-tidspunkt i tidintervallet
Time2	Slutt-tidspunkt i tidsintervallet
Variable	Navn på målevariabel (Feltnavn fra hydrografi-tabellen)
ResultType	Et helstall som beskriver hva slags resultat posten inneholder.
En serie felter	ett for hvert måledyp, med navn xxm, hvor xx er dyp i meter (eks. 20m, 30m, etc.)

⁹ I utgangspunktet brukes et nokså romslig kriterium på 50 %, det kan endres i FORTRAN-koden eller ved kall fra ACCESS-grensesnittet.

ResultType er beskrevet i en tabell **ResultDescription**, som kan kombineres med resultat-tabellen for å gi mer lettleste utskrifter. Den har følgende fast innhold:

Resulttype	Name	Unit
-10	Empirisk diff.koeff.:	Volum*Dyp/areal/døgn
-9	Abs. usikkerhet diff-koeff.:	
1	Innleste kons.	Kons.
2	Interpolerte kons.	Kons.
3	Kons.økn.:	Kons.pr.døgn
4	Vertikalgradient:	Kons./dypEnhet
5	Mengde under gitt dyp:	Kons.*Volum
6	Gj.snittlig kons. Under dyp ZH	Kons.
7	Økning av mengde under gitt dyp:	Kons.*Volum/døgn
8	Produksjon under gitt dyp:	Kons*Volum/døgn
9	Blandingsarbeid mot tyngdefelt i gitt dyp:	Kons.*volum-enhet/areal/døgn
10	Abs. usikkerhet i produksjon under gitt dyp:	Kons.*Volum/døgn
11	Abs. usikkerhet i blandingsarbeid:	Kons.*volum-enhet/areal/døgn
12	Netto produksjon i dypintervall:	Kons./døgn
13	Abs. usikkerhet i produksjon i dypintervall:	Kons./døgn
14	Akkumulert prod. under gitt dyp:	Kons.*volum-enhet
15	Akkumulert prod. i gitt dypintervall:	Kons.*volum-enhet

Enhetene er bare generelt beskrevet. De faktiske enhetene avhenger av hvilke enheter som er brukt for konsentrasjoner, dyp og arealer i utgangsdata. Ellers bør innholdet av denne beskrivelsen være nokså selvforklarende. Noen av resultatene gjelder total under gitt dyp, andre for et gitt dypintervall, dvs. fra det dypintervallet som fremgår av kolonnenavnet og neste kolonnenavn. DLL-biblioteket gir også ut poster med primær og avledet topografisk beskrivelse (areal for hvert dyp, dyp og areal i midpunktet av hvert dypintervall (i kolonnen for det første dypet i intervallet) og summert volum under hvert dyp.