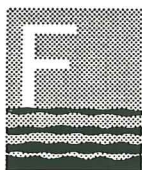
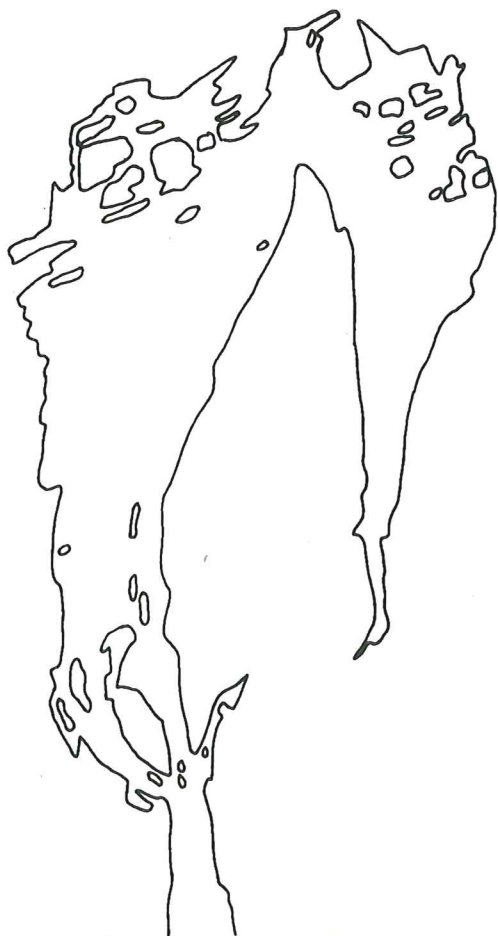


Lnr. 3113/94

Eutrofimodell for indre Oslofjord

En modell for omsetning av organiske stoff og næringsalter i innelukkede fjorder med vertikal sjiktning

Rapport 2: Faglig beskrivelse av innholdet i modellen



Fagrådet



Miljøverndepartementet

NIVA - RAPPORT

Norsk institutt for vannforskning  NIVA

Prosjektnr.: O-90188 E-87722	Undernr.:
Løpenr.: 3113	Begr. distrib.: Fri.

Hovedkontor Postboks 173, Kjelsås 0411 Oslo Telefon (47) 22 18 51 00 Telefax (47) 22 18 52 00	Sørlandsavdelingen Televeien 1 4890 Grimstad Telefon (47) 37 04 30 33 Telefax (47) 37 04 45 13	Østlandsavdelingen Rute 866 2312 Ottestad Telefon (47) 62 57 64 00 Telefax (47) 62 57 66 53	Vestlandsavdelingen Thormøhlensgt 55 5008 Bergen Telefon (47) 55 32 56 40 Telefax (47) 55 32 88 33	Akvaplan-NIVA A/S Søndre Tollbugate 3 9000 Tromsø Telefon (47) 77 68 52 80 Telefax (47) 77 68 05 09
--	---	--	---	--

Rapportens tittel: Eutrofimodell for indre Oslofjord. Rapport 2: Faglig beskrivelse av innholdet i modellen	Dato: 27/10-94	Trykket: NIVA 1994
	Faggruppe: Marin økologi	
Forfatter(e): Birger Bjerkeng	Geografisk område: Indre Oslofjord	
	Antall sider: 134	Opplag:

Oppdragsgiver: Fylkesmannen i Oslo og Akershus.	Oppdragsg. ref.:
--	------------------

Ekstrakt:

Denne rapporten beskriver en eutrofimodell for fjorder som er utviklet ved NIVA i perioden 1988-1992. Rapporten gir en generell beskrivelse av hvordan både fysiske, biologiske og kjemiske prosesser er beskrevet og hvilke faglige forutsetninger og forenklinger som ligger til grunn. Den inngår som nr. 2 i en serie på 6 rapporter som beskriver ulike aspekter ved modellen. Modellen slik den beskrives her er en første versjon som må ses som grunnlag for videre arbeid.

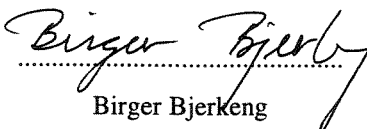
4 emneord, norske

1. Eutrofiering
2. Marin økologi
3. Simuleringsmodell
4. Fjord

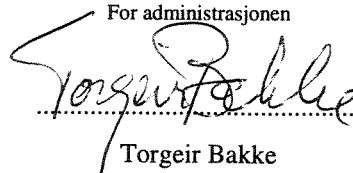
4 emneord, engelske

1. Eutrophication
2. Marine Ecology
3. Simulation model
4. Fjord

Prosjektleder


.....
Birger Bjerkeng

For administrasjonen


.....
Torgeir Bakke

.....
ISBN82-577-2626-5
.....

Oversikt over rapporter:

EUTROFIMODELL FOR INDRE OSLOFJORD
En modell for omsetning av organisk stoff og næringsalter
i innelukkede fjorder med vertikal sjiktning.

Rapport 1: Praktisk utprøving på indre Oslofjord. NIVA-rapport lnr. 3112

Hovedrapport som også presenterer modellen ved å vise resultater fra kjøring, sammenligne med observasjoner, og gi eksempler på hvordan den kan belyse virkningen av ytterligere tiltak mot forurensninger i indre Oslofjord.

Rapport 2: Faglig beskrivelse av innholdet i modellen NIVA-rapport lnr. 3113

Her gis det en oversikt over hvordan både fysiske, biologiske og kjemiske prosesser er beskrevet matematisk i modellen, og hvilke faglige forutsetninger og forenklinger som ligger til grunn.

Rapport 3: EDB-teknisk beskrivelse og praktisk bruker-veiledning. NIVA-rapport lnr. 3114

Her beskrives hvordan modellen skal brukes rent teknisk og hva som må gjøres for å tilpasse modellen til andre fjordområder. Det gis også noe informasjon om hvordan programmet er bygd opp, til veiledning for eventuell videre-utvikling. Rapporten inneholder også en beskrivelse av hvordan modellen er verifisert, dvs. hva som er gjort for å bygge inn internkontroll og luke ut feil i programkoden og sikre at EDB-programmet fungerer etter forutsetningene.

Rapport 4: Fysiske prosesser. Litteraturstudium og dataanalyse. NIVA-rapport lnr. 3115

Her beskrives hvordan fysiske forhold behandles i modellen. Rapporten redegjør også for hva modelleringen av fysiske forhold bygger på av litteratur og data.

Rapport 5: Fytoplankton-prosesser - et litteraturstudium. NIVA-rapport lnr. 3116

Denne rapporten beskriver bakgrunnen for modelleringen av de viktigste fytoplankton-prosessene, spesielt når det gjelder fotosyntese og næringsopptak, og viser hvordan modellbeskrivelsen er utviklet.

Rapport 6: Filtrering og vekst hos blåskjell som funksjon av miljøforhold.

NIVA-rapport lnr. 3117

Beskriver en feltundersøkelse som ble gjort i 1989 for å få et biomasse-estimat, og et litteraturstudium som har dannet grunnlag for delmodellen for blåskjellbestanden og dens betydning for omsetningen i fjorden.

NIVA - RAPPORT

Norsk institutt for vannforskning  NIVA

Prosjektnr.: O-90188 E-87722	Undernr.:
Løpenr.: 3113	Begr. distrib.: Fri.

Hovedkontor Postboks 173, Kjelsås 0411 Oslo Telefon (47) 22 18 51 00 Telefax (47) 22 18 52 00	Sørlandsavdelingen Televeien 1 4890 Grimstad Telefon (47) 37 04 30 33 Telefax (47) 37 04 45 13	Østlandsavdelingen Rute 866 2312 Ottestad Telefon (47) 62 57 64 00 Telefax (47) 62 57 66 53	Vestlandsavdelingen Thormøhlensgt 55 5008 Bergen Telefon (47) 55 32 56 40 Telefax (47) 55 32 88 33	Akvaplan-NIVA A/S Søndre Tollbugate 3 9000 Tromsø Telefon (47) 77 68 52 80 Telefax (47) 77 68 05 09
--	---	--	---	--

Rapportens tittel: Eutrofimodell for indre Oslofjord. Rapport 2: Faglig beskrivelse av innholdet i modellen	Dato: 27/10-94	Trykket: NIVA 1994
	Faggruppe: Marin økologi	
Forfatter(e): Birger Bjerkeng	Geografisk område: Indre Oslofjord	
	Antall sider: 134	Opplag:

Oppdragsgiver: Fylkesmannen i Oslo og Akershus.	Oppdragsg. ref.:
--	------------------

Ekstrakt:

Denne rapporten beskriver en eutrofimodell for fjorder som er utviklet ved NIVA i perioden 1988-1992. Rapporten gir en generell beskrivelse av hvordan både fysiske, biologiske og kjemiske prosesser er beskrevet og hvilke faglige forutsetninger og forenklinger som ligger til grunn. Den inngår som nr. 2 i en serie på 6 rapporter som beskriver ulike aspekter ved modellen. Modellen slik den beskrives her er en første versjon som må ses som grunnlag for videre arbeid.

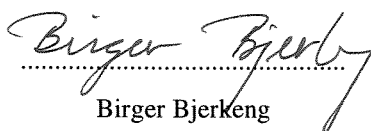
4 emneord, norske

1. Eutrofiering
2. Marin økologi
3. Simuleringsmodell
4. Fjord

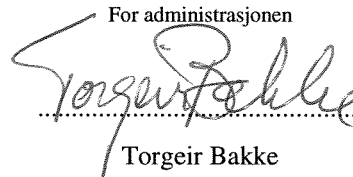
4 emneord, engelske

1. Eutrophication
2. Marine Ecology
3. Simulation model
4. Fjord

Prosjektleder


Birger Bjerkeng

For administrasjonen


Torgeir Bakke

ISBN82-577-2626-5

Norsk institutt for vannforskning

**O-90188/
E-87722**

EUTROFIMODELL FOR INDRE OSLOFJORD

En modell for omsetning av
organisk stoff og næringsalter
i innelukkede fjorder med vertikal sjiktning.

Rapport 2: Faglig beskrivelse av innholdet i modellen

27.10.94

Birger Bjerken

Forord

Denne rapporten inngår som nr. 2 i en serie på seks rapporter som beskriver resultatet av et modell-utviklingsprosjekt utført ved NIVA. Prosjektet ble først skissert i et programforslag (Bjerkeng et. al. 1987) og siden i et forprosjekt finansiert av NIVAs basisbevilgning (Bjerkeng et. al. 1988).

Prosjektet er gjennomført som et kombinert oppdrags- og forskningsprosjekt. Miljøverndepartementet og Fagrådet for vann- og avløpsteknisk samarbeid i indre Oslofjord bevilget 1.5 mill. kr. hver, og NIVA har skutt inn omtrent samme beløp av egne forskningsmidler, slik at den totale rammen har vært omkring 4.5 mill. kr. Oppdragsgiver og kontraktpartner har vært Fylkesmannen i Oslo og Akershus, på vegne av de bevilgende instanser.

Prosjektet har hatt en styringsgruppe som har vært sammensatt slik:

For Miljøvernavdelingen,
Fylkesmannen i Oslo og
Akershus:

Leif Nielsen (formann)

For Fagrådet for indre Oslofjord: Per Hallberg

For OVA:

Oddvin Tokheim til juni 1992,
deretter Ole Jacob Johansen.

For SFT:

Helge Fjeldstad 1988,
Isabelle Thélín, 1989 og ut 1993
Ingvild Marthinsen i 1994.

Fra NIVA:

Tor Bokn til ut 1990
Torgeir Bakke fra og med 1991.

Arne Rosendahl har deltatt på styringsgruppens møter som observatør for Fagrådet for indre Oslofjord. Kjell Baalsrud har også deltatt på møtene gjennom hele prosjektet. De takkes alle for et positivt samarbeid. Sekretær for gruppen har vært undertegnede.

Det er også holdt flere møter og fagseminarer underveis i prosjektet, hvor det faglige innholdet i modellen er presentert for faglige ressurspersoner utenfor NIVA, og diskutert. De som har deltatt på et eller flere av disse seminarer i tillegg til styringsgruppens medlemmer er:

Dag Aksnes, Universitet i Bergen;
Eystein Paasche, Universitetet i Oslo;
Henrik Rye, Veritas-Miljøplan A/S,
Lars Petter Røed, Nansen Senter for Miljø og Fjernmåling (Nersc);
Paul Sagberg, Vestfjorden Avløpsselskap;
Hein Rune Skjolddal, Havforskningsinstituttet i Bergen;
Bjarne Slyngstad, Miljøvernadv., fylkesmannen i Oslo og Akershus;
Anders Stigebrandt, Universitetet i Gøteborg;
Morten Svelle, Statens Forurensningstilsyn;
Jan Erik Weber, Universitet. i Oslo;
Fredrik Wulff, Universitetet i Stockholm.

De har alle bidratt med verdifulle synspunkter og råd når det gjelder innholdet i modellen som beskrives her, uten at de på noen måte står ansvarlig for resultatet.

Lars Kirkerud har foretatt feltundersøkelse av strandsonen og litteraturstudium på blåskjell (Rapport 6 i denne serien, Kirkerud og Bjerkgeng 1994).

Mange personer på NIVA har bidratt på forskjellig måte i gjennomføringen av prosjektet. Gjertrud Holtan har tilrettelagt tilførselsdata. Kjell Baalsrud har spilt en aktiv rolle hele veien, han var aktivt med i etableringen av prosjektet, og var også sammen med Jan Magnusson, John Arthur Berge og undertegnede med i den arbeidsgruppen som utformet forprosjektrapporten.

Ellers har prosjektleder hatt nyttige diskusjoner med mange personer på NIVA. Spesielt kan nevnes Kjell Baalsrud, Kari Nygaard, Morten Schaaning, Torbjørn Johnsen og Jan Magnusson, som alle har gitt verdifulle bidrag til prosjektet.

Ifølge kontrakten er resultatet av prosjektet åpent tilgjengelig, dvs. at alle som ønsker det kan få tilgang til den programkoden som er utviklet av NIVA.

Oslo 27.10.94

Birger Bjerkgeng

INNHOOLD

1.	Innledning.....	9
2.	Siktemålet med modellen - generelt om modellstrukturen.....	9
3.	Inndelingen av fjordens vannvolumer	12
3.1.	Geografisk oppdeling i bassenger	12
3.2.	Vertikal oppdeling av hvert basseng	12
3.3.	Forbindelsen mellom bassenger og mot randområder.	15
4.	Transporter, volumbevaring og massebalanser	16
4.1.	Utveksling mellom bassengene.....	16
4.2.	Buffervolumer i overgangen mellom bassenger	17
4.3.	Vertikal vanntransport og blanding innenfor bassengene	17
4.3.1.	Naturlig vertikal blanding antatt knyttet til interne tidevannsbølger	18
4.3.2.	Vinddrevet vertikalblanding av overflatelaget.....	20
4.3.3.	Vertikalblanding knyttet til andre energikilder i overflaten.....	20
4.3.4.	Vertikalblanding knyttet til horisontale innstrømninger av tungt vann	21
4.3.5.	Kunstig vertikalblanding knyttet til dyputslipp.....	22
5.	Transport av vann, oksygen, lys og varme gjennom vannoverflaten.....	22
5.1.	Varmebalanse - solstråling og varmeutveksling med atmosfæren.....	23
5.2.	Utveksling av vann gjennom overflaten	24
5.3.	Utveksling av oksygen med atmosfæren.....	24
6.	Randbetingelser: Transporter til/fra ytre Oslofjord.	25
6.1.	Vannstandsvariasjonene.....	26
6.2.	Vertikalfordelingen av temperatur, salinitet, oksygen og totalkonsentrasjon av næringsstoffer N, P og Si.	26
6.3.	Fordelingen av N, P og Si på uorganiske og biologiske komponenter - mengde organisk karbon.	27
7.	Tilførsler fra land.....	28
8.	Generelt om biologisk omsetning i vannmassene	29
9.	Fytoplankton.....	32
9.1.	Dynamiske variable som beskriver fytoplanktonbestand.....	33

9.2.	Primærproduksjon, som karbon-assimilering	34
9.2.1.	Temperaturbegrensning alene	34
9.2.2.	Næringsstoff-begrensning sammen med temperaturbegrensning	35
9.2.3.	Lysbegrensning	36
9.2.4.	Tilpasning til ulike lysstyrker.....	36
9.2.5.	Kombinert begrensning av temperatur, lys og næringsstoffer.	38
9.3.	Opptak av næringssalter.....	38
9.4.	Nitrogenfiksering	41
9.5.	Tapsledd hos fytoplankton	41
9.5.1.	Respirasjon.....	41
9.5.2.	Nedsynking av diatoméer.....	41
9.5.3.	Egen-dødelighet hos fytoplanktongruppene.....	42
9.6.	Utskilling av oppløst organisk karbon	44
9.7.	Vertikal egenbevegelse hos flagellater (fytoplanktongruppe 2).....	44
10.	Bakterioplankton	45
11.	Zooplankton.....	46
11.1.	Aktivitet avhengighet av temperatur og oksygen.....	47
11.2.	Beiting, assimilering og vekst	47
11.3.	Respirasjon.....	49
11.4.	Dødelighet.....	49
11.5.	Vertikal bevegelse	50
12.	Blåskjell.....	51
12.1.	Separat blåskjellbestand i hvert lag ned til et spesifisert dyp.....	52
12.2.	Variable som beskriver blåskjellbestand innenfor et lag	52
12.3.	Tidsutviklingen i blåskjellmodellen.....	53
12.3.1.	Tidsutviklingen for eldre skjell	54
12.3.2.	Tidsutviklingen for yngel, dvs. skjell bunnslått inneværende kalenderår....	54
12.3.3.	Beregning av skall-lengde som funksjon av tid	55
12.4.	Oppdatering av beskrivelsen ved hvert årsskifte.....	56
12.5.	Beskrivelse av prosesser knyttet til blåskjell.....	56
12.5.1.	Filtrering av fødepartikler	57

12.5.2.	Assimilering og fekalieproduksjon:	60
12.5.3.	Reproduksjon og gyting for kjønnsmodne skjell (alder >1 år)	61
12.5.4.	Rekruttering og vekst hos yngel.....	63
12.5.5.	Respirasjon.....	64
12.5.6.	Dødelighet.....	64
13.	Omsetning av dødt organisk materiale i vannmasser og på bunn.	66
13.1.	Tilstandsvariable og differensialligninger for dødt partikulært organisk stoff ...	67
13.1.1.	Mengde organisk stoff som konsentrasjon av C, N, P og Si.....	67
13.1.2.	Nedbrytningspotensiale som egne variable.....	68
13.1.3.	Differensialligninger for akkumulering og nedbrytning av organisk karbon på generell form.	68
13.1.4.	Ligninger for remineralisering av organisk bundet nitrogen, fosfor og silikat i forhold til nedbrytning av karbon.....	69
13.2.	Nedbrytningspotensiale som dynamisk variabel - fraksjonering etter nedbrytbarhet.....	71
13.3.	Nedbrytningspotensiale for ferskt materiale.	74
13.4.	Nedsynkning av organiske partikler.....	74
13.5.	Variasjoner i faktisk nedbrytning i forhold til nedbrytningspotensialet.....	76
13.5.1.	Felles temperaturavhengighet for all nedbrytning.....	77
13.5.2.	Forsinket nedbrytning av detritus i vann nær overflaten.....	77
13.5.3.	Ulike typer nedbrytningsprosesser avhengig av kjemisk miljø.....	78
13.5.4.	Samlet nedbrytning fordelt på ulike prosesser som funksjon av kjemisk miljø.....	82
13.5.4.1.	Betydning av variasjoner i nedbrytningsmiljø på mikro-nivå	83
13.5.4.2.	Betydning av tidsforsinkelser pga. transport gjennom sediment.....	84
13.5.4.3.	Konsentrasjoner av oksygen og nitrat som forklaringsvariable.....	84
13.5.4.4.	Aerob nedbrytning	85
13.5.4.5.	Denitrifisering.....	88
13.5.4.6.	Sulfatreduksjon.....	94
13.5.4.7.	Fordeling av anaerob nedbrytning mellom denitrifisering og sulfatreduksjon.....	96
13.6.	Nitrifisering av fritt ammonium i vannmassene.....	96
13.7.	Samlet netto oksygen-forbruk pga. nedbrytning	97
13.8.	Korreksjon i massebalansen i startfasen av en simulering.....	98
13.9.	Utfelling og utløsning av sulfid i sedimentene	98
13.10.	Binding og utløsning av fosfor i sedimentene.....	100

LITTERATUR.....	102
Appendiks 1. Korreksjon av akkumulert organisk stoff på bunn i startfasen av en simulering	105
Appendiks 2. Modell for å beskrive varierende nedbrytbarhet av organisk stoff.	107
Appendiks 3. Beregning av vekselvirkning mellom denitrifisering og sulfatreduksjon. .	112
Definisjoner av endel symboler brukt i modell-beskrivelsen	115

Tabeller

Tabell 1. Empirisk bestemte parametre i modell for vertikalblanding i dyplagene i indre Oslofjord.....	19
Tabell 2. Koeffisienter for nærings salt-opptak hos fytoplankton brukt i eutrofimodellen.....	40
Tabell 3. Kjemisk sammensetning av fytoplankton.....	78
Tabell 4. Transportavstander for molekylær diffusjon over ulike tidsrom.	84

Figurer

Figur 1. Kart over Oslofjorden med topografisk lengdesnitt, og med modellområdet avmerket.	13
Figur 2. Kart over indre Oslofjord med dybdekoter.	14
Figur 3. Prinsippskisse av den fysiske inndelingen av en fjord, som idealisert vertikalsnitt gjennom to bassenger som står i forbindelse med hverandre.	15
Figur 4. Skisse av elementene i den fysiske modellen vist for ett basseng.	16
Figur 5. Hovedkomponenter i den biologiske delmodellen og sammenhengen mellom dem.	30
Figur 6. Hovedstruktur for nedbrytning av dødt organisk materiale i modellen	81

1. Innledning

Denne rapporten beskriver en eutrofimodell for fjorder som er utviklet ved NIVA i perioden 1988-1992. Rapporten gir en generell beskrivelse av hvordan både fysiske, biologiske og kjemiske prosesser er beskrevet og hvilke faglige forutsetninger og forenklinger som ligger til grunn. Den inngår som nr. 2 i en serie på 6 rapporter som beskriver ulike aspekter ved modellen. En rapport-oversikt finnes helt foran i rapporten, på innsiden av permenn.

Den første rapporten presenterer modellen ved å vise resultater fra anvendelse på indre Oslofjord. Rapport nr. 3 inneholder tekniske detaljer om hvordan selve EDB-modellen fungerer og hvordan den kan brukes og vedlikeholdes. De tre siste rapporter gir faglig bakgrunnsstoff for de fysiske delene av modellen, primærproduksjon, og blåskjell. Den herværende rapporten er bl.a. en oppsummering av disse tre siste rapportene.

Modellen slik den beskrives her er en første versjon som må ses som grunnlag for videre arbeid. Modellen som helhet representerer selvsagt en sterk forenkling i forhold til naturen. Datagrunnlaget for å modellere de enkelte prosessene er ofte begrenset. Noen prosesser er beskrevet helt grovt og skjønnsmessig, nærmest som et foreløpig middel til å prøve ut om prosessen kan ha betydning. Det kan da være ønskelig å finne beskrivelser som er bedre fundert på eksperimenter eller feltdata.

Noen prosessbeskrivelser kan antagelig også forenkles. I noen tilfelle er det prøvd ulike varianter av formuleringer underveis i utviklingen, og modellen slik den er nå kan da inneholde flere alternativer som kan velges med justerbare parametere i formlene. Etter nærmere utprøving kan da et bestemt valg vise seg å være det riktige. Andre prosessbeskrivelser må kanskje raffineres eller omformes slik at de bedre fanger inn observerte hovedtrekk. Nye prosesser eller faktorer kan være nødvendig å få med, men det kan selvsagt også tenkes at visse delprosesser kan kuttes helt ut etter en nærmere vurdering.

Den matematiske modellbeskrivelsen inneholder ganske mange symboler for funksjoner og koeffisienter. Symbolbruken tar i stor grad utgangspunkt i det som er vanlig å bruke innen de forskjellige fagfelter, men er modifisert der det er nødvendig for å unngå å bruke samme symbol til flere ting. Av samme grunn er det en utstrakt bruk av indekser i symbolene. Det er ikke blitt tid til en grundig gjennomgang av dette for å gjøre det mest mulig konsistent og logisk, men det finnes en liste bakerst i rapporten som forhåpentligvis kan være til hjelp.

For verdier på modellparametrene henvises dels til teksten i denne rapporten, dels til rapport 3 med EDB-teknisk beskrivelse og praktisk brukerbeskrivelse.

2. Siktemålet med modellen - generelt om modellstrukturen

Modellen skal kunne beskrive eutrofi-tilstanden i forholdsvis lukkede fjorder, spesielt fjorder med dypbassenger avstengt av terskler. Det praktiske siktemålet er å vurdere virkning av rensetiltak og andre forurensningsbegrensende tiltak for Indre Oslofjord.

Modellen skal beskrive dynamisk hvordan biomassen i overflatelaget og oksygeninnholdet i dypere lag i fjorden utvikler seg gjennom året under ulike forurensningssituasjoner. Den skal kunne beregne endringer i tilstanden som funksjon av:

- endrede tilførsler av næringssalter (N, P) og organisk stoff,

- endret fordeling mellom overflateutslipp og dyputslipp,
- endret fordeling av utslipp mellom hovedbassengene i fjorden.

Modellen skal også kunne brukes til å beskrive hvordan forholdet mellom de ulike prosessene og komponentene i fjorden forandrer seg med endrede fysiske forhold. Eksempler på aktuelle tiltak er tvungen sirkulering av dypvannet i Bunnefjorden ved nedpumping av overflatevann, og en åpning av Drøbakjetéen med endret vertikalblanding i Vestfjorden som mulig resultat.

Eutrofimodellen er bygd opp av flere samarbeidende delmodeller. Biokjemiske modeller beskriver biologisk omsetning i vann og sediment, vertikal partikkeltransport, og utveksling av løste stoffer mellom vann og sediment. En fysisk modell beskriver vertikale og horisontale vanntransporter. Utviklingen av tilstanden er resultat av samspillet mellom disse prosessene, samt påvirkningen utenfra på det systemet modellen beskriver.

Den ytre påvirkningen kommer med ferskvannstilrenning og utslipp av avløpsvann som fører med seg næringssalter og organisk stoff, via overflaten ved solstråling, nedbør og utveksling av varme, oksygen og vann, og fra den ytre randen, dvs. i koblingen til havområdene utenfor.

En fjord beskrives i modellen som et antall naturlig avgrensede bassenger. Alle bassengene må stå i forbindelse med et randområde, enten direkte eller via andre bassenger. Innenfor hvert basseng beskrives tilstanden midlet horisontalt, men med forholdsvis detaljert beskrivelse av den vertikale variasjonen ved at vannvolumet deles opp i horisontale lag avgrenset av i hovedsak faste dyp-intervaller.

De fysiske prosessene i fjorden simuleres ved å beregne vanntransporter mellom bassengene innbyrdes og mot ytre randområder og vertikal transport mellom lagene innenfor hvert basseng som funksjon av ytre påvirkning og tetthetsvariasjoner.

De biologiske prosessene beregnes i hovedsak uavhengig innenfor hvert lag. Prosessene forbruker eller produserer de aktive eller passive komponentene med rater som er funksjoner av ytre miljøvariable og konsentrasjon av stoffer eller aktive komponenter som inngår i prosessene.

All biomasse beskrives i modellen som sammensatt av karbon (C), nitrogen (N), fosfor (P), som regnes for de essensielle elementene. Karbonforbindelsene er den viktigste byggesteinen og energibæreren i organisk stoff, mens nitrogen og fosfor er de to viktigste grunnstoffene som kan begrense produksjon av organisk stoff. Et sentralt siktemål med modellen er å kunne beskrive virkningen av å endre tilførslene av biotilgjengelig N og P. For en gruppe av planteplankton, diatoméer, som er skilt ut som en egen biomasse i modellen, er også silisium (Si) tatt med i sammensetningen, fordi det er potensielt begrensende, og det er derfor også med i sammensetningen av dødt organisk materiale.

Biologisk aktive komponenter er først og fremst fyttoplankton (planteplankton) som produserer biomasse ved hjelp av solenergi, dessuten zooplankton og bakterier i vannmassene og blåskjell i strandsonen. For fyttoplankton kan det mengdemessige forholdet mellom C, N og P variere, mens de andre organismegruppene antas å ha et fiksert krav til C:N:P-forhold.

I tillegg til de biologisk aktive komponentene inngår oppløst organisk karbon fra fyttoplankton som utnyttes av bakteriene, og partikulært organisk materiale som remineraliseres. Den siste komponenten fremtrer i modellen som en aktiv komponent som "nedbryter seg", dvs. at de nedbrytende organismene er holdt utenfor (makrofauna) eller mengdemessig må regnes som inkludert i det materialet som nedbrytes (bakterier).

De fysiske og uorganiske konsentrasjoner som inngår i modellbeskrivelsen er salinitet, temperatur og oksygen, samt de viktigste uorganiske forbindelsene som tas opp av fytoplankton som kilde for N, P og Si: nitrat, ammonium, fosfat og silikat.

I denne rapporten er begrepet *næringssalt* brukt spesifikt om de uorganiske N-, P- og Si-forbindelser, mens *næringsstoff* betegner grunnstoffene N, P og Si generelt i deres rolle som essensielle og mulig begrensende for organisk produksjon. Når det gjelder tilgang på organisk stoff generelt i sammenheng med beiting hos zooplankton og blåskjell brukes begrepet *føde*.

Transport, forbruk og produksjon kobles sammen i totale massebalanser for hver komponent (stoff i gitt tilstandsform). Massebalansen for en komponent innenfor et vannlag i et basseng uttrykkes generelt som vist nedenfor, alle leddene er funksjoner av dyp, dvs. "lag nr." innenfor bassenget, og av tid.

$$\begin{aligned}
 & \text{Endring pr. tidsenhet av innhold som funksjon av tid} = \\
 & \quad \text{Netto tilførsel pga. ytre kilder (land, atmosfære, ytre rand)} \\
 & \quad + \text{Netto tilførsel pga. vanntransport mellom bassengene} \\
 & \quad + \text{Netto tilførsel pga. vertikal blanding og vanntransport} \\
 & \quad + \text{Netto utveksling med blåskjell i strandsonen} \\
 & \quad + \text{Netto utveksling med bunnsedimentene} \\
 & \quad + \text{Netto tilførsel gjennom overflaten} \\
 & \quad + \text{Netto lokal produksjon innenfor volumet} \\
 & \quad + \text{Netto tilførsel pga. biologisk/geologisk transport} \\
 & \quad \quad \quad (\text{partikkel-nedsynkning})
 \end{aligned}$$

Med bunnsediment menes i modellen partikulært materiale akkumulert som sediment eller som befinner seg i overgangen mellom vann og sediment, utsatt for mer eller mindre episodisk oppvirvling. Bunnarealene er delt opp etter dyp med samme inndeling som vannlagene, og hvert vannlag står i direkte kontakt med bunnarealet i samme dypintervall.

Det antas at de vesentlige deler av sedimentprosessene foregår i relativt god kontakt med vannmassene. Sedimentet i modellen omfatter derfor bare et enkelt lager av partikulært materiale avsatt på bunnen, som antas å utveksle stoff direkte med de fri vannmassene. Det er altså ikke innført noen vertikal sjiktning av sedimentet. Målet med modellen i den første versjonen er ikke å beskrive tilstanden i sedimentet i og for seg, men å ha med bunn og sediment som omsetningsledd og lager for uomsatt organisk stoff ved modellering av forholdene i vannmassene. Modellen inkluderer en grov beskrivelse av binding og frigjøring av sulfid (=oksygengjeld) og fosfat i sedimentene, men ellers er det antatt at porevannet og sedimentet ikke er noe vesentlig lager for oppløste eller adsorberte uorganiske forbindelser i forhold til de mengdene som er frigitt til i vannmassene. Massebalansen for bunnsedimentet kan uttrykkes slik:

$$\begin{aligned}
 & \text{Endring pr. tidsenhet av innhold som funksjon av tid} = \\
 & \quad \text{Netto tilførsel pga. biologisk/geologisk transport} \\
 & \quad \quad \quad (\text{partikkel nedsynkning}) \\
 & \quad - \text{Netto forbruk av partikulært materiale} \\
 & \quad - \text{Netto tap av løste stoffer til vannmassene}
 \end{aligned}$$

Netto lokal produksjon er i utgangspunktet en funksjon av rent lokale prosesser i vannmassene på gitt dyp, bare styrt av forholdene i vannet i det gitte laget. Det omfatter imidlertid ytre forhold, f.eks. lys, som er et resultat av forholdene også på dypene ovenfor.

Biologisk eller geologisk transport kan f.eks. omfatte at partikler synker, og at aktive organismer som fyttoplankton og zooplankton har en egenbevegelse i forhold til vannet. Det siste er lagt inn i modellen med noen svært enkle mekanismer - for å kunne prøve ut betydningen av dette i forhold til passiv transport med vannbevegelser.

3. Inndelingen av fjordens vannvolumer

3.1. Geografisk oppdeling i bassenger

Generelt forutsetter modellen at fjorden er forholdsvis innelukket og kan betraktes som et forholdsvis lite antall bassenger som hver for seg kan beskrives brukbart ved tilstandsvariable som er midlet eller integrert horisontalt, og altså bare varierer med dyp og over tid. Topografiske data leses inn fra en enkel datafil, og modellen bygger selv opp interne tabeller ut fra disse dataene.

Modellen slik den beskrives her er brukt på Oslofjorden innenfor Drøbaksundet, dvs. indre Oslofjord. Figur 1 viser Oslofjorden med et lengdesnitt inntegnet, og med modellområdet avmerket. Selve modellområdet er vist mer i detalj i figur 2.

I utviklingsfasen er modellen kjørt bare med de to hovedbassengene Vestfjorden og Bunnefjorden, men den kan lett utvides med Bærumsbassenget og Bekkelagsbassenget og eventuelt Indre Havn som egne bassenger. Mer om oppdelingen og tilpassingen til indre Oslofjord finnes i rapport 1 fra dette prosjektet, "Praktisk utprøving på indre Oslofjord".

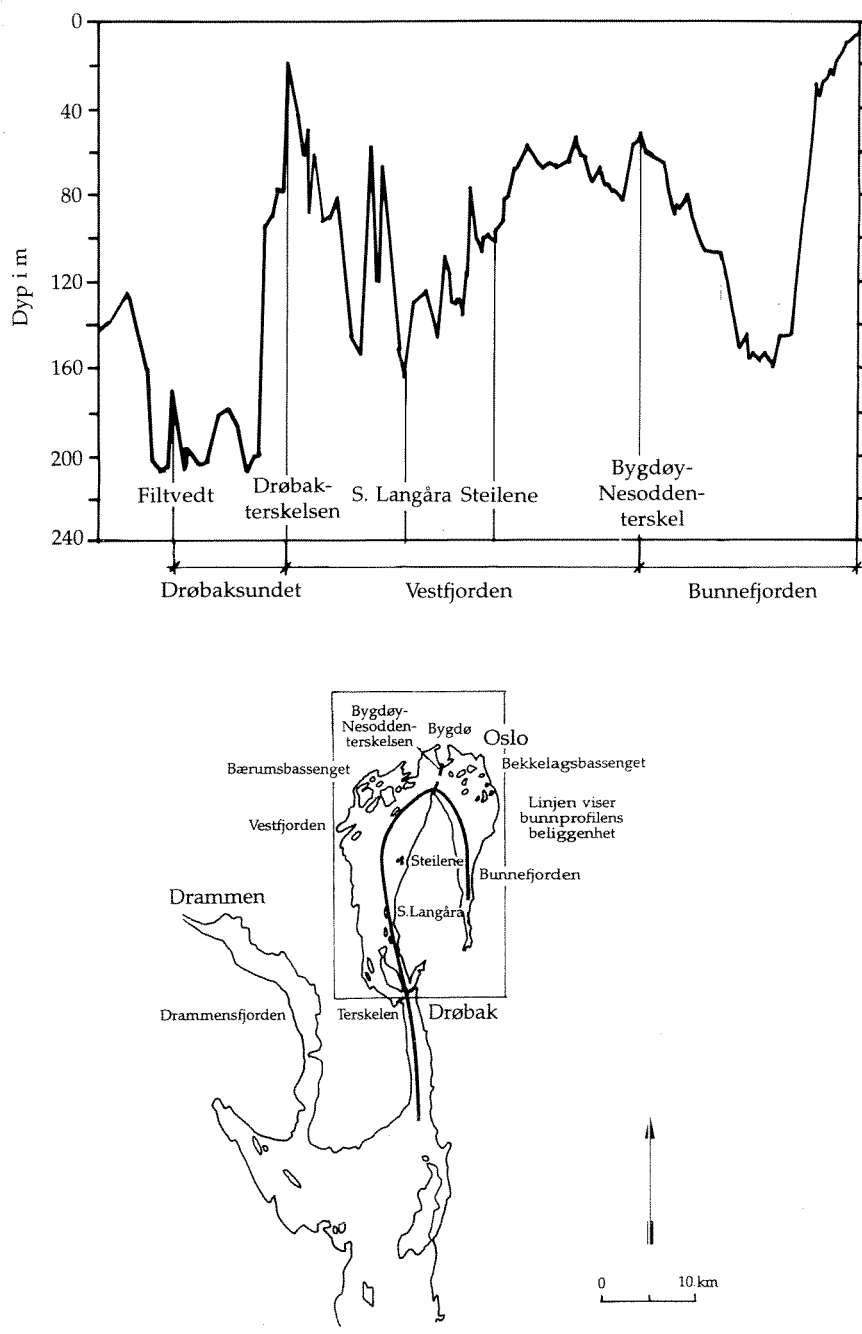
Beskrivelsen i denne rapporten gjelder stort sett generelt, uavhengig av anvendelse på en bestemt fjord. Noen steder i det følgende er det, som illustrasjon til det som blir sagt generelt, også gitt informasjon om hvordan modellen er brukt på indre Oslofjord.

3.2. Vertikal oppdeling av hvert basseng

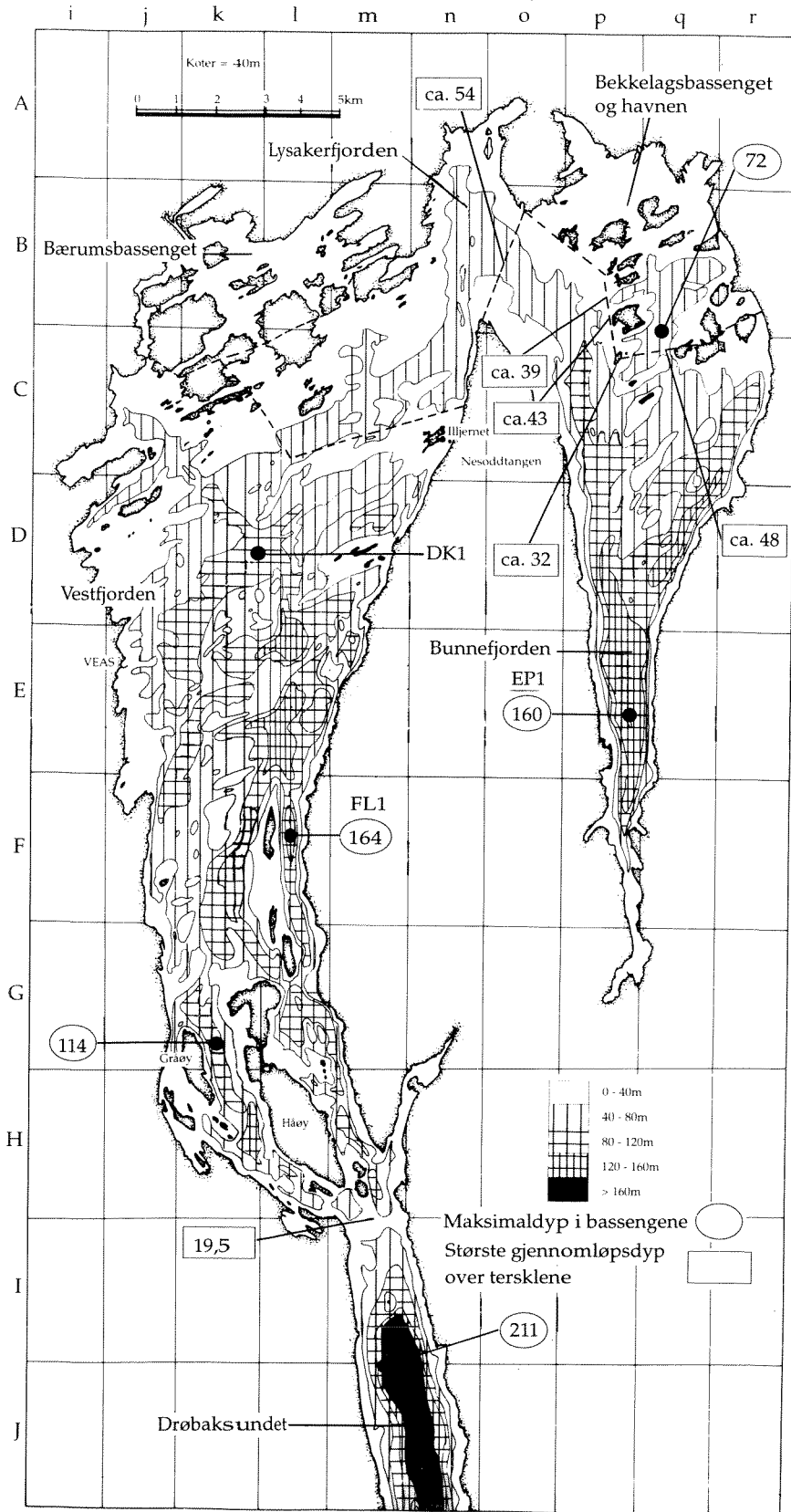
Vannmassene innenfor hvert basseng er delt inn i horisontale lag som ligger over hverandre, som vist i fig. 3. Denne inndelingen beskriver også en tilsvarende inndeling av bunnarealene i ulike dybdesjikt. Alle bassengene har samme dypinndeling. Nivåene er i hovedsak konstante over tid, slik at det i prinsippet er en nivådelt modell. Det er lagt inn en liten teknisk modifikasjon ved at variasjon i vannvolum knyttet til vannstandsvariasjoner fordeles proporsjonalt på alle lag over terskeldyp. Volumet av disse lagene er derfor ikke konstante i tid, men varierer slik at de omfatter en konstant andel av det samlede vannvolumet over terskeldyp.

Nærmest overflaten kan det defineres noen lag med like store tykkelser, på større dyp kan tykkelsen av lagene øke med dypet, med en konstant faktor fra lag til lag. Inndelingen kan lett endres ved å justere noen koeffisienter og også ved å endre tabelldimensjoner i EDB-programmet. For indre Oslofjord, som er ca. 150m dyp, er det under utprøvingen av modellen delvis brukt forholdsvis grov oppdeling (f.eks. med grenser mellom lagene ved dyp 4-8-16-30-60-150m), men for realistiske simuleringer har det vist seg ønskelig å ha en forholdsvis fin

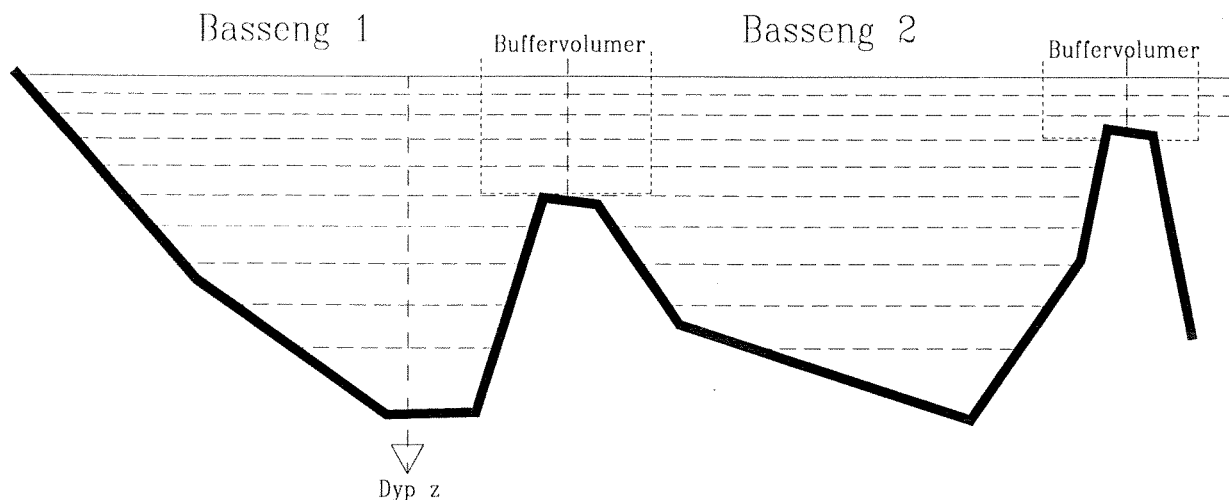
oppdeling; ca.1-2 m lagtykkelse nær overflaten, økende til ca.10-15m tykke lag på store dyp, slik at det ialt blir 15-20 lag i hvert av de to hovedbassengene.



Figur 1. Kart over Oslofjorden med topografisk lengdesnitt, og med modellområdet avmerket.



Figur 2. Kart over indre Oslofjord med dybdekoter.



Figur 3. Prinsippskisse av den fysiske inndelingen av en fjord, som idealisert vertikalsnitt gjennom to bassenger som står i forbindelse med hverandre.

I modellen beskrives inndelingen etter dyp, mens det egentlig ville være mest naturlig å følge flater med konstant tetthet. I virkeligheten vil det skje horisontale forskyvninger av vannmassene, bl.a. på grunn av interne bølger og vinddrevet sirkulasjon, som gir skråttstilte eller bølgende tetthetsflater. For vannmassene isolert sett kan en likevel tenke seg at det egentlig er inndeling etter tetthet som beskrives, og at dette bare uttrykkes som den dypinndelingen en ville ha når vannmassene ligger i ro, og tetthetsflatene er horisontale.

Modellen bygger i nåværende utgave på at hvert vannlag, definert som en dypintervall, står i direkte kontakt med bunnarealet i det samme dypintervallet. For å ta hensyn til forskyvninger av vannmassene over tid kunne det være aktuelt med en løsere kobling mellom vannlag og bunnarealer, slik at et vannlag sto i forbindelse med flere bunnsjikt etter en statistisk fordeling. Dette er et område hvor modellen kan videreutvikles. Hvis det er riktig at mye av den vertikale blandingen mellom vannlagene skjer ved brytende interne bølger mot bunnsjonen (Stigebrandt 1976, 1979), er det grunn til å tro at også mye av utvekslingen mellom vann og sediment kan være knyttet til slike fenomener.

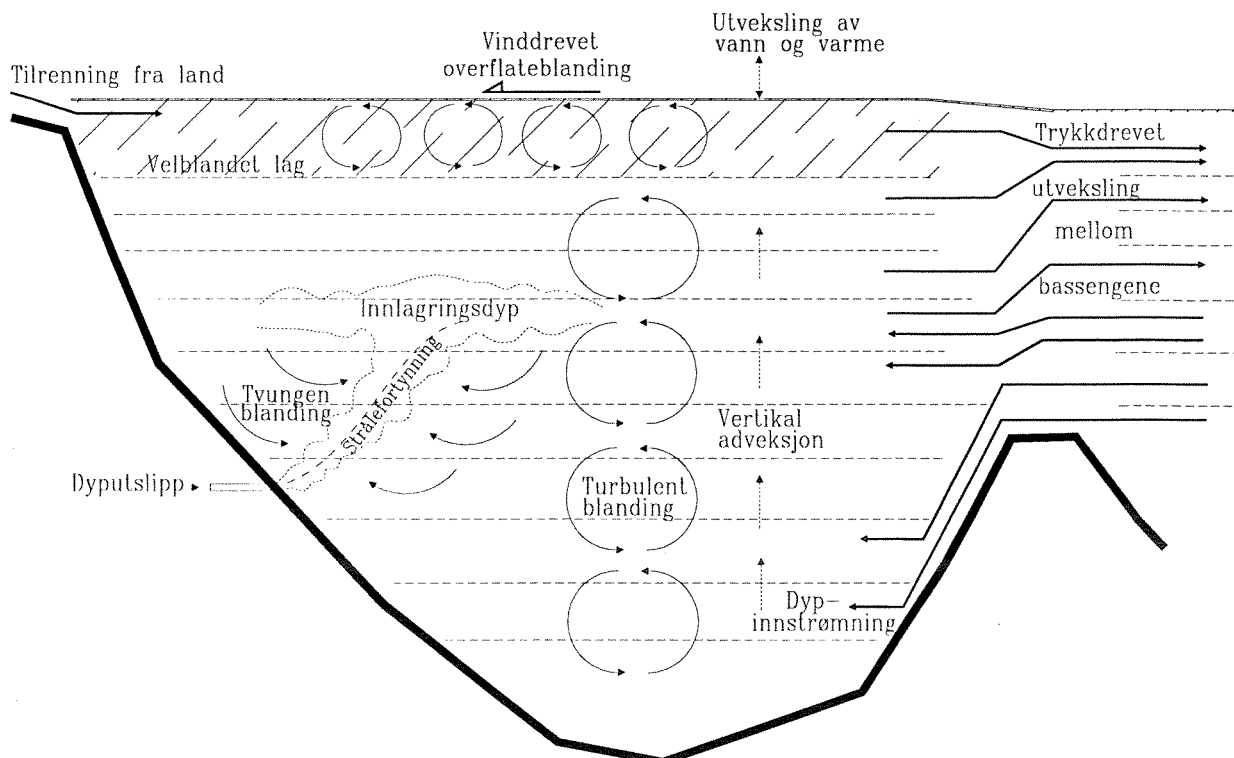
3.3. Forbindelsen mellom bassenger og mot randområder.

Modellen må være koblet til ett eller flere randområder. Hvis modellen er satt opp med flere bassenger vil de normalt være forbundet med hverandre. Det siste er ikke helt nødvendig for at modellen skal fungere; hvis de ikke har noen forbindelse vil modellen i realiteten beskrive to eller flere uavhengige fjordsystemer. Fig. 3 viser også generelt hvordan bassengene er knyttet sammen.

Derimot er det en forutsetning at hvert modellbasseng er knyttet til minst ett randområde, enten ved direkte forbindelse eller indirekte via forbindelse med andre modellbassenger. Forholdene i randområdene og transportene gjennom tverrsnittene beskrives med den samme vertikale inndelingen som for modellbassengene. For indre Oslofjord er randen lagt ved terskelen i Drøbaksundet. Hvordan de hydrofysiske og biokjemiske forholdene på randen generelt sett skal spesifiseres i modellen, finnes beskrevet i kapittel 6. Konkret informasjon om de topografiske data som er brukt for indre Oslofjord finnes i rapport 1 i denne serien.

4. Transporter, volumbevaring og massebalanser

En vesentlig del av modellen er vanntransportene, som beregnes dynamisk som funksjon av tetthet (gitt av temperatur og salinitet), og av ytre krefter. Figur 4 skisserer for ett enkelt basseng hvilke transporter som er inkludert i modellen, og som er nærmere omtalt nedenfor. Under simuleringen blir tidsutviklingen av temperatur og salinitet beregnet ut fra transporter, tilførsler og ytre påvirkning, på samme måte som de andre komponentene som er fordelt i vannmassene. Vanntransportene beregnes slik at volumbevaring er ivaretatt. Vannet betraktes som inkompressibelt, det vil si at også massebevaring blir ivaretatt.



Figur 4. Skisse av elementene i den fysiske modellen vist for ett basseng.

Dette kapitlet gir en kortfattet beskrivelse av de forskjellige prosessene som er tatt med i modellen. Når det gjelder beregningsmessige detaljer er bare det tatt med som en må kjenne til for å vite hva de forskjellige justerbare koeffisientene i modellen står for. Mye av den fysiske modelleringen ligger fast, og kan bare endres ved å gå inn i programkoden, og de matematiske eller beregningsmessige detaljene er da ikke beskrevet her. En mer fullstendig matematisk beskrivelse av de fysiske prosessene vil finnes i rapport nr. 4 fra dette prosjektet.

4.1. Utveksling mellom bassengene

Vanntransporter mellom bassengene og mellom modell og ytre rand styres av horisontale trykkforskjeller, som i overflaten er gitt av vannstand, og som endrer seg med dyp som funksjon av forskjellene mellom tetthetsprofilene i bassengene. Strømhastigheten er i hovedsak en ikke-lineær funksjon av trykket. Strømprofilen beregnes derfor ved en iterasjonsprosess som gjør at modellen kan beskrive variasjoner i strømprofilene over en tidevannsperiode ganske brukbart selv om det tas forholdsvis lange tidsskritt. Lange tidsskritt vil her si at en tidevanns-

periode på ca. 12.5 timer består av noen få (7-8) skritt. Iterasjonen gjør at det går bra også når det systemet som simuleres har svært korte dynamiske responstider ("stivt" system). Dette har vært nødvendig for å få modellen til å fungere tilfredsstillende for indre Oslofjord, hvor tidevannsvariasjonene forplanter seg raskt inn over Drøbaksundet.

Modellen inneholder også en enkel mekanisme for å la vinden influere på hastigheten nærmest overflaten. For hver forbindelse kan det spesifiseres en vindretning og et forholdstall mellom vindkomponent i denne retningen og overflatestrøm. Strømprofilen blir modifisert ved å addere kvadratet av hastigheter, og vindpåvirkningen legges inn lineært avtagende med dyp, med virkning ned til underkant av vindblandet sjikt, men minst ned til en minste-dybde for vindpåvirkning, som spesifiseres av bruker.

Strømprofilene definerer mengde og dybdefordeling for utgående transporter fra hvert basseng. Transport fra et lag, dvs. et dypintervall, går ikke nødvendigvis til samme dypintervall i det bassenget det strømmes til. Hvilke lag strømmene havner i, bestemmes av tetthetsforholdene, som er spesifisert på randen, men beregnes av modellen som et dynamisk resultat av vanntransportene inne i modellbassengene.

4.2. Buffervolumer i overgangen mellom bassenger

Transportene beregnes dynamisk som øyeblikksverdier. De blir ikke direkte regnet om til permanent massetransport. Ved fluktuerende strømmer frem og tilbake gjennom en forbindelse, f.eks. i forbindelse med tidevann, vil det delvis være det samme vannet som strømmer frem og tilbake, og den varige masseutvekslingen blir derfor ikke gitt direkte av de dynamiske transportene. For å kunne ta hensyn til dette er det for hver forbindelse definert buffervolumer på hver side av strømningsstverrsnittet. Buffervolumene virker som en form for sluser, slik at fluktuerende transporter over terskeldypet får begrenset virkning på utvekslingen av vann og stoff-komponenter mellom bassengene. Fluktuerende strøm frem og tilbake vil da tildels bare forskyve grensen mellom bassengene frem og tilbake, uten å gi permanent massetransport. Bare langvarig strøm i en retning gir full virkning på massetransporten. Dette berører bare transporter til lag ovenfor største dyp i åpningen, mens transporter av tyngre vann som synker ned under terskeldyp alltid gir permanent virkning.

4.3. Vertikal vanntransport og blanding innenfor bassengene

Den vertikale vanntransporten mellom lagene i et basseng med stabil tetthetssjiktning kan beskrives ut fra den generelle partielle differensial-ligningen for endimensjonal vertikal transport gjennom et horisontalt transport-tverrsnitt som varierer med dypet:

$$Ar \frac{dC}{dt} = \frac{d}{dz} \left[Ar \cdot K \frac{dC}{dz} + Ar \cdot w \cdot C \right] + Q + P \cdot Ar \quad (1)$$

her er

t = tid

z = dyp (0 i overflaten, >0 under overflaten)

$Ar(z)$ = horisontalt tverrsnittsareal

$w(z,t)$ = vertikal strømhastighet, >0 for strøm rettet opp mot overflaten.

$C(z,t)$ = konsentrasjon av et stoff/tilstandsform, løst eller suspendert i vannet.

- $K(z,t)$ = blandingskoeffisient, dvs. vertikal utveksling av vann, har dimensjon (volum·vertikalavstand/areal/tid).
- $Q(z,t)$ = netto endring direkte knyttet til andre transportprosesser og tilførsler utenfra, inkludert vannutveksling mellom bassengene og evt. vertikal bevegelse av partikulært materiale i forhold til vannet.
- $P(z,t)$ = netto lokal produksjon av stoffet eller tilstandsformen pr. vannvolum, midlet horisontalt, som samlet resultat av alle prosesser.

Utveksling med bunnen i hvert lag er inkludert i leddet Q . Den vertikale fluksen $Ar \cdot w \cdot C$ gjelder bare for transport innenfor vannvolumet.

I modellen brukes en form for differanseligninger over dyp, avledet av denne ligningen, til å beskrive transporten mellom lag av endelig tykkelse. I disse differanseligningene er det forskjell i gjennomsnittskonsentrasjon $C_{i+1} - C_i$ mellom lag $i+1$ og i som driver transporter mellom lag av endelig tykkelse i stedet for den vertikalderverte $\partial C/\partial z$ som driver transport gjennom dybdeflater. Det resulterende ligningssettet blir et sett av ordinære differensialligninger i tid. De blir integrert numerisk over tid for alle aktuelle komponenter, og gir innholdet av stoffkomponenter og varme over tid i de forskjellige lagene i modellen. Detaljene er gitt i rapport 4 i denne serien: "*Fysiske prosesser*". Også når det gjelder massebalansene er det gjennomsnittskonsentrasjonene innenfor lagene som inngår, og ligningene er satt opp på en slik måte at de kan håndtere lag med variabel tykkelse over tid, med full massebevaring. Dette gjør det lettere å avsløre feil i programkoden. Dette er mer omtalt i rapport 3: "*EDB-teknisk beskrivelse...*".

I differanseligningene inngår ledd for diffusiv blanding mellom lagene som begrepsmessig er avledet av blandingskoeffisienten $K(z,t)$ i den partielle differensial-ligningen. Blandingskoeffisienten for naturlig vertikal blanding er et samlet uttrykk for mange komplekse prosesser, og må beskrives rent empirisk. Også dette er nærmere drøftet i rapport nr. 3 i denne serien.

Den vertikale blandingskoeffisienten i modellbassengene er satt sammen av tre bidrag:

$$K = K_t + K_s + K_g \quad (\text{m}^2/\text{s}) \quad (2)$$

alle knyttet til tetthetsgradienten bestemt ved Brunt-Väisälä frekvensen N som har enhet s^{-1} .

Det første leddet K_t er den antatt tidevannsgenererte blanding, beskrevet nedenfor i kap. 4.3.1. Det andre leddet K_s er vertikal blanding pga. energikilder konsentrert til overflaten, utenom vindenergi som beskrives separat. Leddet K_s er beskrevet i kap. 4.3.3. Det siste leddet K_g er vertikalblanding knyttet til frigjøring av energi ved innstrømming av tyngre vann over terskelen til avstengte bassenger, se kap. 4.3.4. De to siste leddene i ligningen for K er satt opp på *ad hoc* basis som hjelpemidler til en empirisk justering av modellresultatene, som en helt grov modellering av mekanismer som en må anta gjør seg gjeldende. Hele beskrivelsen av vertikalblanding bør gjennomgås nærmere for å se om det er mulig å sette opp en bedre beskrivelse hvor en ser de ulike bidragene mer i sammenheng.

4.3.1. Naturlig vertikal blanding antatt knyttet til interne tidevannsbølger

Den empiriske beskrivelsen for dyplagene baseres på en endelig lagdeling gitt av datamaterialet. For indre Oslofjord antas på basis av Stigebrandt (1976,1979) og Stigebrandt

og Aure (1989) at blandingsenergien kommer fra indre bølger generert av tidevannet innenfor Drøbaksundet. Budsjettberegninger på salt med temperatur som kontrollvariabel er gjennomgått og analysert i rapport nr. 4 "*Fysiske prosesser*". Analysen viser at blandingskoeffisienten på dyp større enn 70 meter er ca. 5 ganger større i Vestfjorden enn i Bunnefjorden, og det stemmer med denne hypotesen.

Blandingskoeffisienten kan beskrives bra både som funksjon av dyp og som funksjon av tetthetssjiktning. Det er valgt å beskrive den som funksjon av sjiktningen, etter formelen:

$$K_t = K_0 \left(\frac{N}{N_0} \right)^{-\alpha} \quad (3)$$

Tetthetssjiktningen er da uttrykt ved Brunt-Väisälä frekvensen N , gitt av ligningen

$$N^2 = g \frac{d\rho/dz}{\rho} \quad (4)$$

hvor g = gravitasjonskonstanten
 ρ = tettheten
 z = dyp

Ligningen for K_t kan skrives om til en ligning for det arbeid E som utføres av brytende interne bølger mot gravitasjonsfeltet ved vertikalblanding:

$$E \equiv K_t \cdot N^2 = E_0 \left(\frac{N}{N_0} \right)^{2-\alpha} \quad (5)$$

I modellen antas at denne blandingskilden gjør seg gjeldende i hele vannsøylen. Konstanten K_0 angir blandingskoeffisienten ved sjiktning N_0 , og α er en koeffisient med verdi omkring 1.5. En analyse av empirisk salt- og temperaturlbudsjett i indre Oslofjord som er nærmere beskrevet i rapport nr. 4 "*Fysiske prosesser*" har gitt følgende verdier:

Tabell 1. Empirisk bestemte parametre i modell for vertikalblanding i dyplagene i indre Oslofjord.

Koeffisient α	1.4	felles for begge bassenger
N_0 (s ⁻²)	0.8·10 ⁻²	felles for begge bassenger
K_0 (m ² /s)	0.3·10 ⁻⁴ 1.2·10 ⁻⁴	i Bunnefjorden, i Vestfjorden,

Disse verdiene har vært utgangspunkt for justering ved bruk i modellen, se rapport nr. 1, som beskriver den praktiske utprøving av modellen på indre Oslofjord. Verdiene ovenfor er lagt inn i modellen som en midlere verdi, og justeres proporsjonalt med energien i tidevannet, ut fra om de ulike komponentene er i fase eller ikke, se rapport 3.

4.3.2. Vinddrevet vertikalblanding av overflatelaget

Vinddrevet blanding i overflaten er inkludert i modellen som en spesiell mekanisme som gir homogenisering av et variabelt antall av de øverste lagene. Homogeniseringen skjer på en slik måte at den balanserer tilgjengelig blandingsenergi fra vinden mot det blandingsarbeidet som må utføres mot tyngdefeltet pga. tetthetssjiktningen. Vindblandingen bygger på en modell formulert som differensialligninger av Stigebrandt (1985). I eutrofimodellen er denne vindblandingen ikke beskrevet ved differensialligninger i tid. For å få mer stabile løsninger brukes i stedet den integrerte vindenergien over et tidsskritt til å utføre et endelig blandingsarbeid ved slutten av tidsskrittet. Mekanismen inngår ikke i vertikalblandingen K , men kommer inn som en tilleggsmekanisme.

Blandingsenergien kommer fra turbulens knyttet til vinddrevet overflatesirkulasjon og vindskapte bølger, og er i modellen beskrevet som en funksjon av øyeblikksverdi av vindstyrke. Vindenergien pr. flateenhet beregnes ut fra vindstress på vanlig måte. For å beregne vindstresset som funksjon av vinden er det brukt data fra Smith (1980). Fordi Oslofjorden er såpass liten er bare data for begrenset virkelengde ("fetch") brukt, det gir en litt annen sammenheng enn det som er vanlig for åpne havområder og større vindstyrker, se nærmere om det i rapport 4: "Fysiske prosesser".

Dette er kombinert med en empirisk utledet formel tilpasset tabeller i Bunker (1976) for vindstress som funksjon av stabilitet i tetthetssjiktning i overgangen mellom atmosfære og luft, knyttet til temperatur. Ifølge Bunker (1976) vil stabiliteten gjøre seg sterkest gjeldende ved forholdsvis lave vindstyrker, $U < 10 \text{ m/s}$, som dominerer i indre Oslofjord.

Ved beregning av blandingsarbeidet tas det hensyn til virkning på tettheten av oppvarming, avkjøling, nedbør og fordampning, og innstrømning av lettere vann i overflaten. All vertikalblanding vil virke på tilførselen av oppdrift i overflaten og bidra til å blande den ned i vannsøylen. Det gir mindre motstand mot vind-indusert homogenisering en ellers ville hatt.

Det er ikke lagt inn noen virkning av vinden på blandingen under det homogeniserte laget, selv om bl.a. resultatene til Kullenberg (1968) tyder på avhengighet mellom vind og vertikalblanding også i underkant av sprangsjiktet. Dette kan det være aktuelt å vurdere nærmere ved videre utvikling av modellen.

4.3.3. Vertikalblanding knyttet til andre energikilder i overflaten

Forsøksvis er det også i lagt inn i modellen en helt grov beskrivelse av et tilleggsledd K_s for overflateblanding. Det er lagt inn som et spesifisert tillegg til antatt tidevanns-generert blandingsenergi i dyplagene. Tillegget er størst i overflaten, holder seg omtrent konstant ned til et visst dyp, og går deretter over til å dempes eksponensielt med dypet.

$$E_s = E_{s,0} \frac{\eta(z)}{\eta(z)+1} \xrightarrow{z \rightarrow \infty} E_{s,0} \eta(z) ; \text{ hvor } \eta(z) = \exp\left[-(z-z_s)/h_s\right] \quad (6)$$

Her er $E_{s,0}$ = blandingsenergi i overflaten ($z=0$), z_s = dypet hvor blandingsenergien er halvert, og h_s = er en vertikal dimensjon som angir hvor raskt blandingsenergien avtar med dypet. Dette gir et tillegg $K_s = E_s N^{-2}$ til den samlede blandingskoeffisienten K .

Dette bygger ikke på studier av noen bestemt prosess, det er bare lagt inn som en mekanisme for å studere hvordan varierende grad av vertikalblanding innvirker på overflateprosessene. En

mulig årsak til slik overflateblanding er båttrafikken - det er gjort estimater som tyder på at dette kan tilføre vesentlige mengder blandingsenergi i noen fjordsystemer. En annen kilde til vertikal blandingsenergi er estuarin sirkulasjon, dvs. det strømsystemet som er knyttet til lokale ferskvannstilførsler, men det er ikke særlig viktig i indre Oslofjord som helhet, og er derfor ikke er tatt med direkte. En mer reell modellering bør ta hensyn til tetthetssjiktningen også for å bestemme den vertikale avgrensningen av slike blandingsprosesser. En mulig måte å gjøre det på er skissert i et appendiks i rapport nr.4: "Fysiske prosesser".

4.3.4. Vertikalblanding knyttet til horisontale innstrømninger av tungt vann

Innstrømninger av tyngre vann fra andre bassenger gir en tilførsel av blandingsenergi. Data fra Oslofjorden viser at store dypvannsinstrømninger ofte gir omtrent homogene forhold i dyplagene under 50-60 meter dyp. Dette kan delvis være en følge av at innstrømninger av tyngre vann river med seg omgivende vann på vei ned mot innlagingsdypet, som beskrevet av Stigebrandt (1987), og derved gir en form for sirkulasjon av vannmassene. Eventuelt kan det også tenkes å henge sammen med at kinetisk energi dissiperes rundt innlagingsdypet i form av blandingsenergi, dvs. at energien utløses i sammenheng med at strømmene når sitt innlagingsdyp og bremses opp.

Stigebrandt (1987) har brukt en hydraulisk beskrivelse av en tung og antatt homogen bunnstrøm inn i en stagnant vannmasse. Bunnstrømmen regnes som homogen, og river med seg vann fra de lagene som strømmen passerer ned gjennom. Medrivningen beskrives empirisk som funksjon av tetthetsforskjell og helning på bunnen. En slik beskrivelse er ikke umiddelbart så lett å kombinere med den måten vannutvekslingen mellom bassengene er beskrevet på i eutrofimodellen, hvor trykkdrevne lagdelte strømmer fordeles til ulike dyp ut fra tetthetsprofiler.

I den nåværende utgave av modellen er det i stedet valgt å legge inn en løsning basert på energibetraktninger ut fra Fischer (1979). Når tyngre vann strømmer inn i et basseng og synker ned til et innlagingsdyp mens det presser opp det vannet som er i bassenget fra før, vil det netto frigjøres potensiell energi pga. bevegelsen i tyngdefeltet. Noe av denne energien kan tenkes brukt til blandingsarbeid mot tyngdefeltet i resipienten generelt. Den potensielle energien antas i den eksisterende første versjon av modellen å bli utløst som kinetisk, turbulent energi i det laget innstrømningen lagrer seg inn, eventuelt med en viss spredning til lagene ovenfor og nedenfor, avhengig av hvordan modellparametrene settes. Den vertikale spredningen av energien kan knyttes til tetthetssjiktningen. Den matematiske formuleringen som er brukt er gjengis ikke her, men finnes beskrevet i rapport 3 og i et appendiks i rapport 4 i denne serien. Den leder frem til en ligning:

$$K_g = f_{g,mix} W(z) N^{-2} \quad (7)$$

hvor $W(z)$ er dissipert energi etter vertikal spredning, og $f_{g,mix}$ er den fraksjonen av denne energien som går til arbeid mot tyngdefeltet. Denne fraksjonen trenger selvsagt ikke være konstant, men det er brukt i første versjon av modellen. Hensikten med dette leddet er å kunne regulere inn tetthets-sjiktningen etter dypinnstrømninger, og det er satt opp på *ad hoc* basis ut fra dette formålet.

En justerbar koeffisient spesifiserer hvor stor del av total energi som skal gå til blandingsarbeid mot tyngdefeltet. Modellen kan også settes opp slik at kinetisk energi i horisontalstrømmen gir tilskudd til vertikal blandingsenergi, men det er ikke aktivert ved kjøringene på indre Oslofjord. Dette er noe som bør prøves ut nærmere.

Modellen inneholder også koeffisienter som kan brukes til å styre i hvor stor grad en sammensatt innstrømning i én retning over flere modell-lag skal homogeniseres før fordeling over dybdeprofilen i det mottagende bassenget. Disse koeffisientene er beskrevet nærmere i rapport 3 og 4.

Det er i første modellversjon ikke tatt hensyn til blanding mellom motsatt rettede strømmer, eller blanding mellom innstrømmende vann og vann i det mottagende basseng frem til innlagring, dvs. at innlagring skjer ut fra den tettheten innstrømningen har over terskelen. På disse punktene kan det være aktuelt å videreutvikle modellkoden slik at en også kan ta hensyn til medrivning.

4.3.5. Kunstig vertikalblanding knyttet til dyputslipp

For tilførsler fra land via dykket utslipp beregner modellen fortynningsforløpet for utslippstrålene og innlagringsdyp. Dette gjøres med de vanlige dynamiske ligningene for fortynning av turbulente stråler med oppdrift, gitt av Fan og Brooks (1969). Strålene river med seg vann på vei opp og får økt tetthet, og lagrer seg inn som en sky rundt det dypet hvor vannet i resipienten blir lettere enn den fortynnede strålen. Virkningen av dette i innlagringsdyp tas hensyn til som vertikale transporter i modellen, dvs. de inngår i leddet Q ovenfor. I tillegg til det vil den vertikale adveksjonen bli påvirket, den beregnes ut fra krav til volumbevaring som er bygd inn i modellen.

For hvert utslipp kan det spesifiseres innblanding av en viss mengde vann fra fjorden, hentet inn fra et gitt inntaksdyp og blandet med avløpsvannet før utslipp, siden dette gjøres ved enkelte utslipp fra renseanlegg, som en måte å sikre innlagring under overflaten.

Det kan også spesifiseres bare pumping av vann fra ett dyp til et annet innenfor et basseng, helt uavhengig av ferskvannstilførsler. Nedpumping av oveflatevann til større dyp kan være aktuelt som fjordforbedringstiltak, og dette tillater å prøve ut virkningen av slike tiltak med modellen.

5. Transport av vann, oksygen, lys og varme gjennom vannoverflaten

I tillegg til den vertikalblanding som vind og andre overflateforstyrrelser gir, påvirkes modellen via vannflaten ved:

- Solstråling, som trenger et stykke ned i vannmassene, og først og fremst påvirker de biokjemiske prosesser direkte ved at lyset regulerer primærproduksjonen, men som også innvirker noe på temperaturen i vannet.
- Utveksling av vann og varme ved fordampning/kondensasjon, nedbør, varmeledning og varmestråling.
- Utveksling av oksygen mellom vann og luft. *I realiteten vil det også skje utveksling av karbondioksid og nitrogen, men det beskrives ikke i modellen, fordi de vanlige konsentrasjonen av disse gassene er så høye at de ikke regnes for å innvirke kritisk på de biokjemiske prosessene.*

5.1. Varmebalanse - solstråling og varmeutveksling med atmosfæren

Temperaturfordelingen i vannmassene er resultat av vanntransporter på samme måte som for stoffkomponenter, i tillegg til utvekslingen av varme med atmosfæren. Varmetransporten gjennom overflaten for et basseng pr. flateenhet er gitt ved

$$Q_{inn} = Q_s - Q_b - Q_h - Q_e = \text{netto varmetilførsel (W/m}^2\text{)} \quad (8)$$

hvor Q_s = innstråling av solenergi, i stor grad (50%) som synlig lys.

Q_b = netto langbølget varmestråling fra vann til atmosfære.

Q_h = varmeledning fra vann til atmosfære.

Q_e = netto varmetap/tilskudd knyttet til fordampning og kondensering av vann.

Virkning av snø og islegging er ikke tatt med i denne utgaven av modellen, siden den i hovedsak skal beskrive vekstperioden for planktonalger. I virkeligheten vil det om vinteren frigjøres varme når is fryser, og det blir varmetap ved smelting av is eller snø. Dessuten innvirker isen på lysnedtrengning og utveksling av varme og oksygen. Selv om dette kan ha betydning for forholdene i starten av vekstperioden er det antatt at det totalt sett ikke betyr så mye. I første omgang er oppmerksomheten konsentrert om å modellere den isfrie perioden uten snø. For vinterperioden er det lagt inn en nedre temperaturgrense for overflatelaget som tilsvarer overflatevannets frysepunkt som funksjon av saltholdighet. Det er gjort for å unngå urealistiske lave temperaturer, men kan kanskje betraktes som en grov måte å beskrive virkningen av isdekke.

Solstrålingen Q_s inn på overflaten beregnes ut fra årstid og skydekke, etter en formel som er utledet ved analyse av data fra Meteorologisk Institutt, Blindern, se rapport 4. I en første versjonen av modellen er det ikke lagt inn noen statistisk variasjon rundt middelveien, men skydekket, som beskrives ved meteorologiske observasjoner med 6-timers tidsoppløsning, vil gi endel fluktuasjoner. Solstrålingen absorberes gradvis nedover i dypet, og innvirker direkte på varmbalansen i flere lag i modellen. Absorpsjonskoeffisienten vil i modellen øke lineært fra en minimumsverdi med innholdet av partikulært organisk stoff, dvs. summen av fytoplankton, zooplankton og partikulært stoff tilført fra land.

Absorpsjonskoeffisienten er gitt ved:

$$k_l = k_{l,1} + k_{l,2} \cdot PARTC \quad [\text{m}^{-1}] \quad (9)$$

hvor $k_{l,1} = 0.25 \text{ m}^{-1}$ og $k_{l,2} = 0.00025 \text{ m}^{-1}/(\text{mg C/l})$ etter Stigebrandt og Wulff (1987). mengden partikulært organisk karbon. I eutrofimodellen brukes denne ligningen med $PARTC$ = summen av alle organiske partikulære C-komponenter med enhet ($\mu\text{g C/l}$), dvs. en sum som omfatter både fytoplankton, zooplankton og dødt partikulært organisk materiale. Det er altså antatt at lysabsorpsjonsevnen er en funksjon bare av total mengde organisk partikulært karbon uavhengig av tilstandsform, og det er en åpenbart svært grov forenkling. En mer differensiert modellering på dette punktet kan være ønskelig. Kanskje burde koeffisientene justeres ned når en går over til å bruke totalt organisk karbon i stedet for bare organiske partikler som grunnlag, det avhenger av hvordan de er bestemt. Konstantene er lagt inn i modellen som justerbare parametre som kan settes av bruker. For detaljer om beregning av solstråling og absorpsjon henvises ellers til rapport nr. 4.

De andre leddene (Q_b , Q_h , Q_e) berører bare det øverste vannlaget direkte. Det er brukt empiriske formler utledet fra litteraturen for å beregne disse leddene som funksjon av temperatur, luftfuktighet og vind. Meteorologiske data med 6 timers intervaller brukes som

inngangsdata i disse ligningene. Tidsoppløsningen er ikke gitt av modellen, men bare av de data som brukes.

I de etterfølgende underkapitlene gis bare en overordnet beskrivelse av hvordan disse leddene er modellert. Detaljer er bare med i den grad det er nødvendig for å forklare koeffisienter som kan settes av den som kjører modellen. En komplett beskrivelse av overflatepåvirkningen finnes i rapport nr. 4.

5.2. Utveksling av vann gjennom overflaten

Utteksling av vann skjer ved fordampning, kondensasjon og nedbør. Netto fordampning (eller kondensasjon) beregnes som funksjon av vind, luftfuktighet og temperatur i overflatevann og luft ut fra sammenhenger funnet i litteraturen. De regulerende faktorene leses alle inn som del av de meteorologiske data, sammen med nedbør. Luftfuktighet og vind blir lineærinterpolert mellom registreringer. Nedbør er gitt som akkumulert mengde mellom registreringer, og blir i modellen fordelt jevnt over aktuell periode. Detaljer er gitt i rapport 4.

5.3. Utveksling av oksygen med atmosfæren

Oksygenutvekslingen med atmosfæren antas først og fremst å skje ved en diffusiv transport $Q_{ox,d}$ (mengde/areal og tid) gjennom overflaten:

$$Q_{ox,d} = k_{ox} \cdot \left([O_2]_{z=0} - [O_2]_{sat}^0 \right) \quad (10)$$

hvor $[O_2]_{z=0}$ er den faktiske oksygenkonsentrasjon i vannet ved overflaten, og $[O_2]_{sat}^0$ er metningskonsentrasjon ved gjeldende temperatur og salinitet i overflaten ved dyp $z=0$. I modellen anvendes dette på gjennomsnittskonsentrasjonen i overflatelaget, og inngår som et ledd i massebalansen for oksygen bare i det øverste laget.

Uttekslingskoeffisienten k_{ox} har enhet *dyp/tid*, og uttrykker hvor raskt mangelen på likevekt mellom vann og atmosfære utjevnes ved molekylærdiffusjon gjennom overflaten, hjulpet av turbulens i vind og vannmasser, og inntrengning av luftbobler i forbindelse med bølger. k_{ox} er derfor en funksjon av både temperatur og vind. På basis av data fra litteraturen er det valgt å bruke en sammenheng:

$$k_{ox} = \exp\{h_{ox,T}(T - 20^\circ C)\} \cdot \{0.04 + 0.67 \cdot \max(0, U - 3) + 1.07 \cdot \max(0, U - 13)\} \quad (11)$$

hvor $h_{ox,T}=0.029 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, vindhastighet U er gitt i m/s og temperaturen T i $^\circ\text{C}$, k_{ox} har enheten (m/dag). Bakgrunnen for dette er nærmere beskrevet i rapport nr. 4. Det siste leddet har liten betydning i indre Oslofjord, hvor vindhastigheter over 13 m/s sjelden forekommer.

I sommerhalvåret skjer det en betydelig oksygenproduksjon i overflatelaget pga. primærproduksjonen. Modellkjøringer i en tidlig fase tydet på at mekanismen ovenfor ikke er tilstrekkelig til å gi realistiske oksygenkonsentrasjoner. Det er derfor lagt inn en tilleggs-mekanisme som skal beskrive bobledannelse pga. overmetning av oksygen. Boblene vil stige til overflaten og slik gi en tilleggstransport av oksygen ut av vannmassene til atmosfæren. Denne mekanismen antas i prinsippet å kunne virke på flere lag nedover, og er derfor beskrevet som funksjon av dyp z , forutsatt gitt i meter, og overkonsentrasjonen av oksygen:

$$B(z)_{ox} = -b_{ox} \cdot \max(0, [O_2]_z - O_2(z)_{sat}) \quad (12)$$

Koeffisienten b_{ox} er en spesifikk rate med enhet (tid^{-1}) som spesifiserer hvor raskt en overkonsentrasjon motvirkes av bobledannelse, og $B(z)_{ox}$ har dimensjon (oksygen/volum/tid). Metningskonsentrasjonen $O_2(z)_{sat}$ er nå gitt som funksjon av dyp z i meter:

$$O_2(z)_{sat} = O_{2,sat}^0 \cdot (1 + 0.48 \cdot z) \quad (13)$$

hvor den lineære økningen med dyp beskriver hvordan effektiv metningskonsentrasjon av oksygen ved likevekt med gassbobler øker proporsjonalt med trykket. Detaljene er gitt i rapport 4.

Det er her antatt at de andre gassene i atmosfæren, hovedsakelig nitrogen, har konstant innhold tilsvarende metning ved 1 atmosfæres trykk nedover i vannmassene, og at den økning i totaltrykk med dyp som skal til for å få bobledannelse eventuelt må skyldes forhøyet oksygenkonsentrasjon alene. Virkningen av eventuell bobledannelse på gjenværende nitrogenkonsentrasjon er ikke inkludert i modellen, det gjør at begrensningen i ligning (13) kan være litt for sterk.

6. Randbetingelser: Transporter til/fra ytre Oslofjord.

I den topografiske beskrivelsen inngår en eller flere randområder, knyttet til modellbassengene ved definerte strømningsverrsnitt. Transporten mellom modellbassengene og randområdene beregnes på nøyaktig samme måte som transporten mellom modellbassengene, dynamisk styrt av forskjeller i vannstand og lagdeling.

For modellbassengene virker transportene i sin tur tilbake på både vannstand og vertikalfordeling av tilstandsvariable (salt, temperatur oksygen, næringssalter etc.). Når det gjelder totalkonsentrasjoner av N, P og Si regnes randområdene som uavhengig av modellbassengene, og forholdene her må derfor fullt ut spesifiseres som inngangsdata til modellen. Dette impliserer at det antas at randområdene er så store og har såpass stor gjennomstrømning at endringer i modellområdet ikke innvirker nevneverdig på forholdene utenfor.

Det ville rent teknisk ikke være noe i veien for å formulere grensebetingelsene slik at totalkonsentrasjonene på randen var en eller annen kombinasjon av en bestemt variasjon spesifisert uavhengig av modellbassengene, og resultat av påvirkning fra modellbassengene. Det ville i praksis si at vi ville legge inn en forenklet modell for omsetning og transport i randområdet (ytre Oslofjord) i forhold til større områder lenger ut (Skagerrak, Nordsjøen). Det er en mulig videreutvikling av modellen. Buffervolumene kan forsåvidt sies å gi en slik tilbakekobling via randen ved å begrense materialtransport i forhold til dynamisk transport frem og tilbake gjennom forbindelsene til randområdene, men de er mer beregnet på å ta hensyn til lokale forhold i overgangsområdet.

Som et redskap for følsomhetsanalyse er det allerede lagt inn en mulighet for å la modellbassengene styre temperaturen i randen, dvs. at påvirkningen fra atmosfæren og fra solstråling blir avgjørende. Ellers er totalkonsentrasjoner spesifisert uavhengig av modellbassengene i randområdene, men modellen inneholder en mekanisme som tillater at fordelingen av hvert enkelt næringsstoff N, P og Si mellom uorganiske næringssalter og de forskjellige biologiske komponenter kan bestemmes helt eller delvis av tilsvarende fordeling i modellbassengene. Hvorfor og hvordan disse tingene er lagt inn er nærmere omtalt i kap. 6.3.

6.1. Vannstandsvariasjonene

Vannstandsvariasjonene blir forenklet beskrevet ved en empirisk sammenheng med variasjoner i lufttrykket innenfor uke-måned-skala, hentet fra Johannesen (1968), overlagret en tidevannsvariasjon satt sammen av de viktigste tidevanns-komponenter. Vannstand som funksjon av tid genereres internt av en egen program-modul som er knyttet inn i modellen, og på dette punktet er modellen nå spesialtilpasset indre Oslofjord. De fysiske og matematiske antagelsene som er bygd inn er nærmere beskrevet i rapport nr. 1 som viser hvordan modellen er prøvd ut på indre Oslofjord. Hvordan modellen EDB-teknisk skal tilpasses andre områder på dette punktet er beskrevet i den tekniske brukerbeskrivelsen i rapport 3.

6.2. Vertikalfordelingen av temperatur, salinitet, oksygen og totalkonsentrasjon av næringsstoffer N, P og Si.

Vertikalfordelingen av temperatur, salinitet og andre stoffkomponenter i randområdet gis som funksjon av tid og dyp ut fra datatabeller som er lagt inn i en egen modul i EDB-programmet. Datatabellene beskriver gjennomsnittlig årsforløp i sjiktning og totale næringsstoff-konsentrasjoner i overflatelag og dyplag, og angir også hvor mye forholdene varierer rundt gjennomsnittet for de forskjellige tidene på året. De bygger på analyse av observasjoner fra Drøbaksundet utenfor terskelen. Ut fra den statistiske beskrivelsene i disse tabellene genererer programmet selv kontinuerlige tidsserier. I disse tidsseriene blir korttidsfluktuationene generert som en stokastisk ("tilfeldig") variasjon med gjennomsnitt og variasjonsbredder gitt av tabellene, og det er også lagt inn en viss variasjon med vind.

Med stokastisk menes her at variasjonene har et tilfeldig preg i forhold til de gjennomsnittsverdier som kan genereres ut fra datatabellene og vindens påvirkning, dvs. de skyldes påvirkninger som ikke er med i grunnlaget for modellen. De stokastiske variasjonene dannes ved hjelp av *randomiserte* tallrekker, dvs. tallrekker som har et tilsynelatende tilfeldig preg. Slike tallrekker kan genereres i datamaskiner ved hjelp av egnede formler. Hensikten er altså å gi signaler (tidsrekker) med et variasjonsmønster som ligner på det som kan observeres, uten at det er nødvendig verken å ha reelle historiske dataserier som er så tette, eller å kunne beskrive de årsaksforholdene som ligger bak variasjonene.

Denne løsningen er valgt ut fra hva slags data som finnes for randen til indre Oslofjord. Disse data gir et godt bilde av variasjonene over året, men det er ikke tilstrekkelig i seg selv som inngangsdata for en kontinuerlig dynamisk modellering av lengre forløp, inkludert historiske forløp for mange år tilbake.

For å sette verdier på konsentrasjoner $Y(z)$ som funksjon av dyp er det brukt en sjiktningmodell gitt ved ligningen

$$Y(z, t) = (1 - f_Y(z, t))Y_0(t) + f_Y(z, t)Y_d(t)$$

hvor $Y_0(t)$ = konsentrasjon i overflaten, og $Y_d(t)$ = konsentrasjon på stort dyp.

Funksjonen $f_Y(z, t)$ er en funksjon som går fra verdi 0 i overflaten til 1 for dyplagene vann, og har et ikke-symmetrisk sigmoid forløp, med en forholdsvis brå overgang mellom overflatesjikt og sprangsjikt og en mer gradvis overgang på undersiden av sprangsjiktet. Funksjonen er definert av to parametre $z_1(t)$ og $z_2(t)$ som kan betraktes som dypene for henholdsvis øvre og nedre grense av sprangsjiktet. Vi betrakter altså vannsøylen som sammensatt av to homogene

lag i utgangspunktet, men med en gradvis overgang mellom de to lagene pga. vertikal blanding.

Det samme forløpet for $f_Y(z,t)$ brukes for alle konsentrasjonsvariable, men med ulike verdier på $Y_0(t)$ og $Y_d(t)$. Disse tidsseriene settes sammen av en deterministisk årstidsvariasjon basert på statistisk analyse av data og en stokastisk variasjon basert på generering av en "tilfeldig" tallrekke.

Sjiktmodellen er i og for seg generelt anvendelig, men fordi modellen er utviklet for anvendelse på indre Oslofjord er den satt opp spesielt for dette området ut fra analyse av data fra Drøbakundet utenfor terskelen. Detaljene er beskrevet i rapport 3: "*EDB-teknisk beskrivelse*". Ved andre anvendelser kan det være aktuelt å generere randbetingelsene på andre måter.

For saliniteten er det lagt inn en absolutt øvre grense på 35‰, som fungerer uavhengig av datatabellene. Grensen må eventuelt justeres i programkoden.

For nitrogen er totalkonsentrasjoner redusert med en konstant verdi 100µg/l i forhold til det som fås direkte av datamaterialet. Det bygger på at det i observasjonene fra dypvannet i indre Oslofjord stort sett alltid er en forskjell på omkring 100 µgN/l mellom total-nitrogen og summen av nitrat og ammonium. Den tredje formen, nitritt, kan antas å finnes i forholdsvis små mengder. Forskjellen er nokså konstant, uavhengig av årstid, oksygenivåer, og variasjon i nitrogenkonsentrasjoner. Det er derfor antatt at dette representerer en komponent som ikke deltar særlig i biologisk omsetning. Dette betyr at totale nitrogenkonsentrasjoner i modellen må sammenlignes med tilsvarende reduserte observasjoner. Riktigheten av antagelsen bør undersøkes nærmere, og eventuelt hvordan den inaktive komponenten varierer med saltholdighet.

Når det gjelder overflatetemperaturen er det også mulig få modellen til å bruke gjennomsnittlig overflatetemperatur inne i modellbassengene som $Y_0(t)$ i randen. Det vil medføre at overflatetemperaturen i hovedsak bestemmes av utvekslingen av varme mellom atmosfære og overflatelag. Det kan brukes til å teste ut modellen på dette punktet.

6.3. Fordelingen av N, P og Si på uorganiske og biologiske komponenter - mengde organisk karbon.

De randbetingelsene som genereres av EDB-modellen uavhengig av hva som skjer inne i modellbassengene, omfatter bare den totale konsentrasjonen av elementene N, P og Si. Disse næringsstoffene vil i virkeligheten være fordelt på endel biologiske komponenter som det er lite data for. Det er derfor vanskelig å spesifisere en fordeling mellom uorganiske og biologiske komponenter på randen. En løsning ville være å la alt N, P og Si på randen være i form av frie næringsalter, og la modellen omdanne det inne i modellen ved de prosessene som foregår der. Det ville bety at en betraktet innstrømmende vann som et rent næringsmedium, fritt for organismer. Dersom oppholdstiden inne i modellbassengene er lang i forhold til omsetningshastigheten for biologiske komponenter har ikke det så mye å si for produksjonslaget, men for noen situasjoner kan det tenkes å ha betydning, f.eks. om vinteren når veksten er svært liten.

For å gi anledning til å prøve ut dette, er det lagt inn en mulighet for å bruke fordelingen av N, P og Si i modellbassengene til å styre fordelingen på randen. Ved hjelp av brukerdefinerte koeffisienter kan en variere kontinuerlig mellom to ytterpunkter: Det ene er å la alt N, P og Si

være uorganisk, mens det andre er å fordele mellom tilstandsformene proporsjonalt med fordelingen inne i modellen. I det siste tilfelle blir fordelingen for et gitt dyp i randområdene styrt av arealmidlet fordeling på samme dyp inne i modellbassengene. Den samlede konsentrasjonen av N, P og Si er alltid gitt direkte av randbetingelsene, bare fordelingen kan styres av utviklingen inne i modellbassengene. Avveiningen mellom de to ytterpunktene styres av et par koeffisienter som varierer mellom 0 og 1. Detaljer er gitt i rapport 3: "*EDB-teknisk beskrivelse*" (se innsiden av permenn foran).

Mengden organisk karbon i de forskjellige biologiske komponent på randen (fytoplankton, zooplankton, pelagiske bakterier, detritus) beregnes i forhold til den nitrogenmengden som fordeles til de samme komponentene. Omregningen fra nitrogen til karbon skjer etter samme forholdstall C:N som det som finnes som arealvektet middel på samme dyp over alle modellbassengene.

Uavhengig av dette kan en variere mellom å ikke ha noe oppløst organisk karbon på randen eller la forholdet mellom oppløst organisk karbon (DOC) og mengde organisk karbon i fytoplankton være som i modellbassengene på samme dyp.

7. Tilførsler fra land

Tilførsler fra forskjellige kilder er i denne første utgaven av modellen bare beskrevet som datatabeller som definerer et mønster for variasjon gjennom året, med oppdeling på månedsbasis. Ut fra dette genereres tilførsler som funksjon av tid, og mønsteret for årstidsvariasjon gjentas for hvert år gjennom hele simuleringen. Slik modellen er implementert nå, er datatabellene bygd direkte inn i en programmodul, og det er lagt inn data spesielt for indre Oslofjord.

I de tabellene som er lagt inn for indre Oslofjord, varierer tilførsel fra vassdragene fra måned til måned, mens det forenklet antas konstante utslipp fra renseanleggene. De utslippstallene som er benyttet finnes i rapport 1: "*Praktisk utprøving på indre Oslofjord*".

Datatabellene beskriver en bestemt tilførselssituasjon. For å kunne prøve ut hvordan endringer i tilførselene slår ut, er det lagt inn i modellen endel koeffisienter som modifierer utslippet. De kan brukes til å øke eller minske utslippene generelt, for visse kilder, eller bare for enkeltkomponenter. Det er også mulig ved hjelp av koeffisientene å flytte hele eller deler av en kilde til alternative utslippssteder. Dette kan også brukes til å endre tilførselene trinnvis i løpet av en simulering. Hvordan dette gjøres er beskrevet i rapport 3.

Koeffisientene kan også inneholde antagelser om biotilgjengelighet. Som regel er det totaltall som er tilgjengelig for tilførsel av C, N og P, og det kan da være mest praktisk å legge det direkte inn som tilførselstall i modellen. Hvis bare en del av tilførselene er biotilgjengelige, kan det legges inn i de koeffisientene som brukes for å modifisere tilførselene. En må da være oppmerksom på at det som skal med i modellen ikke bare er det som er biotilgjengelig på kort sikt, men også komponenter som omsettes forholdsvis langsomt. Som et eksempel kan nevnes utslipp av organiske partikler som synker ned og brytes ned i sedimentet. Modellen har mekanismer for å håndtere at en del av slike partikler er tungt nedbrytbare, slik at nedbrytningsraten avtar ettersom restmengdene reduseres (kap. 13.2.) Det kan derfor være riktigere å ta med totaltilførselene, og heller vurdere hvilken initiell nedbrytningsrate som skal spesifiseres, enn å skjære ned tilførselstallet for organisk stoff. Modellens evne til å skjelne mellom ulike typer tilførsler og behandle dem ulikt bør utvikles videre.

I andre tilfelle, der det er helt inaktive komponenter som inngår i tilførselene, kan det være riktig å redusere selve tilførselstallene, men da må en også ta hensyn til dette ved sammenligning mellom observasjoner (av totalkonsentrasjoner) og modellresultater. Eksempler på dette kan være mineralisk fosfor og nitrogen bundet i humus.

8. Generelt om biologisk omsetning i vannmassene

I naturen skjer den biologiske omsetningen i et næringsnettverk hvor mange typer organismer er involvert. Den primære biologiske prosessen er fotosyntesen. I de fleste marine områder vil det være de små planktoniske algene som står for det vesentlige av produksjonen. Fytoplanktonets vekst krever lysenergi og er dessuten regulert av temperatur og tilgang på næringsstoffer. Ved primærproduksjonen reduseres karbondioksid til organiske forbindelser, og derved frigjøres oksygen til vannmassene.

Fytoplanktonet skiller ut oppløste organiske stoffer, som utnyttes av bakterier (Nygaard 1991). Data fra Chesapeake Bay viser at mengden bakterier, målt som organisk karbon, kan bli omtrent like stor som fytoplanktonmengden sent på sommeren i august (Malone og Ducklow 1990).

Både bakterier og fytoplankton beites av zooplankton, og større zooplanktonarter beiter på mindre arter. Zooplankton beites igjen av høyere nivåer, i siste instans fisk. Hver zooplanktonart gjennomgår en utvikling i flere stadier, og hvert stadium innvirker på forskjellig måte. Beiting har en tosidig virkning: Den begrenser nettotilveksten av fødeorganismene, og remineraliserer næringsstoffer som kan brukes på nytt av fytoplankton. Sykdomsbakterier og virus som angriper de større organismene vil bidra til å resirkulere næringsstoff på samme måte.

Omsetningen i vannmassene gir partikulært organisk materiale som synker og brytes mer eller mindre langsomt ned både i vannmassene og på bunnen. Nedbrytningen foregår i stor grad ved bakterielle prosesser, men i samvirke med bunndyr der hvor det er tilstrekkelig oksygen til at de kan eksistere. Primærproduksjon danner fritt oksygen, og nedbrytingsprosessene forbruker oksygen så lenge det er tilgjengelig. Fordi dødt partikulært materiale i stor utstrekning synker mot større dyp eller til bunns før det remineraliseres, vil stor produksjon i overflatelaget medføre at oksygen brukes opp i dyplaget. Da forsvinner faunaen, og videre nedbrytning skjer bare ved anaerobe bakterielle prosesser, først ved nitratreduksjon, men deretter med fare for utvikling av sulfid i sediment og i vannet. Det kan foregå ulike typer nedbrytning i ulike mikromiljøer, med anaerob nedbrytning i partikler eller i organismers fordøyelsessystem, selv om det er oksygen tilstede i vannmassene.

For bruk i modellen er vi interessert i å finne en så enkel beskrivelse som mulig av hovedtrekkene i disse prosessene. I utgangspunktet er vi bare interessert i den totale partikulære biomassekonsentrasjonen, og hvordan denne biomassen synker ned i dypere lag og nedbrytes der.

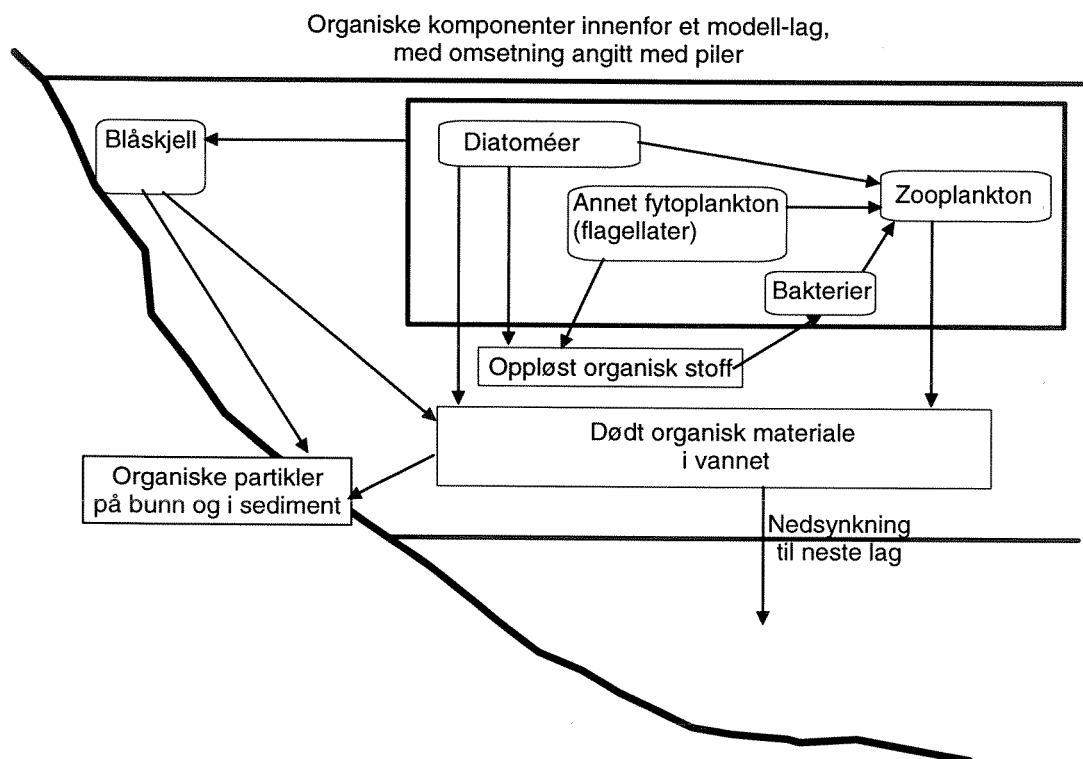
Hvordan den totale mengden av biomasse utvikler seg over tid er både en funksjon av tilgangen på næringsstoffer, og av hvordan de ulike delene av biomassen utvikler seg i samspill med hverandre. Det siste kan også være avgjørende for nedsynkingen til dypere lag. En biomasse som domineres av fytoplankton, med uvesentlig innslag av beiting, vil kunne gi mer produksjon av organisk karbon pr. mengde næringsstoff, og også synke raskere, enn en biomasse hvor beiting spiller stor rolle i å begrense biomassen og opprettholde høy veksthastighet hos algene. Det kan derfor være nødvendig å se på sammensetning av

biomassen, og omsetningen mellom de forskjellige delene av biomassen. Det er tatt sikte på å dele opp i noen få hovedkomponenter som representerer typiske trofiske nivåer eller grupper av arter, og som kan gjengi hovedtrekkene i omsetningen.

En oppsplitting av biomassen i flere separate komponenter innebærer også separate massebalanser, dvs. at transportene må beskrives for hver komponent. En enklere modell kan en få dersom transportene mellom delvolumer er liten sammenlignet med den interne bruttoomsetningen innenfor hvert vannvolum i modellen, eller dersom flere komponenter transporteres som aggregater (f.eks. partikler med bakterier). Isåfall kan sammensetningen av biomassen beskrives av koeffisienter for spesifikk omsetning som utvikler seg over tid, uavhengig i hvert delvolum. Virus og sykdomsbakterier er det f.eks. naturlig å inkludere som empiriske respirasjons- eller remineraliseringsrater for fytoplankton.

Det som er viktig er å prøve å skille ut i egne massebalanser de delene av biomassen som har vesentlig ulikt omsetnings- eller nedsynkingsforløp, spesielt dersom det er grunn til å tro at forholdet mellom dem vil forskyves ved endret forurensningsbelastning.

Hovedstrukturen i den biologiske modelleringen er illustrert i figur 5. Som et første skritt er det i modellen skilt mellom fytoplankton og zooplankton, dvs. litt forenklet henholdsvis autotrof og heterotrof biomasse. Fytoplanktonbiomassen vokser ved fotosyntese, og begrenses av respirasjon og beiting. Beitingen er en funksjon av samspillet mellom en i hovedsak autotrof og en klart heterotrof del av biomassen, og bidrar til å øke heterotrof andel på bekostning av den autotrofe biomassen.



Figur 5. Hovedkomponenter i den biologiske delmodellen og sammenhengen mellom dem.

I tillegg er det lagt inn en viss selvregulering av fytoplankton, delvis ved nedsynkning av næringsbegrensede diatoméer, og delvis i form av dødelighetsledd på fytoplanktonet, med rater som øker når bestanden blir stor og/eller begrenset av mangel på næring. Det er et forsøk på å ta hensyn til at det i virkeligheten ikke er noe helt klart skille mellom autotrof og heterotrof biomasse: mikсотrofe arter kan skifte mellom primærproduksjon og assimilering av andre deler av biomassen, og det kan foregå "tyveri" av næringsstoffer (N og P) mellom alger. En enkel modellering av vekselvirkningen mellom to eller tre homogene organismegrupper kan antagelig lett gi for store svingninger.

Det som er skilt ut som zooplankton-biomasse i modellen er også begrenset av egne tapsledd, gitt som spesifikke tapsrater, som er ment å inkludere beiting fra høyere trofiske ordener, uten at det er med som en egen aktiv komponent.

Zooplanktonet er beskrevet ganske enkelt - som en udefinert heterotrof biomasse, antatt dominert av mikrozooplankton. Det er ikke innført noen definert populasjonsdynamikk knyttet til gyting og vekst gjennom larvestadier frem til voksne individer.

Fytoplankton er skilt i to grupper, 1. diatoméer og 2. annet fytoplankton, som i modellen kan gis hver sin karakteristikk m.h.t. vekst, næringsopptak og hvor utsatt de er for beiting.

Problemet med en slik oppsplitting er at det stiller større krav til en beskrivelse av hvordan gruppene konkurrerer om næringsalter. Dessuten kan det tenkes at det forutsetter en tilsvarende oppdeling av zooplankton for å ha mening. En videre oppsplitting i flere fytoplanktongrupper er mulig, men vil ytterligere komplisere kalibrering av modellen, og har bare verdi hvis det kan skaffes data for de enkelte gruppene.

Modellen inkluderer også bakterier i vann som en separat komponent. Bakteriene utnytter oppløst organisk stoff som dels stammer fra tilførsler og delvis er utskilt fra fytoplankton. Den siste prosessen er antatt å være knyttet til graden av næringsstoff-begrensning. Oppløst organisk stoff utnyttes av bakterier så sant det er tilstrekkelig med næringsalter tilstede. det antas konstant C:N:P-forhold i bakteriene, slik at bakterievekst impliserer opptak av næringsalter. Bakteriene beites i sin tur av mikro-zooplankton og inngår derved i den generelle omsetningen.

Modellen inkluderer dessuten blåskjell som en egen biomasse. De beiter på alle de planktoniske gruppene, både fytoplankton, zooplankton og bakterier. Effektiv beiting på bakterier forutsetter at de finnes i aggregater av en viss størrelse, med ca. $2\mu\text{m}$. Blåskjellene er begrenset til strandsonen i overflatelagene, og innvirker bare på de øverste lagene. I naturen vil blåskjell bare innvirke direkte på vannmassene nær land, og virkningen på gjennomsnittskonsentrasjonene over hele fjordarealet er begrenset av horisontal transport og blanding. I modellen er blåskjellprosessene knyttet direkte til gjennomsnittskonsentrasjoner, dvs. at den nevnte transportbegrensningen knyttet til vannfornyelsen i blåskjellsonen må inkluderes i de koeffisienter som inngår i prosessbeskrivelsene.

Nedbrytning av organisk stoff er bare beskrevet som en prosess som foregår med det organiske stoffet, styrt av mengde organisk stoff og ytre miljøfaktorer. De bakteriene og andre organismer som deltar i nedbrytningen er ikke eksplisitt beskrevet, de er bare representert som prosessrater. Mengdemessig må de nedbrytende organismene betraktes som en del av det organiske stoffet som nedbrytes.

De etterfølgende kapitler beskriver de ulike deler av den biologiske modellen i den detalj som er nødvendig for å redegjøre for det matematiske og faglige innholdet i modellen.

9. Fytoplankton

Primærproduksjonen av biomasse i vann skjer ved fotosyntese i alger. I indre Oslofjord er det planktonalger, eller fytoplankton, som står for den vesentlige del av produksjonen. Data innsamlet for dette prosjektet tyder på at fastsittende alger i strandsonen betyr forholdsvis lite mengdemessig og antagelig også produksjonsmessig, sammenlignet med den planktoniske biomassen. (Kirkerud og Bjerkeng 1994, rapport 6: "*Blåskjell*", se innsiden av permen foran).

Fytoplankton er som nevnt ovenfor splittet opp i to delbiomasser, som løselig kan betraktes som to grupper av planktonarter. Det er noen prinsipielle forskjeller mellom måten de to gruppene er modellert på:

- Gruppe 1, diatoméer, er kjennetegnet ved at de vokser forholdsvis fort, er silikatavhengige og derfor kan være vekstbegrenset av nitrogen, fosfor og silisium, og at de synker raskt ut ved næringsstoffbegrensning. I modellen er det antatt at dette skjer uavhengig av beiting fra zooplankton.
- Gruppe 2 omfatter alt annet fytoplankton, og antas i liten grad å synke, mens de derimot er sterkere utsatt for beiting. De er næringsstoffbegrenset bare av nitrogen og fosfor. De har evne til aktiv egenbevegelse vertikalt, og det er også lagt inn en mulighet til nitrogenfiksering innen denne gruppen. De to siste egenskapene kan skrues av og på gjennom koeffisienter i modellen.

Bortsett fra disse forskjellene er fytoplanktonprosessen i prinsippet modellert likt for begge grupper. Verdien på de fleste koeffisientene kan settes separat for hver gruppe, men formen på funksjonene er den samme.

I underkapitlene nedenfor beskrives først selve primærproduksjonen som funksjon av lys, temperatur og potensielt begrensende næringsstoffer N, P og Si, og i sammenheng med det opptak av næringssalter fra vannet. Deretter beskrives respirasjon og ekskresjon av organisk karbon, nedsynking av diatoméer knyttet til næringsstoff-mangel med overgang til dødt organisk materiale, og vertikal egenbevegelse for fytoplanktongruppe 2. Bakgrunnen for modellbeskrivelsen, med en mer fullstendig beskrivelse med litteraturhenvisninger, finnes i rapport 5 i denne serien: "*Fytoplankton-prosesser - et litteraturstudium*".

Vekst- og opptaks-rater for de to fytoplanktongruppene er satt slik at en får realistisk tidsutvikling: Diatoméer (gruppe 1) har høyere veksthastighet enn andre alger (gruppe 2) så lenge de har tilgang på nok silisium, og beites mindre. Til gjengjeld synker altså diatoméene ut i modellen når de støter på næringsstoff-begrensning, i motsetning til gruppe 2, hvor det antas at beiting er den vesentlige kontrollfaktor både for å holde bestanden nede og gi nedsynkning av produsert organisk materiale. For begge grupper kan det i tillegg aktiveres egne tapsledd som arter seg som intern beiting - men slik modellen er kjørt som del av prosjektet er det bare tatt i bruk for gruppe 2, som har mer karakter av en *diverse*-gruppe.

Fytoplankton beites i modellen av zooplankton og blåskjell. Dette er tapsledd som også delvis gir overgang til dødt organisk materiale. Modelleringen av beiting på fytoplankton er beskrevet i kapitlene om zooplankton og blåskjell.

Transport av biomasse fra overflatelaget og ned i dyplagene er helt avgjørende for oksygenforholdene der, og det er viktig å ha en god beskrivelse av denne transporten som funksjon av forurensningssituasjonen. I modellsammenheng er det vanlig å beskrive nedsynkingen bare som en synkehastighet (m/dag) for organisk materiale. Det finnes også

modeller som bruker en overgangsrate (dag^{-1}) som beskriver en overgang fra levende organismer til (dødt) organisk stoff som synker, eventuelt kombinert med en synkehastighet i m/dag på den andelen som synker ut. I eutrofimodellen er den siste fremgangsmåten brukt, dvs. at dannelse av dødt organisk materiale fra hvert vannlag beskrives ved en spesifikk rate relativt til innholdet i vannlaget av de forskjellige aktive biologiske komponentene.

Modellen beskriver altså hvor stor andel pr. tidsenhet av forskjellige levende komponenter som overføres til detritus-komponenten i det samme vannlaget. Overgangsraten vil være en funksjon av tilstand og mengde av de forskjellige komponentene.

Detritus synker så ned gjennom vannlagene og fordeles på bunnen i de forskjellige lagene ut fra arealforhold og resuspensjonskoeffisienter. Sammen med spesifisert nedbrytningsrate for det sedimenterende materiale bestemmer dette hvor mye organisk stoff som kommer ned til store dyp eller treffer bunn før det brytes ned. Nedsynking og remineralisering av dødt organisk materiale beskrives i kapittel 13.

9.1. Dynamiske variable som beskriver fytoplanktonbestand

Mengden av fytoplankton innenfor et lag beskrives som konsentrasjon pr. vannvolum av karbon, nitrogen, fosfor og eventuelt silikat. I beskrivelsen av prosessene i dette kapitlet presenteres ligningene for et enkelt vannlag og en enkelt fytoplanktongruppe, uten subindekser for angi separering mellom bassenger, lag eller fytoplanktongrupper. Fytoplanktonbestanden for en bestemt gruppe og innenfor ett bestemt lag beskrives da av følgende dynamisk bestemte tilstandsvariable:

$CFYT(t)$ = Konsentrasjon av karbon bundet i fytoplankton

$NFYT(t)$ = Konsentrasjon av nitrogen bundet i fytoplankton

$PFYT(t)$ = Konsentrasjon av fosfor bundet i fytoplankton

$CHL(t)$ = Konsentrasjon av klorofyll (egentlig evne til lysutnyttelse)

$SFYT(t)$ = Konsentrasjon av silikat bundet i fytoplankton (bare for diatoméer)

Alle tilstandsvariable er gitt som mengde (i vektenheter) pr. totalt vannvolum, altså ikke som konsentrasjon i fytoplankton. Tidsutviklingen av hver variabel bestemmes ved å integrere over tid den totale endringsraten, som kan skrives som nedenfor når vi lar X generelt betegne en av variablene ovenfor:

$$\begin{aligned}
 dX/dt = & + (1) \text{ produksjon (fotosyntese) eller opptak} \\
 & - (2) \text{ tap ved respirasjon} \\
 & - (3) \text{ andre tapsprosesser (lysing/"død"/ekskresjon)} \\
 & - (4) \text{ nedsynkning gjennom vannet til dypere sjikt} \\
 & - (5) \text{ beiting ved zooplankton og blåskjell} \\
 & + (6) \text{ netto advektiv og diffusiv transport med vanntransporter} \\
 & \quad \text{fra andre sjikt og andre bassenger, inkludert ytre randområde.}
 \end{aligned}$$

Nedenfor beskrives prosessene 1-4, mens 5 inngår i beskrivelsen av henholdsvis zooplankton- og blåskjell-prosesser, og ledd 6 er gitt direkte av den fysiske modellen og randbetingelsene.

For de fleste prosesser er det slik at de to fytoplanktongruppene følger samme modellformulering, men med hvert sitt sett av parametre. Når annet ikke er sagt direkte gjelder altså beskrivelsen generelt for begge gruppene, sett hver for seg. Modellen inneholder

både variable og parametre for hver gruppe, og i ligningene nedenfor må indeks for gruppe være underforstått, slik at $CFYT$ f.eks. egentlig står for $CFYT_i$, hvor $i=1$ eller 2 , og veksthastighet μ tilsvarende for μ_i . Der hvor den samlede fyttoplanktonbiomasse inngår i modellen vil det være direkte angitt som en sum.

9.2. Primærproduksjon, som karbon-assimilering

Primærproduksjonen beskrives som assimilering av organisk karbon pr. tidsenhet. Bidraget til $d CFYT/dt$ fra fotosyntesen er gitt ved:

$$d CFYT / dt_p = \mu \cdot CFYT(t) \quad (14)$$

hvor μ = spesifikk veksthastighet (dag^{-1})

Veksthastigheten antas å være regulert av flere faktorer:

Lysstyrke:	I	(energi/tid/flate)
Temperatur:	T	
Næringsstoffinnhold	$q_N=N:C\text{-forhold}$	$=NFYT/CFYT$
i plankton-algene:	$q_P=P:C\text{-forhold}$	$=PFYT/CFYT$
	$q_{Si}=Si:C\text{-forhold}$	$=SFYT/CFYT$ [bare diatoméer]

Virkning av lav saltholdighet er ikke med i den første versjonen av modellen. Lav salinitet kan både gi begrensning i antall arter, og begrense veksthastigheten for de artene som blir dominerende (Torbjørn Johnsen, NIVA, pers. medd.). For å ta hensyn til dette slik modellen er nå for fjorder med lav overflatesaltholdighet, må en sette ned veksthastigheten med en konstant faktor, etter nærmere vurdering - modellen har altså ikke innebygd noen mulighet til å beskrive virkning av varierende ferskvannspåvirkning.

Den fysiske modellen har så stor tidsoppløsning at døgnvariasjonene kan beskrives eksplisitt, og fotosyntese-modellen beskriver også døgnvariasjoner eksplisitt, ikke bare midlet over døgnet.

9.2.1. Temperaturbegrensning alene

Dersom det er nok lys og næringsstoff (N, P, Si) vil veksthastigheten være begrenset av den indre stoffomsetningen i algene, og den er en funksjon av temperaturen. Maksimal veksthastighet som funksjon av temperatur antas å følge Eppleys eksponensielle funksjon (Eppley 1972) med temperatur T gitt i $^{\circ}\text{C}$ og med temperaturkoeffisient $k_{T,fyt} = 0.063$ pr. $^{\circ}\text{C}$:

$$\mu_{\max}(T) = \mu_{20} \exp[k_{T,fyt} \cdot (T - 20^{\circ}\text{C})] \quad (15)$$

Ved aktuelle forhold i norske fjorder antas det at nedsatt produksjon ved høye temperaturer ikke trenger å modelleres. Ligningen ovenfor beskriver vekst tilpasset aktuell temperatur. Temperaturvekslinger innenfor et døgn kan gi sterkere variasjon, med det kan antagelig neglisjeres, siden døgnvariasjoner i veksten hovedsakelig følger av variasjoner i lysstyrken. Eppleys funksjon har ut fra det datamaterialet den bygger på, også innebygd variasjon i artssammensetning med temperatur.

9.2.2. Næringsstoff-begrensning sammen med temperaturbegrensning

Mangel på næringsstoff (N, P eller Si) kan begrense den indre omsetningen. Under ellers optimale forhold beskrives vekstbegrensning ved ett enkelt næringsstoff x (= N, P eller Si) ifølge Droops formel (Droop 1968, 1974, 1975) ved:

$$\mu = \mu_{\max} (1 - q_0/q) \quad (16)$$

hvor q = relativt næringsstoff-innhold = $xFYT/CFYT$,
 q_0 = nedre grense for næringsstoff-innhold (minimumskvot).

Ligningen kan omformuleres slik:

$$\mu = \frac{\mu_{\max}}{1 + 1/K_q} \quad (17)$$

hvor

$$K_q = (q - q_0) / q_0 \quad (18)$$

er relativt overskuddsinhold ut over minimumskvoten.

Denne formuleringen kan lett utvides til å gjelde flere begrensende stoffer a, b, c, \dots , og ved å kombinere den med ligning (15) for maksimal veksthastighet får vi en modell for kombinert temperatur- og næringsstoffbegrensning:

$$\mu(T, \text{næringsstoff-innhold}) = NUTFAC \cdot \mu_{\max}(T) \quad (19)$$

hvor den kombinerte næringsbegrensningen uttrykkes med en faktor gitt ved ligningen:

$$\frac{1}{NUTFAC} = 1 + \frac{1}{K_{q,a}} + \frac{1}{K_{q,b}} + \frac{1}{K_{q,c}} + \dots \quad (20)$$

Det som finnes av data om kombinert næringsstoff-begrensning kan stemme med en slik modell, og det er valgt å bruke den, med nitrogen og fosfor som begrensende stoffer. For diatoméer, som er skilt ut som egen gruppe, er også silikat med som begrensende faktor.

Minimumskvoter q_0 ved $T = 20^\circ\text{C}$ settes i utgangspunktet for de tre aktuelle grunnstoffene til vekt i forhold til vekt av karbon. Modellen opererer med følgende størrelser, som brukes som beskrevet generelt ovenfor:

	Minimumskvot q_0 betegnes:	(g/g)	(ca. atom:atom)
Nitrogen:	(N:C) _{min}	0.06	1:20
Fosfor:	(P:C) _{min}	0.0027	1:1000
Silisium: [bare for diatoméer]	(Si:C) _{min}	0.09	1:25

Bakgrunnen for disse verdiene finnes det redegjort for i rapport 5. For silisium er den valgte minstekvoten basert på silisiumdata fra Paasche (1973) og data om karboninnhold i cellene fra Zehr et al. (1988). Koeffisientene antas i modellen å kunne settes uavhengig av temperatur.

9.2.3. Lysbegrensning

Ligning (19) antas å beskrive hvordan stoffomsetningen i algene begrenses av indre faktorer. Stoffomsetningen drives imidlertid av energi fanget opp fra lyset av fotokjemiske prosesser, og ved svake lysstyrker vil de fotokjemiske prosessene begrense veksten.

Rask reduksjon i lysstyrken (I) vil gi forholdsvis stor reduksjon av veksthastighet, men fyttoplanktonet kan adapteres til langvarig lave lysstyrker ved å produsere mer klorofyll i forhold til total mengde tørrstoff, evt. utnytte klorofyllet bedre. Kombinasjonen av temperatur og lysbegrensning ved rikelig næringssalt-tilgang beskrives etter Bannister (1979):

$$\mu(I, T) = \mu_{\max}(T) \cdot \Theta(I) \quad (21)$$

hvor

$$\Theta(I) = \frac{I}{(I_k^n + I^n)^{1/n}} \quad (22)$$

er den relative reduksjon i veksthastighet pga. lav lysstyrke. Størrelsen I_k er den kritiske lysstyrken, som angir overgangen mellom lysbegrenset og temperaturbegrenset vekst. Den kritiske lysstyrken varierer dynamisk som beskrevet i underkapitlet nedenfor, og uttrykker planktonets tilpasning til lysforholdene. Ligning (22) uttrykker variasjon i veksthastighet ved slike skiftninger i lysstyrken som skjer raskt i forhold til den tiden planktonet bruker på å tilpasse seg. For $I < I_k$ er fotosyntesen vesentlig lysbegrenset og $\rightarrow (\mu_{\max} / I_k)I$ for små I , mens for $I > I_k$ er den vesentlig temperaturbegrenset og $\rightarrow \mu_{\max}$ for store I .

Det er i nåværende utgave av modellen valgt å ikke inkludere veksthemning ved høye lysstyrker, siden det virker usikkert hvor viktig det er, og om det egentlig er en kombinert temperatur/lys-effekt. (Aruga 1965a,b).

Koeffisienten n blir forskjellig ettersom en ser på vekst tilpasset aktuell lysstyrke ($n=1$ til 2) eller på vekst som funksjon av raskt vekslende lysstyrke ($n=3$). I eutrofimodellen brukes $n=3$, som gir en ganske skarp overgang mellom de to områdene. Funksjonen (3) beskriver da hvordan fotosyntesen varierer for gitt I_k ved raske endringer i lysstyrken, og er ment å omfatte døgnvariasjoner. Det medfører at modellen bør kjøres med god oppløsning av døgnnet.

9.2.4. Tilpasning til ulike lysstyrker

Den kritiske lysstyrken I_k uttrykker algenes tilpasning til lyset. Maksimal produksjon pr. mengde lysenergi ved lysbegrenset vekst er μ_{\max}/I_k , og kan ses som mål på forholdet mellom klorofyll-innhold og karbon i cellene, multiplisert med en faktor som sier hvor effektivt det er i å fange lysenergien og omsette den til fotosyntese. Ved adaptering til en konstant lysstyrke I_S antas følgende tilpasningsfunksjon:

$$I_k = I_0^{0.6} I_S^{0.4} \quad (23)$$

hvor $I_0=75\text{W/m}^2$ (total strålingsenergi), dvs. at ved konstant $I_S=75\text{W/m}^2$ er $I_k=I_S$.[§] Denne lysstyrken er derfor et omslagspunkt for adaptert vekst: ved lavere lysstyrker vil lysbegrensing etterhvert dominere, mens det ved høyere lysstyrker vil bli dominerende temperaturbegrensing.

Når lyset varierer over tid vil I_k også variere, med en forsinkelse på grunn av at tilpasningen tar tid. Tilpasningen beskrives som en endring i maksimal produksjon av karbon pr. mengde lysenergi, dvs. i størrelsen $Y_I = \mu_{\max}/I_k$. Denne størrelsen (lysutnyttelse, "quantum yield") antas å bevege seg i retning av optimal verdi gitt av ligning (23) ut fra lysstyrke I i øyeblikket:

$$Y_{I,opt} = \frac{\mu_{\max}}{\max(5[w/m^2], I_0^{0.6} I^{0.4})} \quad (24)$$

Det er her lagt inn en nedre grense for $I_k = 5\text{W/m}^2$ som synlig lys (ca. 10W/m^2 total strålingsenergi), og tilpasningen skjer bare ned til denne verdien.

Størrelsen $Y_I \cdot CFYT$ kan tolkes som et mål på mengden klorofyll pr. vannvolum, men uttrykt som den resulterende evnen hos fytoplankton til å utnytte lyset. Den er definert i modellen som en variabel CHL . Det antas at denne størrelsen beskrives av følgende differensialligning:

$$\frac{d(Y_I \cdot CFYT)}{dt} = \mu \cdot Y_{I,opt} \cdot CFYT - r_{fyt} \cdot Y_I \cdot CFYT \quad (25)$$

Første ledd uttrykker at "klorofyll" eller *lysutnyttelsesevne* produseres i takt med produksjon av organisk karbon ut fra det optimale forholdet i øyeblikket, mens annet ledd, hvor r_{fyt} skal angi summen av spesifikke tapsledd, beskriver hvordan eksisterende klorofyll tapes parallelt med karbon. Hvis dette kombineres med ligningen for karbon alene:

$$\frac{dCFYT}{dt} = \mu \cdot CFYT - r_{fyt} \cdot CFYT \quad (26)$$

blir resultatet en direkte eksponensiell tilpasning av Y_I i retning av optimal verdi:

$$\frac{dY_I}{dt} = \mu \cdot (Y_{I,opt} - Y_I) \quad (27)$$

Beskrivelsen stemmer bra med eksperimentelle data om lystilpasning som viser at responstiden er omtrent omvendt proporsjonal med spesifikk veksthastighet, og at det ikke skjer merkbar tilpasning når celler plasseres i mørke (Post et al. 1984, Sakshaug et al. 1987).

Ved den numeriske integrasjonen av modellen integreres ligning (25) for lysutnyttelsesevnen $CHL=Y_I \cdot CFYT$ i tid, modifisert av transportledd som vanlige konsentrasjonsvariable, og Y_I finnes ved å dele CHL på $CFYT$. Den resulterende kritiske lysstyrke

$$I_k = \mu_{\max}/Y_I \quad (28)$$

settes inn i ligning (21) for å beregne produksjonen i øyeblikket. Her betegner μ_{\max} den maksimale veksthastigheten som kan oppnås ved godt lys.

[§] I modellen opereres det med synlig lys I , og der er det derfor lagt inn en redusert verdi $I_0=40\text{W/m}^2$, som en konstant, fastlåst verdi, som ikke kan endres under kjøring av programmet.

Planktonveksten i modellen vil da reagere slik på hypotetiske endringer i vekstvilkårene:

- Hvis lysstyrken brått minsker, vil fotosyntesen først minske ifølge ligning (21) med uendret μ_{\max} og I_k . Etterhvert vil lysutnyttelsen Y_I øke til en høyere verdi $Y_{I,\text{opt}}$, og I_k derved avta, slik at nedgangen delvis motvirkes.
- Hvis μ_{\max} brått minsker pga. lavere temperatur mens lysstyrken er konstant, vil Y_I i første omgang være uendret. I_k vil da brått bli mindre, proporsjonalt med μ_{\max} , slik at situasjonen beveger seg vekk fra balanse, og det er plutselig et overskudd av lysenergi tilgjengelig. Etterhvert beveger Y_I seg i retning av en lavere $Y_{I,\text{opt}}$, og I_k vil derved øke slik at den første brå endringen tildels motvirkes, og situasjonen kommer derved tilbake et stykke i retning av balanse mellom lys- og temperatur-begrensning.

9.2.5. Kombinert begrensning av temperatur, lys og næringsstoffer.

Det er valgt å kombinere alle tre faktorer ved først å koble temperatur- og næringsstoff-begrensning som beskrevet foran, dvs. ved en indre begrenset veksthastighet $\mu(T, \text{næringsstoff-innhold})$ gitt av ligning (19).

Det antas så at lysbegrensning i kombinasjon med temperatur og næringsstoffbegrensning beskrives av ligning (21) til (28), men med μ i stedet for μ_{\max} . Det betyr at næringsstoffbegrensning bidrar til å redusere klorofyllinnholdet ut fra ligning (9) på linje med temperaturbegrensning. Det stemmer med resultater i Laws og Bannister (1980).

9.3. Opptak av næringsalter

Næringsalt-opptaket regulerer algeveksten indirekte, fordi det må være balanse mellom opptak og forbruk ved dynamisk likevekt. Er spesifikk vekst høyere enn spesifikt netto opptak av begrensende næringsstoff, vil næringsstoff-innholdet i cellene synke, og veksthastigheten avta, inntil det opptrer likevekt. Er opptaket større enn det som forbrukes gjennom vekst, vil næringsstoff-innhold og veksthastighet øke.

Modellen tar bare sikte på å beskrive opptaksrater som kan opprettholdes over forholdsvis lang tid (flere timer), og ikke kortvarige opptakstopper. Det er i denne modellutgaven ikke tatt i betraktning at opptaksevnen kan være en funksjon av næringsstoff-innholdet i cellene, og at opptaket kan være et nettoresultat av en mye raskere toveis prosess, med opptak og utlekking. Ulike data for opptak fra litteraturen viser her nokså sprikende resultater, og det er derfor valgt å legge inn en nokså enkel beskrivelse i første omgang.

Næringsalt-opptaket blir i hovedsak beskrevet som funksjon av ytre konsentrasjoner. Det antas at næringsalt-opptaket har en øvre grense som varierer med konsentrasjonen av næringsalt i vannet etter en hyperbolsk funksjon, en såkalt Michaelis-Menten funksjon:

$$V_{\text{Nutr}} \leq V_{\text{Nutr,kap}} = V_{\text{Nutr,max}} \frac{\text{Nutr}}{K_{\text{Nutr}} + \text{Nutr}} (k_{\text{Nutr},0} + k_{\text{Nutr},I} \Theta(I)) \quad (29)$$

hvor

Nutr = konsentrasjon av tilgjengelig næringsalt i vannet rundt algecellene

V_{Nutr} = faktisk næringsopptak (g/gC/dag)

- $V_{Nutr, kap}$ = opptakskapasitet ved konsentrasjon S
 $V_{Nutr, max}$ = øvre grense for næringsaltopptak
 K_{Nutr} = halvmetningskonsentrasjon, dvs. den konsentrasjon som gir halvparten av maksimalt opptak.
 $\Theta(I)$ = lysbegrensning av veksten.

$k_{Nutr,0}$ og $k_{Nutr,I}$ er dimensjonsløse koeffisienter for kobling mellom vekst og opptak.

Som det fremgår av ligningen, er opptaket antatt å være en lineær funksjon av lysbegrensningen av veksten gjennom faktoren $k_{Nutr,0} + k_{Nutr,I} \Theta(I)$. Det er antatt at opptaket er nedsatt med 50% i mørke, dvs. at koeffisientene $k_{Nutr,0}$ og $k_{Nutr,I}$ begge er 0.5. Dette er bygd inn i programkoden som konstanter, og kan ikke justeres under bruk av modellen. Den samme lys-faktoren er brukt for opptak av både N, P og Si. Koeffisientene $V_{Nutr, max}$ og K_{Nutr} er lagt inn i modellen som justerbare konstanter, som kan endres under kjøring av modellen, men med standardverdier bygd inn i modellen.

Ved nitrogen-opptak foretrekker planktonalgene i alminnelighet ammonium, og opptaket av nitrat vil begrenses avhengig av hvor mye ammonium som er tilgjengelig. Dette er lagt inn som en reduksjonsfaktor på opptaket $V_{Nutr, max}$ for NO_3 som funksjon av ammonium-konsentrasjonen $[NH_4^+]$ oppgitt i μM (hvor $1 \mu M = 14 \mu g N/l$) og halvmetningskonsentrasjonen for ammonium-opptak:

$$f_{nitrat} = \frac{1}{1 + \left(\frac{[NH_4^+]}{K_{NH_4}} \right)^{\beta_{NH_4}}} \quad (30)$$

Her er $K_{NH_4} = K_{Nutr}$ for ammonium, og β_{NH_4} er en eksponent som kan brukes til å regulere formen på hemningen. Som det fremgår av ligningen vil f_{nitrat} være mye mindre enn 1 når det er rikelig med ammonium. For $[NH_4^+] = K_{NH_4}$ vil $f_{nitrat} = 0.5$. Omslaget skjer bråere jo større verdi β_{NH_4} har (den forutsettes >0).

Det er lagt inn et par begrensninger på opptaket for å sikre rimelige resultater under ulike forhold:

- Opptaket er for det første begrenset ut fra hva som skal til for å opprettholde optimalt næringsstoff-innhold ved en gitt veksthastighet, samtidig som det tillater algene å ta opp næringsalter i mørke (dvs. om natten):

$$V_{Nutr} \leq V_{Nutr, opt} = \mu_{max} \cdot (q_{max} - q) + \mu \cdot q \quad (31)$$

hvor $V_{Nutr, opt}$ = øvre grense på næringsopptak hos fytoplankton tilpasset næringsinnhold og veksthastighet.

μ = faktisk veksthastighet,

μ_{max} = maksimal veksthastighet ved gitt temperatur,

q = næringsstoff-innhold pr. mengde karbon

q_{max} = øvre grense for næringsstoff-innhold i cellene ved rikelig næringsstoff-tilgang (Redfield-forhold).

Dette får først og fremst betydning for opptak av næringssalter som finnes i overskudd i forhold til et annet begrensende næringsstoff, og hindrer at næringsstoff-innholdet i algene vokser ut over rimelige grenser. Leddet er bygd opp slik at dersom algene er mettet på næringsstoff, holdes opptaket innenfor det som er nødvendig for å opprettholde metning ved celledelingen.

For nitrogen og silikat er q_{\max} satt lik Redfield-forholdet, henholdsvis $(N:C)_{\text{opt}}$ og $(Si:C)_{\text{opt}}$, mens det for fosfor er det anledning til å endre dette:

$$q_{P:C,\max} = P_{\text{luxus}} \cdot (P:C)_{\text{opt}} \quad (32)$$

hvor P_{luxus} angir graden av luksusopptak i forhold til Redfield. I kjøringene for indre Oslofjord var $P_{\text{luxus}} = 1$.

- Opptaket av hver komponent er også begrenset av en nedre grense for omsetningstid for lageret av næringssalter i vannet:

$$\sum_{i=1}^{NG_{\text{fyt}}} V_{\text{Nutr},i} \cdot CFYT_i \leq V_{\text{Nutr,omsetn}} = \text{Nutr} / \tau_{\text{Nutr}} \quad (33)$$

hvor Nutr = næringssaltkonsentrasjon,

τ_{Nutr} = minste omsetningstid på lageret av fritt næringssalt.

Den siste begrensningen er bare lagt inn for å hindre at det oppstår negative konsentrasjoner ved den numeriske integrasjonen over tid. Den er ikke ment å gjenspeile noen reelle prosesser, i virkeligheten skal den 1.ordens kinetikk som ligger i uttrykket for V_{kap} ved små konsentrasjoner være tilstrekkelig. Begrensningen har betydning dersom mengden fyttoplankton blir svært stor i forhold til mengden av tilgjengelige næringssalter, og sørger for at integrert opptak over tid holdes innenfor det som er tilgjengelig. For å oppnå det må t_s være større enn tidsskrittet som brukes ved integrasjonen. Denne begrensningen på opptaket er altså knyttet til at modellen opererer med endelige tidsskritt. Tidskonstantene τ_{Nutr} er lagt inn som konstanter direkte i modellkoden, og kan ikke justeres under kjøring av modellen.

De verdiene for opptak av NO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} og silikat som $\text{Si}(\text{OH})_4$ som er lagt inn i modellen nå, er gjengitt i tabell 2. Verdiene er basert på litteraturstudium, det er redegjort for bakgrunnen for disse tallene i rapport nr.5. Silisiumopptak gjelder bare fyttoplanktongruppe 1, dvs. for diatoméer.

Tabell 2. Koeffisienter for næringssalt-opptak hos fyttoplankton brukt i eutrofimodellen.

	PO_4^{3-}	NH_4^+	NO_3^-	$\text{Si}(\text{OH})_4$	Enhet:
$V_{\text{Nutr,max}}$	0.05	0.5	0.5	0.2	mol/molC/dag
K_{Nutr}	0.1	0.5	0.5	3.0	μM
$e:C_{\text{opt}}$	$(P:C)_{\text{opt}}=1:100$	$(N:C)_{\text{opt}}=1:7$		$(Si:C)_{\text{opt}}=1:15$	mol/molC
τ_{Nutr}	2.0	2.0	4.0	4.0	timer

9.4. Nitrogenfiksering

For fytoplanktongruppe 2 er det lagt inn nitrogenfiksering som en opptaksprosess. Dette er ikke ment som noe annet enn et middel til å utforske den potensielle betydningen av dette i sammenheng med omsetningen i modellen generelt, det er ikke modellert ut fra empiriske data eller forsøk som viser hvordan det kan variere. I utgangspunktet er prosessen inaktivert, dvs. at maksimal rate er satt til null.

Evnen til nitrogenfiksering spesifiseres som en spesifikk rate r_{Nfix} med enhet tid^{-1} . Denne koeffisienten spesifiserer forholdet mellom nitrogenfiksering og nitrogenunderskudd, altså mellom opptatt mengde pr. tidsenhet og den totale mengde som skal til for å gi planktonet balansert sammensetning når det gjelder de potensielt begrensende næringsstoffene.

Konsentrasjonene av fytoplankton i gruppe 2 som mengde karbon, nitrogen og fosfor pr. vannvolum betegnes med $CFYT$, $NFYT$ og $PFYT$, og nitrogenfikseringen som bundet mengde nitrogen pr. vannvolum og tid beregnes som:

$$NFIX = r_{Nfix} \cdot \left[\min \left(CFYT, \frac{PFYT}{(P:C)_{opt}} \right) \cdot (N:C)_{opt} - NFYT \right] \quad (34)$$

Nitrogenfiksering vil etter dette foregå dersom det er fysiologisk nitrogenbegrensning, både absolutt og i forhold til fosforbegrensningen. Eventuell nitrogenfiksering er regnet med i modellen som import av biologisk aktivt nitrogen.

9.5. Tapsledd hos fytoplankton

I dette underkapitlet beskrives tapsledd for fytoplankton som er lagt inn i modellen som funksjon bare av mengde og vekstforhold hos fytoplankton, altså uavhengig av de beiteorganismer som er lagt inn i modellen, dvs. zooplankton og blåskjell.

9.5.1. Respirasjon

Den lysavhengige del av respirasjonen er antatt å være inkludert i veksthastighet, slik at det som er beskrevet ovenfor altså er netto veksthastighet. I tillegg kommer en mørke-respirasjon som i modellen antas å være avhengig av temperatur etter samme funksjon som primærproduksjonen, dvs.:

$$RESP_f = RESP_{f,20} \cdot \exp[k_{T,fyt} \cdot (T - 20 \text{ } ^\circ\text{C})] \quad (\text{dag}^{-1}) \quad (35)$$

Respirasjonen gir et proporsjonalt tap av alle komponenter fytoplanktonet består av (C, N, P og Si), dvs. den inngår som et generelt tapsledd for fytoplankton. Respirasjonen $RESP_{f,20}$ ved temperatur $T=20^\circ\text{C}$ er en justerbar koeffisient, i utgangspunktet satt til 0.04 dag^{-1} .

9.5.2. Nedsynking av diatoméer

Nedsynking av biomasse kan dels foregå ved at fytoplankton synker ut av seg selv, bl.a. på grunn av mangel på næringsstoffer. Det er vel alminnelig antatt at slik nedsynking er viktigst for våroppblomstringen, spesielt for diatoméer. I modellen er det derfor bare diatoméer som er antatt å synke ut av seg selv. Nedsynkingsraten øker ved økende næringsstoffmangel, men

bare hvis konsentrasjonen av diatoméer er over en viss grense. Nedsynkningsraten for diatoméer beskrives ved funksjonen:

$$r_{sed} = \frac{r_{sed,1} + r_{sed,2} \cdot (F_{sed} - 1)}{F_{sed}} \quad (36)$$

hvor koeffisientene $r_{sed,1}$ og $r_{sed,2}$ er henholdsvis laveste og høyeste nedsynkningsrate, med enhet dag⁻¹, og F_{sed} er en funksjon av indre næringsstoffbegrensning i algene og konsentrasjon av diatoméer i vannet. Funksjonen F_{sed} skal gå fra 1 ved god næringstilgang og lave konsentrasjoner, og kan øke ubegrenset når næringsstoff-begrensningen tiltar og konsentrasjonen av diatoméer er tilstrekkelig høy. Det er valgt å modellere F_{sed} som funksjon av to variable:

$NUTFAC$ = forholdet mellom den reelle veksthastigheten i øyeblikket og en ren lys- og temperatur-begrenset veksthastighet for diatoméer, som definert av ligning (20) på side 35.

$CFYT_1$ = konsentrasjon av diatoméer i vannet, som mengde organisk karbon pr. vannvolum

med ligningen

$$F_{sed} = 1 + \left[\max\left(1, \frac{NUTFAC_s}{NUTFAC}\right)^{\gamma_s} - 1 \right] \cdot \max\left(0, \frac{CFYT_1 - C_s}{CFYT_1}\right) \quad (37)$$

Ligningen inneholder også tre justerbare parametre. $NUTFAC_s$ er en kritisk verdi for næringsstoffbegrensning og C_s en terskelverdi på diatomékonsentrasjonen når det gjelder utsynking. Så lenge $NUTFAC > NUTFAC_s$ eller $CFYT < C_s$, vil $F_{sed} = 1$, og utsynkningsraten vil da alltid være $r_{sed,1}$. Ved sterkere næringsbegrensning og konsentrasjoner over terskelverdien vil utsynkningsraten gå mot $r_{sed,2}$. Parameteren γ_s justerer hvor brått utsynkingen skjer når næringsstoffbegrensningen blir for sterk.

Et alternativ ville være å legge inn økt nedsynkningsrate som en integrert virkning av lave veksthastighet over en viss tid. Det kunne gjøres ved å innføre gjennomsnittlig "alder", dvs. gjennomsnittlig tid siden cellene ble dannet ved deling, og la denne alderen bestemme synkehastigheten. Dette kunne også brukes til beskrive alle prosesser som kan knyttes til stagnasjon i vekst eller aldring av populasjoner. Når det gjelder nedsynking kunne det bl.a. gi økt nedsynking pga. lysmangel som det ble funnet tegn til av Riebesell (1989). Dette ikke lagt inn i den nåværende utgave av modellen.

9.5.3. Egen-dødelighet hos fytoplanktongruppene.

Erfaring med modellen har vist at det kan være vanskelig å få tilstrekkelig stabile forekomster av plankton, dvs. slik at svingningene over tid holder seg innenfor rimelig størrelse. Det har vært en tendens til at den ene eller andre organisme-gruppen blir fullstendig dominerende, med nokså brått omslag ettersom modellparametre endres, og problemer med å balansere mellom de to gruppene. Det er også vanskelig å justere forholdet mellom fytoplankton og zooplankton, og det virker som zooplanktonet i modellen lett gir for dårlig beitekontroll på fytoplanktonet.

Dette kan skyldes at modellen bare representerer en svært forenklet beskrivelse av de biologiske vekselvirkningene. Det virkelige systemet består av et stort antall arter som vekselvirker på komplekse måter, og med stadig blanding av delvolumer, slik at det hele tiden oppstår nye mikromiljøer. Modellen beskriver bare 2 fytoplanktongrupper, og dessuten bare ved hjelp av midlede konsentrasjoner, og det er et klart skille mellom primærprodusenter og beitere. Variasjoner på småskala, som må ventes å virke utjevne og stabiliserende på de midlere forhold i det naturlige systemet, er ikke med i modellen. Hver av de to gruppene må dessuten sees som et aggregat av flere arter som dels konkurrerer om næringsstoffer, dels utfyller hverandre i arts-suksesjoner, og delvis også kan ha forskjellige og skiftende roller. Miksotrofe arter kan f.eks. skifte mellom primærproduksjon og assimilering av andre deler av biomassen. Ettersom konsentrasjonen av fytoplankton øker, og ettersom næringsstofftilgangen blir begrensende, virker det rimelig å tenke seg at omfanget av slik intern omsetning øker.

For å prøve å få med noe av dette med i modellen er det i siste fase av modellutviklingen lagt inn stabiliseringsmekanismer i form av dødelighetsledd på fytoplanktonet, med rater som øker når bestanden blir stor og/eller begrenset av mangel på næring. Det er lagt inn en relativ rate D_r for intern omsetning av biomasse, uttrykt som dødelighet. D_r beregnes av ligningen:

$$D_r = (D_{r,20} \cdot e^{k_r(T-20^\circ C)}) \cdot \left(\frac{CFYT}{CFYT_D + CFYT} \right) \cdot [1 - (1 - FD_{Nutr}) \cdot NUTFAC] \quad (38)$$

Den første delen av dette uttrykket gir maksimal rate som funksjon av temperatur, det antas at også denne aktiviteten øker med økende temperatur parallelt med vekstprosessene. Raten D_r angir hvor stor andel av organisk karbon som remineraliseres pga. antatt prosesser som nevnt ovenfor pr. tidsenhet.

Siden D_r skal uttrykke interaksjon mellom deler av biomassen, er det rimelig om den for små planktonkonsentrasjoner øker lineært med totalkonsentrasjon, dvs. at omsetningen i mengde pr. volum og tid er proporsjonal med kvadratet av konsentrasjonen. Dette er uttrykt i den andre faktoren, som er en metningsfunksjon av fytoplanktonkonsentrasjonen $CFYT$ (for den enkelte gruppen), med halvmetningsverdi $CFYT_D$.

Den siste faktoren gir kobling til næringsstoffbegrensning, uttrykt gjennom faktoren $NUTFAC$, som er relativ reduksjon i veksthastighet pga. av næringsstoffbegrensning, definert av ligning (20) på side 35. Hvilken rolle næringsbegrensningen spiller, er bestemt av koeffisienten FD_{Nutr} som forutsettes å ha en verdi mellom 0 og 1. Hvis $FD_{Nutr} = 1$ blir det siste leddet i ligning alltid =1, og næringsbegrensningen spiller da ingen rolle for dødeligheten. Dødeligheten vil isåfall føre til et proporsjonalt tap av C, N og P fra fytoplanktonbiomassen. Hvis $FD_{Nutr} < 1$, vil dødelighetsleddet øke med tiltagende næringsbegrensning ($NUTFAC \rightarrow 0$). I modellen er det antatt at FD_{Nutr} angir forhold mellom relativt tap på den ene siden og det relative tap av C. Jo mindre FD_{Nutr} er, jo mer av N og P vil beholdes, og jo sterkere virker prosessen til å opprettholde et høyt relativt næringsinnhold ved å skille ut overflødig karbon. Effekten kan f.eks. tenkes å beskrive hvordan noen organismer innenfor denne biomassen beiter på andre organismer, respirerer eller skiller ut karbonet, og beholder N og P. FD_{Nutr} uttrykker altså hvor mye av dødeligheten som er knyttet til konkurranse eller internt kamp om næringsstoffer.

9.6. Utskilling av oppløst organisk karbon

Modellen inneholder også en spesiell mekanisme for utskilling av oppløst organisk karbon fra fytoplankton. Slikt DOC danner næringsgrunnlag for pelagiske bakterier. En beskrivelse av denne delen av næringskjeden er gitt av Nygaard (1991). Utskillingen er antatt å være en funksjon av i hvor stor grad næringsstoff-begrensingen hindrer utnyttelse av lysenergi til vekst, og representerer altså organisk karbon dannet ved fotosyntese som ikke kan utnyttes til vekst pga. næringsstoffbegrensning. Dette er derfor ikke noe tapsledd i forhold til den primærproduksjonen som beregnes i modellen, fordi det er lagt inn som produksjon av løst organisk karbon i tillegg til det som assimileres av organisk karbon i algene, og avhengig av tilgjengelig lysenergi.

I modellen er utskillingen av organisk karbon antatt å følge denne funksjonen:

$$P_{DOC} = \mu_{\max}(I, T) \cdot CFYT \cdot (p_{DOC,1} + p_{DOC,2} \cdot (1 - NUTFAC)) \quad (39)$$

hvor $NUTFAC$ igjen er relativ reduksjon i veksthastighet pga. av næringsstoffbegrensning, definert av ligning (20) på side 35. Størrelsene $p_{DOC,1}$ og $p_{DOC,2}$ er dimensjonsløse forholdstall. Hvis veksthastigheten er ubegrenset av næringsstofftilgangen, dvs. hvis $NUTFAC=1$, vil forholdet mellom assimilert karbon og utskilt karbon være $p_{DOC,1}$. Ettersom næringsstoffbegrensningen tiltar, dvs. når $NUTFAC \rightarrow 0$, vil utskillingen øke slik at en større andel av det som kan produseres ut fra lystilgangen blir skilt ut, opp til en maksimal andel $p_{DOC,1} + p_{DOC,2}$. Samlet produksjon av organisk karbon, dvs. assimilering + utskilling, kan da skrives:

$$P_{DOC} = \mu_{\max}(I, T) \cdot CFYT \cdot \left(\underbrace{p_{DOC,1} + p_{DOC,2}}_{\text{konstant del}} + \underbrace{(1 - p_{DOC,2}) NUTFAC}_{\text{vekstavhengig del}} \right) \quad (40)$$

Såfremt $p_{DOC,2} < 1$ vil altså den totale produksjonen av organisk karbon riktignok minske når veksten bremses pga. næringsstoffbegrensning, men ikke like fort som veksten, slik at det blir et økende overskudd som skilles ut. I de modellkjøringene som er beskrevet i rapport nr. 1 er det satt $p_{DOC,1} = 0.1$ og $p_{DOC,2} = 0.2$.

9.7. Vertikal egenbevegelse hos flagellater (fytoplanktongruppe 2).

For fytoplanktongruppe 2, som hovedsakelig antas å være flagellater, er det lagt inn mulighet for aktiv vertikal bevegelse i begge retninger. Dette er implementert som en primitiv optimalisering i retning av best mulige vekstbetingelser. Det er en rent skjønnsmessig beskrivelse som er lagt inn, meningen er bare å gi mulighet til å utforske hvor mye vertikal bevegelse innenfor realistiske gjennomsnittshastigheter kan ha å si i sammenheng med andre prosesser, f.eks. vertikalutveksling av vann.

Mekanismen er lagt inn som en vertikal hastighet, som anvendes på biomassen i hvert lag, og regnes om til en overføringsrate fra laget til nærmeste lag over og under, dvs. at transport ut av et lag pr. flate er gitt ved konsentrasjon multiplisert med hastigheten. Hastigheten antas å være et resultat av lysbegrensning kontra næringsstoffbegrensning. Hvis de to typene begrensning omtrent balanserer vil det ikke bli noe midlere vertikal bevegelse. Hvis det er dominerende næringsstoffbegrensning vil flagellatene synke. Hvis det er lysbegrensning som dominerer, vil de bevege seg oppover forutsatt at det kommer noe lys ovenfra, uansett lysstyrke. Modellen for vertikal midlere hastighet tar utgangspunkt i forskjellen mellom de to begrensningene på

veksthastigheten: relativ næringsstoffbegrensning $NUTFAC$ og relativ lysbegrensning $\Theta(I)$ gitt av henholdsvis ligning (20) og (22). Nedoverrettet midlere hastighet er gitt ved

$$v_{fl} = \begin{cases} v_{fl, ned} \cdot (1 - NUTFAC) & ; NUTFAC < \Theta(I) \\ -v_{fl, opp} \cdot (1 - \Theta(I)) & ; NUTFAC \geq \Theta(I) \end{cases} \quad (41)$$

hvor begge de to maksimalhastighetene $v_{fl, opp}$ og $v_{fl, ned}$ forutsettes satt ≥ 0 , slik at flagellatene beveger seg nedover hvis næringsstoffbegrensningen er sterkest, og oppover hvis lysbegrensningen. Det er altså mulig å sette ulik maksimal hastighet oppover og nedover. Ulike verdier har vært prøvd, men i kjøringene for indre Oslofjord som er beskrevet i rapport 1 var begge verdier satt til 0, og mekanismen altså skrudd av.

10. Bakterioplankton

Nyere forskning viser at planktoniske bakterier, som har størrelse $< 1\mu\text{m}$, kan spille en stor rolle mengdemessig i marine farvann. Som nevnt tidligere viser f.eks. data fra Chesapeake Bay mengden bakterier, målt som organisk karbon, kan bli omtrent like stor som mengden av fytoplankton sent på sommeren i august (Malone og Ducklow 1990).

Eutrofimodellen inneholder en meget enkel beskrivelse av en bakteriell biomasse fordelt i vannfasen. Disse bakteriene vokser ved å utnytte oppløst organisk karbon som er skilt ut fra fytoplankton, og konkurrerer om oppløst næringsstoffer (N og P) med fytoplankton. De beites både av mikro-zooplankton og blåskjell, og bidrar derved til å bringe utskilt organisk karbon inn i det biologiske kretsløpet i modellen. (For blåskjell anslås retensjonseffektiviteten til 0.2 i modellen, kfr. Rapport 6, Kirkerud og Bjerkeng 1994).

Bakteriebestanden beskrives med mengde organisk karbon pr. vannvolum, nedenfor betegnet med C_{bact} . Innholdet av N og P er spesifisert gjennom konstante forholdstall $(N:C)_{bact}$ og $(P:C)_{bact}$, dvs. at all omsetning av karbon i bakterier impliserer tilsvarende omsetning av N og P. Dette er bygd inn i modellen. Assimilering av karbon medfører således opptak av fritt N og P fra vannet, dvs. at assimileringen er begrenset av tilgangen på N og P. Beiting på bakterier gir alltid tilskudd av C, N og P i spesifiserte forhold i føden.

Bakterievekst som assimilert mengde karbon pr. vannvolum og tidsenhet er gitt som:

$$\frac{\partial C_{bact}}{\partial t} = \min\{g_{bact,20} \cdot C_{bact}, A_{bact}\} \cdot \exp(k_{T,R}(T - 20^\circ C)) \quad (42)$$

hvor det første leddet er en innebygd begrensning på bakteriell vekst med $g_{bact,20}$ som spesifikk rate ved 20°C . Det andre leddet er en grense for hvor mye bakteriene greier å vokse ut fra ytre faktorer ved samme temperatur, og den faktiske veksten bestemmes altså av det leddet som er mest begrensende. Uansett influeres bakterieveksten av temperatur, med $k_{T,R}$ som eksponensiell temperaturkoeffisient, den samme som også brukes for nedbrytning av dødt partikulært organisk stoff.

Vekstevnen ut fra ytre faktorer er:

$$A_{bact} = \min\left\{ [\text{DOC}] \cdot E_{bact}, \frac{[\text{NH}_4^+] + [\text{NO}_3^-]/2}{(N:C)_{bact}}, \frac{[\text{PO}_4^{3-}]}{(P:C)_{bact}} \right\} \cdot \frac{1}{\tau_{bact}} \quad (43)$$

hvor [...] angir konsentrasjonen av et stoff løst i vann og $(x:C)_{bact}$ angir et fiksert mengdeforhold mellom stoff x og karbon i bakteriene. E_{bact} er en assimilasjonseffektivitet for DOC, den er satt som en fast konstant 0.5, bygd inn i modellkoden. Størrelsen τ_{bact} er en tidskonstant og fungerer som en nedre grense for hvor raskt bakteriene kan omsette det som finnes av fritt DOC, N eller P i vannmassene. Dvs. at tidskonstanten angir en begrensning på opptak som funksjon av konsentrasjon for de stoffene som tas opp. For bakterier, hvor det er valgt å spesifisere N:C og P:C-forholdet, kan ikke opptak beskrives løst fra vekst, som det ble gjort for fytoplankton. Når det gjelder opptak av ammonium og nitrat, ligger det i begrensningen ovenfor en antagelse om at ammonium kan tas opp dobbelt så raskt som nitrat.

Veksten av bakterier er knyttet til et tilsvarende forbruk av oppløste forbindelser:

$$\text{Forbruket av DOC:} \quad (\partial C_{bact} / \partial t) / E_{bact}$$

$$\text{Forbruket av fosfat:} \quad (\partial C_{bact} / \partial t) \cdot (P:C)_{bact}$$

$$\text{Forbruket av ammonium og nitrat:} \quad (\partial C_{bact} / \partial t) \cdot (N:C)_{bact}$$

Det fremgår av dette at koeffisienten E_{bact} er den andel av forbrukt DOC som assimileres, uavhengig av om det er tilgangen på DOC eller andre ting som begrenser veksten. Resten av det DOC som forbrukes regnes som respirert av bakteriene, og inngår altså i modellen som oksygenforbruk eller utvikling av oksyngjeld. Det faktiske nitrogenopptaket blir realisert som opptak av ammonium innenfor en maksimal rate $[\text{NH}_4^+]/T_b$, mens resten blir tatt opp som nitrat.

Beiting på bakterier fra zooplankton og blåskjell er beskrevet i sammenheng med beiting generelt. Noen direkte respirasjon hos bakteriene er det ikke tatt hensyn til; i en situasjon hvor det ikke er noe DOC tilstede og ingen beitende zooplankton eller blåskjell, vil bakteriebiomassen stort sett oppføre seg som et konservativt stoff, og det kan betraktes som en hviletilstand.

Det er imidlertid lagt inn mulighet for å spesifisere en konstant spesifikk rate D_{bact} for overgang til den partikulære fasen, dvs. at bakteriebiomassen med en viss hastighet "hektes" på partikulært dødt organisk materiale og deltar i nedsynkning og videre nedbrytning. Dette er bare lagt inn som en mulighet for følsomhetsanalyse og utprøving av modellen, og denne raten er i utgangspunktet satt lik 0.

11. Zooplankton

Zooplankton modelleres som en udifferensiert heterotrof biomasse, og beskrives bare som konsentrasjon av organisk karbon pr. vannvolum, nedenfor betegnet generelt med C_{zoo} . I den beskrivelsen som gis her er det underforstått at denne størrelsen er knyttet til et bestemt vannlag, og er en funksjon av tid. Mengden av N og P som er bundet i zooplankton er spesifisert implisitt ved fikserte verdier på N:C- og P:C-forholdet, nedenfor betegnet $(N:C)_{zoo}$ og $(P:C)_{zoo}$. Det vil si at enhver endring eller transport Q_C av karbon bundet i zooplankton medfører eller krever tilsvarende endringer $Q_C \cdot (N:C)_{zoo}$ og $Q_C \cdot (P:C)_{zoo}$ av henholdsvis nitrogen og fosfor. Dette er det tatt hensyn til i massebalansen for N og P i EDB-modellen.

Modellen tar først og fremst sikte på å fange inn virkningen av mikro-zooplankton, siden det virker å være den dominerende faktoren i remineralisering av næringssalter fra fytoplankton. Nedenfor beskrives de prosesser zooplankton primært er involvert i, dvs. beiting på fyto-

plankton og bakterier med tilhørende assimilering og vekst, samt vertikal egenbevegelse for å finne optimale vekstbetingelser, og dødelighet.

I modellen vil zooplankton i sin tur beites av blåskjell på linje med fytoplankton og bakterier, men det inngår som en del av beskrivelsen av blåskjellmodellen. I virkeligheten vil mikrozooplankton selvsagt også inngå i en mye mer kompleks næringskjede med beiting av større arter på mindre, og med fisk som topp-predatorer. Virkningen av dette er søkt tatt hensyn til, sterkt forenklet, som et dødelighetsledd for den zooplankton-biomassen som inngår i modellen.

11.1. Aktivitet avhengighet av temperatur og oksygen

Alle prosesser hos zooplanktonet antas å variere med temperatur og oksygeninnhold. Beiteaktivitet, assimilering og vekst og vertikale bevegelser antas å variere proporsjonalt med en aktivitets-faktor $f_{zoo}(T, O_2)$ definert som:

$$f_{zoo} = f_{T,zoo} \cdot f_{O_2,zoo} \quad (39)$$

Dette er en kombinasjon av en eksponensiell temperatur-effekt:

$$f_{T,zoo} = \exp\{k_{T,zoo}(T - 20^\circ C)\} \quad (40)$$

og en avkutting av aktiviteten ved lave oksygenkonsentrasjonen $[O_2]$, definert ved:

$$f_{O_2,zoo} = \begin{cases} 0 & \text{for } [O_2] \leq Ox_{min,zoo} \\ \frac{[O_2] - Ox_{min,zoo}}{[O_2] + Ox_{z,opt} - 2 \cdot Ox_{min,zoo}} & \text{for } [O_2] > Ox_{min,zoo} \end{cases} \quad (41)$$

I denne ligningen ligger det at zooplankton-aktiviteten opphører helt under en nedre grense $Ox_{min,zoo}$ for oksygenkonsentrasjonen. Over denne grensen stiger aktiviteten gradvis med oksygenkonsentrasjonen etter en metningskurve, slik at den når 50% av maksimum ved $[O_2] = Ox_{opt,zoo}$ og går mot 1 når oksygenkonsentrasjonen blir mye større enn dette. Det forutsettes at verdiene settes slik at $Ox_{opt,zoo} > Ox_{min,zoo}$.

11.2. Beiting, assimilering og vekst

Beiteaktiviteten til zooplankton reguleres av en effektiv fødekonsentrasjon $C_{f,z}$ som beregnes slik:

$$C_{f,z} = g_{bact} \cdot C_{bact} + CP_{f,z} \quad ; \quad CP_{f,z} = \sum_{i=1}^{NG_{ft}} g_{fyt,i} \cdot CFYT_i \quad (42)$$

hvor $CP_{f,z}$ er den partikulære fødekonsentrasjonen, som kontrollerer om det foregår beiting, mens bakterier er med i den totale konsentrasjonen. Det kan gis tilsvarende uttrykk for innholdet av N og P i føden:

$$N_{f,z} = g_{bact} C_{bact} \cdot (N:C)_{bact} + \sum_{i=1}^{NG_{ft}} e_{fyt,i} NFYT_i \quad (43)$$

$$P_{f,Z} = g_{bact} C_{bact} \cdot (P:C)_{bact} + \sum_{i=1}^{NG_{fyt}} e_{fyt,i} PFYT_i \quad (44)$$

Beitingsaktiviteten beregnes primært som mengde karbon fjernet fra bakterier og fytoplankton pr. tidsenhet og pr. mengde karbon i zooplankton, gitt ved:

$$FZ = FZ_{20} \cdot f_{zoo} \cdot X_{FZ}(C_{f,Z}, CP_{f,Z}) \quad (45)$$

Hvor X_{FZ} er en funksjon av fødekonsentrasjonen som beskrevet nedenfor. Ved 20°C, gode oksygenforhold og rikelig med føde er beitingen gitt ved den justerbare parameteren FZ_{20} (mgC/mgC/dag). Beitingen varierer med temperatur og oksygen etter den funksjonen som ble beskrevet i kap. 11.2., og dessuten med en faktor gitt som funksjon av fødekonsentrasjonen:

$$X_{FZ}(C_{f,Z}, CP_{f,Z}) = \begin{cases} 0 & \text{for } CP_{f,Z} \leq CP_{f,Z}^{\min} \\ \frac{C_{f,Z}}{C_{sat,Z} + C_{f,Z}} \cdot \left(\frac{C_{f,Z}}{C_{f,Z}^*} \right)^{\omega_z} & \text{for } CP_{f,Z} > CP_{f,Z}^{\min} \end{cases} \quad (46)$$

Ligningen for X_{FZ} viser at om den partikulære delen av fødekonsentrasjonen er lavere enn $CP_{f,Z}^{\min}$ foregår det overhode ikke noe beiting. Ved høyere partikulære fødekonsentrasjoner varierer beitingen med total fødekonsentrasjon etter en enkel metningskurve med halvmetningskonsentrasjon $C_{f,Z}^{sat}$, men justert i forhold til en korrigert fødekonsentrasjon $C_{f,Z}^*$ som reduseres hvis føden har mindre næringsinnhold (N,P) enn det som er optimalt for zooplanktonet, det beskrives nedenfor. ω_z er en dimensjonsløs eksponent som regulerer i hvor stor grad zooplankton kan kompensere for slik næringsstoff-fattig føde ved å øke fødeopptaket.

Zooplankton er som nevnt beskrevet i modellen med et fast C:N:P-forhold, slik at det til en gitt mengde assimilert C svarer en bestemt mengde N og P. Siden C:N:P-forhold i bakterier og zooplankton spesifiseres uavhengig av hverandre, og C:N:P-forholdet i fytoplankton kan variere dynamisk, er det ikke gitt at sammensetningen av føden er optimal. Det er naturlig å tenke seg at assimilering og vekst av karbon vil hemmes dersom føden inneholder lite av N eller P (eller evt. andre stoffer hvis de blir inkludert i modellen).

På den annen side er det rimelig om zooplankton har en viss evne til å kompensere for at føden er fattig på næringsstoffer N og P. Det kan enten skje ved å øke beitehastigheten målt som karbon, men til gjengjeld assimilere en mindre andel av karbonet; eller ved å assimilere en større andel av det N eller P som finnes i det organiske stoffet som passerer fordøyelsessystemet. Begge kompenseringsmekanismene innebærer at det assimileres en relativt større andel av det eller de stoffer som mangler - forskjellen ligger i virkningen på de organismer som det blir beitet på. Slike mekanismer er bygd inn som hypoteser i modellen. Justerbare koeffisienter gjør at en kan velge i hvor stor grad føde med lite innhold av N eller P skal føre til økt beiting og/eller assimilering, og derved også undersøke hvor mye slike mekanismer kan ha å si.

Justering i retning av økt filtrering dersom føden er fattig på N og P er lagt inn i ligningen for X_{FZ} ovenfor ved hjelp av en korrigert fødekonsentrasjon $C_{f,Z}^*$ som er et kombinert mål på mengde (karbon) og innhold av N og P, gitt ved

$$C_{f,Z}^* = \min \left(C_{f,Z}, \frac{N_{f,Z}}{(N:C)_{zoo}}, \frac{P_{f,Z}}{(P:C)_{zoo}} \right) \quad (47)$$

Dersom føden inneholder lite N eller P pr. mengde C i forhold til det zooplanktonet krever, vil $C_{f,Z}^* < C_{f,Z}$ og det gir forhøyet verdi på X_{FZ} dersom koeffisienten $\omega_Z > 0$. Denne koeffisienten kan justeres mellom 0, som skrur av kompenseringen helt, og 1 som gir full kompensering i form av økt beiting.

Zooplankton-veksten beregnes som en spesifisert andel av filtrert mengde, gitt av øvre grenser $E_{Z,C}$, $E_{Z,N}$ og $E_{Z,P}$ for andel assimilert C, N og P. Den andel av filtrert karbon som blir assimilert er i modellen gitt ved:

$$E_{Z,A} = \min \left(E_{Z,C}, E_{Z,N} \frac{N_{f,Z}}{(N:C)_{zoo} C_{f,Z}}, E_{Z,P} \frac{P_{f,Z}}{(P:C)_{zoo} C_{f,Z}} \right) \quad (48)$$

og det parallelle opptaket av N og P som er gitt av zooplanktonets behov, vil da ligge innenfor de spesifiserte grenser. Ved å sette høyere grenser for N og P, kan en la zooplankton kompensere for mangel på disse stoffene. I den første utgaven av modellen er det for enkelhets skyld lagt inn full kompensering opp til en viss grense, en kunne også tenke seg en mer gradvis kompensering.

Kompenseringsmekanismene vil bidra til å gi zooplankton bedre kontrollerende virkning gjennom beitingen, og en justering av dem medfører derfor også å justere forekomsten av stagnerende store algeoppblomstringer, og redde zooplanktonbestanden gjennom en fase hvor den ellers ville forsvinne ut pga. for dårlig kvalitet på føden ut fra innholdet av N og P.

11.3. Respirasjon

Zooplankton antas i modellen å respirere med en rate som bare avhenger av temperatur og oksygen. Den spesifikke respirasjonsraten er definert som $r_{0,Z} f_{zoo}$ hvor $r_{0,Z}$ er en justerbar konstant, i utgangspunktet satt til 0.05 dag^{-1} , og faktoren f_{zoo} er som definert i kap. 11.1. Det er altså ikke lagt inn i modellen noen kobling til beiteaktivitet eller vertikalvandring. Respirasjonen fører til en tilbakeføring av bundet karbon til CO_2 , og et tilsvarende oksygenforbruk. Tilsvarende mengde N og P frigjøres som ammonium og ortofosfat.

Dette respirasjonsleddet kan betraktes som uttrykk for samlet virkning av ekte respirasjon hos levende organismer. Dette i motsetning til dødelighetsleddet som beskrives kap. 11.4. nedenfor, som tildels gir overgang til dødt organisk materiale som synker nedover i vannmassen og blir nedbrutt etterhvert.

11.4. Dødelighet

Spesifikk dødsrate D_Z (dag^{-1}) er satt sammen av to bidrag og gitt ved ligningen

$$D_Z = DR_{Z,1} \frac{\max(0, C_{zoo} - C_{Z,1}^*)}{\max(0, C_{zoo} - C_{Z,1}^*) + C_{Z,2}^*} \cdot f_{zoo} + DR_{Z,2} \cdot (1 - f_{O_2, zoo}) \cdot f_{T, zoo} \quad (49)$$

Intensjonen med det første leddet er å få med på en grovt forenklet måte virkningen av beiting på zooplankton fra organismer som ikke er eksplisitt med i modellen, eventuelt mellom deler

av den udifferensierte zooplanktonbiomassen. Raten øker med zooplankton-konsentrasjon C_{zoo} , angitt som karbon, etter en funksjon definert av to justerbare konstanter $C_{z,1}^*$ og $C_{z,1}^*$, som er kritiske verdier for zooplankton-konsentrasjonen. Konsentrasjonen $C_{z,1}^*$ er en nedre grense, hvis det er mindre zooplankton enn det, blir det første leddet =0, dvs. det antas ikke å foregå beiting fra høyere trofiske nivåer. Over denne konsentrasjonen øker dødsraten (beiteeffektiviteten) etter en metningskurve med halvmetningsverdi $C_{z,2}^*$ opp mot et asymptotisk maksimum. Maksimumsverdien $DR_{z,1}$ gjelder ved 20°C. Denne raten varierer med temperatur og oksygeninnhold på vanlig måte gjennom faktoren f_{zoo} .

Det andre leddet er tatt med ut fra en antagelse om at lave oksygenverdier gir seg utslag ikke bare i manglende vekstevne, men også økt dødelighet. Det er en miljøbestemt rate som varierer på vanlig måte med temperatur gjennom faktoren $f_{T,zoo}$, men har motsatt variasjon med oksygeninnhold, dvs. at det er lavt under gode oksygenforhold, og øker mot et maksimum $DR_{z,2}$ når oksygeninnholdet synker ned mot minimumsverdien. Dette leddet bidrar sammen med nedsatt vekst til å holde zooplankton-konsentrasjonen ned mot null i oksygenfattige miljøer. Dødeligheten fører til et proporsjonalt tap av C, N og P fra zooplanktonbiomassen, gitt av de spesifiserte forholdstallene $(N:C)_{zoo}$ og $(N:C)_{zoo}$. Det kan spesifiseres at en viss konstant fraksjon av dette tapet skal remineraliseres øyeblikkelig. Resten av det tap som dette dødelighetsleddet gir, balanseres som en produksjon av dødt organisk materiale, som synker ut og nedbrytes som beskrevet i kapittel 13.

11.5. Vertikal bevegelse

Modellen inkluderer en evne hos zooplankton til å bevege seg vertikalt for finne optimale vekstforhold. Det er igjen bare snakk om en foreløpig og grov modellbeskrivelse som er lagt inn som verktøy for følsomhetsanalyse - for å se om modellen bør videreutvikles på dette punktet.

Den vertikale vandringen rapporteres ofte å være koblet til lysvariasjonene gjennom døgnet, men det er ingen klare tegn til det i en døgn-undersøkelse i Oslofjorden gjort i april måned (Sørensen et al. 1984) når det gjelder mikrozooplankton. Slik modellen er satt opp nå, er det ikke gjort noe for å inkludere det.

Gjennomsnittlig vertikal vandringshastighet mellom to lag antas å være styrt av forskjellen i vekstvilkår mellom de to lagene. Vandringen vil bidra til å flytte zooplankton i retning av de lagene som alt i alt gir størst mulig vekst, når en tar både fødetilgang, respirasjon og dødelighet i betraktning, også i ut fra forskjeller i temperatur og oksygeninnhold. Vi lar nå $\mu_{z,k}$ betegne netto effektiv veksthastighet for zooplankton i lag nr. k , når vekst, respirasjon og dødelighet tas i betraktning. I modellen beregnes et "vandringstrykk" $p_{z,migr}$ for zooplankton mellom lag k og $k-1$ gitt ved uttrykket:

$$p_{z,migr} = \left(\frac{\mu_{z,k} - \mu_{z,k-1}}{h_{k,k-1}} \right) \Bigg/ \left(\frac{FZ_{20} \cdot E_{z,C}}{h_{v,zoo}} \right) \quad (50)$$

Her $h_{k,k-1}$ vertikal avstand mellom midten av lag k og $k-1$, dvs. at den første delen av uttrykket er gradienten i netto veksthastighet mellom de to lagene. Trykket beregnes ved å dividere dette med en skalerende gradient, gitt ved maksimal veksthastighet ved 20°C og tilstrekkelig føde og en valgt dimensjonerende vertikal avstand $h_{v,zoo}$.

Den øvre grensen på vandringshastigheten betegnes $v_{Z,m}$ og er gitt som en justerbar verdi med enhet (m/dag). Den vertikale vandringen går da i retning av økende $\mu_{Z,k}$, med gjennomsnittlig hastighet v_{zoo} gitt ved:

$$v_{zoo} = \begin{cases} -v_{Z,m} & \text{for } p_{Z,migr} \leq -1 \\ v_{Z,m} p_{Z,migr} & \text{for } -1 < p_{Z,migr} < 1 \\ v_{Z,m} & \text{for } p_{Z,migr} \geq 1 \end{cases} \quad (51)$$

Vandringen går nedover fra lag nr. $k-1$ hvis $v_{zoo} > 0$, og oppover fra lag nr. k hvis $v_{zoo} < 0$, og arter seg som en overføring av biomasse fra det ene laget til det andre.

Formuleringen er som sagt bare satt opp på *ad hoc* basis for å ha et redskap til å prøve ut betydningen av vertikal vandring. Den gir vandring både i retning av gunstige vekstforhold, og vekk fra lag med høy dødelighet.

12. Blåskjell

Som en del av dette prosjektet er biomasse av gruntvanns benthos-organismer undersøkt i indre Oslofjord. Undersøkelsen tyder på at disse organismene har begrenset betydning i dette området m.h.t. biomasse og total omsetning av organisk karbon (energi) og næringsstoffer, sett i sammenheng med planktonet i fjorden. Bare blåskjell ble funnet å ha biomasse av vesentlig størrelse sammenlignet med planktonisk biomasse.

Mengden blåskjell i indre Oslofjord ble i november 1988 anslått ut fra målinger på 6 tilfeldig valgte stasjoner. Anslaget som tonn C:N:P var 1200:220:25 ($\pm 30\%$). (Kirkerud og Bjerkeng 1994). Dette er sammenlignbart med mengden partikulært organisk stoff i de øverste 10 meter i indre Oslofjord om sommeren. Andre dyr som sjøstjerner og snegl finnes i mye mindre mengder, og fastsittende alger virker å inngå bare som en mindre del av den totale biomassen, spesielt når det gjelder N og P (Kirkerud og Bjerkeng 1994). Det må tas forbehold om at denne konklusjonen bygger på bearbeiding av et begrenset datamateriale fra ett tidspunkt.

Blåskjell er en flerårig organisme som finnes i mer eller mindre tette matter langs strandsonen, ned til noen få meters dyp. Det ernærer seg ved å filtrere vannet for planktoniske organismer.

Samlet biomasse kan variere sterkt over året. Den individuelle veksten foregår hovedsakelig i produksjonsperioden for planteplankton. Avhengig av skjellenes alder og størrelse kan en stor del av veksten gå med til å produsere egg og spermier, som gytes når temperaturen stiger om sommeren og gir planktoniske larver. Hos eldre skjell kan gytingen gi et vekttap på ca. halvparten av total bløtdelsvekt. Larvene vil ernære seg som zooplankton i vannmassene i noen uker, og deretter bunnslå og danne nye skjell.

Dødelighet skyldes både overgroing av andre blåskjell, rur og alger, og predasjon av krabber, sjøstjerner, sjøfugl og fisk. I indre Oslofjord er kanskje sjøstjerner viktigst. I den øverste halvmeteren er det også stor dødelighet om vinteren på grunn av tørrlegging kombinert med frost eller isskuring. Det kan også være markert forhøyet dødelighet hos eldre skjell (8-10 år gamle), eller for alle kjønnsmodne skjell i forbindelse med gytingen.

Blåskjell kan på denne måten fungere som et midlertidig lager for næringsstoffene N og P. Om sommeren kan blåskjell absorbere en vesentlig del tilgjengelig N og P i overflatelaget, mens det kan avgis til vannmassene pga. stor dødelighet om vinteren. Dette kan ha betydning for hvordan fyttoplanktonproduksjonen påvirker dyplagene i fjorden. Høsting av blåskjell kan

tenkes å representere et vesentlig uttak av næringsstoffer som kan bidra til å motvirke eller kontrollere eutrofiering.

Ut fra en slik tankegang er det gjort et litteraturstudium på fødeopptak og vekst hos blåskjell, som også finnes i blåskjellrapporten (nr. 6, Kirkerud og Bjerkeng 1994). På basis av dette er en blåskjellmodell lagt inn som den eneste benthiske overflatekomponenten i eutrofimodellen.

Det må bemerkes at sjøstjerner er en viktig predator på blåskjell, og kunne vært med ut fra dette. I nåværende utgave av modellen er virkningen av sjøstjerner bare representert gjennom dødelighetskoeffisienter for blåskjell. I naturen kan det opptre store svingninger i blåskjellbestanden knyttet til variasjon i forholdet mellom blåskjell og sjøstjerner, slike ting kan ikke ventes simulert med modellen slik den er nå.

Blåskjellmodellen beskrives i de etterfølgende underkapitlene. Mye av den samme beskrivelsen finnes også i rapport nr. 6, men uten detaljer når det gjelder koblingen til de andre delene av fjordmodellen, til gjengjeld med noe mer utfyllende drøfting når det gjelder visse detaljer i selve blåskjellbeskrivelsen.

12.1. Separat blåskjellbestand i hvert lag ned til et spesifisert dyp

Blåskjellbestanden antas i modellen å finnes ned til et bestemt dyp, i utgangspunktet satt til 6m, i overensstemmelse med registreringen i november 1988, men dette kan lett endres. Utviklingen i blåskjellbestanden beskrives i modellen separat for hvert modell-lag ned til dybdegrensen, dvs. hver dybdesone av bunnen, og det skjer ingen flytting av blåskjell vertikalt mellom bunnsone. I det følgende er det underforstått at beskrivelsen gjelder et bestemt dypintervall. Eutrofimodellen vil altså inneholde parallelle beskrivelser for hvert lag.

12.2. Variable som beskriver blåskjellbestand innenfor et lag

Blåskjellbestanden innenfor et lag er delt inn i aldersklasser. I utgangspunktet er det valgt å dele inn i 10 aldersklasser. Klasse $i=1$ er årets yngel dvs. det som har bunnslått innenfor kalenderåret. Klasse $i=2$ til 9 er de eldre årsklassene, og den siste aldersklassen, $i=10$, er alle skjell eldre enn 9 år. Antall aldersklasser kan varieres lett, selv om det krever at en forandrer en konstant i programkoden og bygger opp programmet på nytt. Den høyeste aldersklassen vil alltid omfatte alle skjell eldre enn siste enkeltårs-klasse.

Bestanden kvantifiseres med følgende tilstandsvariable, hvor indeks i angir aldersklasse:

$M_{t,i}$ = Samlet mengde organisk karbon, total mengde vev for aldersklasse i . For skjell med alder $i>1$ år inkluderer dette gytemateriale (egg). Denne størrelsen er et mål på den akkumulerte biomassen, og inngår i den totale massebalansen i eutrofi-modellen.

$M_{a,i}$ = Samlet mengde organisk karbon som vekst-aktivt vev for aldersklasse i .

N_i = Antall individer innenfor aldersklasse i .

Forskjellen mellom $M_{t,i}$ og $M_{a,i}$ er for eldre skjell ($i>1$) rett og slett mengden gytemateriale. For yngel er $M_{a,1}$ en nominell biomasse som styrer veksten. Den vil være litt større enn den akkumulerte biomassen $M_{t,1}$, fordi bunnslåtte larver inngår i $M_{a,i}$ med en startvekt pr. individ

$W_a > 0$, gitt som en konstant, mens de inngår i $M_{t,l}$ med startvekt 0. Se mer om det i kap. 12.3.2. nedenfor.

Selve skallmaterialet regnes ikke med i vekten, og inngår ikke i massebalansen i modellen, siden andelen N og P i skallet er forholdsvis lite (Kirkerud og Bjerkeng 1994).

Gjennomsnittsvekt som mengde karbon i bløtdel pr. individ innenfor hver aldersklasse kan til enhver tid beregnes som:

$$W_{a,i} = M_{a,i}/N_i = \text{mengde vekst-aktivt vev.}$$

$$W_{t,i} = M_{t,i}/N_i = \text{total bløtdel som inngår i massebalansen.}$$

Disse gjennomsnittsvektene brukes i modellen for filtrering, vekst etc. som beskrevet nedenfor.

Modellen bruker også gjennomsnittlig skall-lengde, nedenfor betegnet med $L_{t,i}$, til å sette grenser for den totale blåskjellpopulasjonen i forhold til tilgjengelig bunnareal. Det bunnarealet som en gitt blåskjellpopulasjon opptar, beregnes som summen over årsklasser og antall individer av gjennomsnittlig areal pr. blåskjell. Bunnareal for et skjell med lengde L er gitt ved:

$$\begin{aligned} \text{Areal} &= \text{Bredde} \cdot \text{Høyde} \\ &= 0.45L \cdot 0.62L \\ &= 0.28L^2 \end{aligned} \tag{52}$$

og totalt opptatt areal for hele blåskjellpopulasjonen - innenfor et lag - er gitt ved:

$$\text{Areal}_\Sigma = \sum_{i=1}^{MG} N_i \text{Areal}(L_{t,i}) \quad \text{MG} = \text{antall aldersklasser for blåskjell} \tag{53}$$

12.3. Tidsutviklingen i blåskjellmodellen

Blåskjellmodellen er en dynamisk simuleringsmodell som innenfor hvert kalenderår oppdaterer tilstandsvariablene ved å integrere differensialligninger numerisk. Endring i blåskjellbestand og tilhørende biomasser over tid er bestemt av følgende prosesser:

1. Opptak av føde (fytoplankton, bakterier og evt. zooplankton), som gir vekst, produksjon av gytemateriale og fekalieproduksjon. Utskilte fekaliepartikler fordeles på det partikulære materialet på bunnen eller i vannmassene, og håndteres deretter av de generelle nedsynknings- og nedbrytnings-mekanismene i eutrofimodellen.
2. Respirasjon som gir remineralisering av organisk stoff som karbon, og utskilling av næringssalter. Det er antatt i modellen at C, N og P utskilles proporsjonalt med innholdet i blåskjellvevet ved det som kalles respirasjon i modellen. Det er nødvendig fordi C:N:P-forholdet i blåskjell antas konstant. Eventuell forbrenning av rene karbonforbindelser må betraktes som tatt inn i forholdet mellom filtrering og assimilering, med det selektive opptaket som ligger der.

3. Dødelighet, beskrevet svært enkelt, men antatt knyttet til beiting av sjøstjerner og andre organismer, isskuring og frost etc..
4. Gyting, i modellen beskrevet som overgang fra gytemateriale til zooplankton, og etterfølgende bunnslåing av larver som nye individer i årsklasse 1.

12.3.1. Tidsutviklingen for eldre skjell

For eldre skjell (mer enn ett år gamle) brukes følgende differensialligninger, hvor aldersklasse angis med indeks $i > 1$:

$$\frac{dM_{t,i}}{dt} = N_i(A_i - R_i - S_i) - M_{t,i}D_i \quad (54)$$

$$\frac{dM_{a,i}}{dt} = N_i \cdot [(A_i - R_i) - E_{r,i} \cdot \max(0, A_i - R_i)] - M_{a,i}D_i \quad (55)$$

$$\frac{dN_i}{dt} = -N_i \cdot D_i \quad (56)$$

I disse ligningene er A_i assimilering, R_i er respirasjon, og S_i materiale som avgis ved gyting ("spawning"), alle som mengde karbon pr. tidsenhet og individ. D_i er en relativ dødsrate med enhet (dag^{-1}). $E_{r,i}$ er andel av netto assimilert materiale som brukes til oppbygging av gytemateriale dersom assimilering er større enn respirasjon. Hvis respirasjonen er større enn assimileringen blir vektreduksjonen tatt ut som tap av aktivt vev. Selv om det antagelig også vil kunne foregå metabolisering av gytemateriale, antas at det vil være en siste-løsning for sultne skjell. Alle størrelsene er funksjoner av tid, bestemt av individvekt, temperatur og tid på året.

12.3.2. Tidsutviklingen for yngel, dvs. skjell bunnslått inneværende kalenderår.

For $i=1$, dvs. for yngel, foregår hverken gyting eller produksjon av gytemateriale. Det innebærer at det ikke er grunn til å definere en forskjell mellom total bløtdelsvekt M_t og aktivt vev M_a ut fra mengden gytemateriale. For yngel defineres derfor de to størrelsene litt annerledes.

$M_{t,1}$ er fortsatt et mål på samlet mengde organisk karbon, men neglisjerer den vekten larvene har når de bunnslår. All vektøkning skjer ved vekst etter bunnslåing og dette forenkler modellen, fordi det ikke er nødvendig å trekke biomasse fra pelagiske komponenter (zooplankton) i forbindelse med bunnslåingen. Denne størrelsen kan da beregnes slik:

$$\frac{dM_{t,1}}{dt} = N_1(A_1 - R_{t,1}) - M_{t,1}D_1 \quad (57)$$

Her er

A_1 = assimilering av organisk karbon pr. individ, styrt av aktiv individvekt $W_{a,1}$

$R_{t,1}$ = respirasjonsledd styrt av hhv. $W_{t,1}$,

mens N_1 og D_1 er definert som for eldre klasser.

Størrelsen $M_{a,1}$ er fortsatt et mål på total mengde vekstaktivt vev innen aldersklassen. Her tar vi hensyn til den vekt larvene har når de bunnslår, og ligningen for vekstaktiv biomasse blir derfor:

$$\frac{dM_{a,1}}{dt} = N_1 \cdot (A_1 - R_{a,1}) - M_{a,1} D_1 + n_1 W_0 \quad (58)$$

hvor

n_1 = antall larver som bunnslår pr. tidsenhet

W_0 = bløtdelsvekt ved bunnslåing , ca. 10^{-6} g tørrvekt.

$R_{a,1}$ = respirasjonsledd styrt av $W_{a,1}$.

Det fremgår av disse ligningene at vi i alminnelighet vil ha $M_{a,1} > M_{t,1}$. Forskjellen er å betrakte som den del av vekstaktiv blåskjellbiomasse som ennå ikke er trukket ut av pelagisk biomasse, men som i virkeligheten inngår i blåskjellbiomassen og bidrar til dens vekstevne.

Antall individer i yngelklassen utvikler seg ifølge ligningen:

$$\frac{dN_1}{dt} = -N_1 \cdot D + n_1 \quad (59)$$

Inntil bunnslåingen begynner, vil alle de tre mengdemålene for yngel være = 0. Bunnslåingen påvirker antall skjell i yngelklassen, men medfører i modellen ingen direkte økning i den totale vekten $M_{t,1}$ som inngår i massebalansen, dvs. at larvene antas å bunnslå med vekt = 0. Dette forenkler modellen, fordi det ikke er nødvendig å trekke biomasse fra pelagiske komponenter (zooplankton) i forbindelse med bunnslåingen. All økning i blåskjellvekt $M_{t,1}$ skjer ved beiting. Siden imidlertid filtrering og assimilering er en funksjon av vekt, og går mot null når vekten går mot null, ville det medføre at larvene aldri kom i gang med veksten dersom $W_{t,1}$ ble brukt til å styre veksten. Modellen løser dette problemet ved å la veksten styres av $W_{a,1}$ som er >0 helt fra starten når bunnslåingen begynner, idet hver bunnslått larve gis en startvekt $W_a=W_0$. Mengden $M_{a,1}$ inkluderer altså en biomasse som må antas å være aktiv som resultat av bunnslåingen, men som overføres litt forsinket til blåskjell-biomassen når en ser på massebalansen. Det betyr at de pelagiske komponentene blir litt for store i en periode, og spesielt zooplankton-delen, men erfaringen med modellen viser at utslaget vil være nokså lite: Forskjellen mellom $M_{a,1}$ og $M_{t,1}$ blir raskt jevnet ut.

Det er forutsatt rikelig forekomst av larver, slik at dette ikke er noen begrensende faktor. Mengden av larver i vannet er derfor ikke tatt med i ligningen. Det betyr også en forenkling, fordi det ikke er nødvendig å ha noe mer enn en kobling i tid mellom gyting og etterfølgende bunnslåing.

12.3.3. Beregning av skall-lengde som funksjon av tid

Gjennomsnittlig lengde på skallene antas for eldre årsklasser ($i > 1$) å være bestemt av to nedre grenser. For det første må lengden være minst så stor som vekten av aktivt vev tilsier. Siden lengden ikke kan minske i perioder med minkende vekt av vevet, vil den også være begrenset nedad av tidligere verdier. Innenfor et kalenderår er derfor lengden er gitt ved:

$$L(t)_i = \max(L(t_-)_i, L(W_{a,i}(t))) \quad (60)$$

hvor sammenhengen mellom lengde og vekt er:

$$L(W) = (W/W_{1cm})^{1/3} \quad (61)$$

I denne ligningen er W_{1cm} aktiv bløtdelsvekt ved lengde 1 cm, og $L(t)$ er lengden rett før tidspunkt t . Ligningen brukes til å oppdatere L for hvert tidsskritt, og medfører at lengden hele tiden vil bestemmes av den største gjennomsnittsvekten som har vært oppnådd. Selv om vekten avtar pga. netto respirasjon vil ikke skjellet bli fysisk mindre.

For yngel må rekruttering med nye, mindre skjell tas i betraktning, og lengden oppdateres i overensstemmelse med følgende differensial-ligning:

$$\frac{dL_1(t)}{dt} = \frac{\partial L(W)}{\partial W} \cdot \frac{d(\max_{\tau < t} [W_{a,1}(\tau)])}{dt} - \frac{n_1}{N_1} (L_1(t) - L_0) \quad (62)$$

hvor L_0 er den skall-lengden som tilsvarer vekten ved bunnslåing. L_0 beregnes for gitt W_0 og W_{1cm} , ved hjelp av (61), med verdiene:

$$W_0 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ g tørrstoff bløtdel.}$$

$$W_{1cm} = 0.00592 \text{ g tørrstoff bløtdel.}$$

Blåskjellmodellen opererer med tørrstoffvekt, omregning til organisk karbon, som brukes som vektenhet i resten av modellen, skjer ved å anta at 45% av tørrstoffet utgjøres av karbon.

12.4. Oppdatering av beskrivelsen ved hvert årsskifte

Ligningene ovenfor gjelder innenfor kalenderåret. Ved overgang til nytt år blir de tilstandsvariable $M_{a,i}$, $M_{t,i}$, N_i oppdatert ved at:

- Verdiene for nest siste årsklasse summeres inn i verdiene for den siste aldersklassen.
- Verdiene for yngre klasser flyttes til neste årsklasse, dvs. fra indeks i til indeks $i+1$.
- Verdiene for $i=1$, som skal gjelde årets yngel, nullstilles.

For L_i beregnes et veid snitt når de to øverste aldersklassene slås sammen, ellers behandles L_i parallelt til de andre variablene.

Fra starten på et nytt år og frem til bunnslåingen begynner vil det ikke finnes skjell i yngelklassen, $i=1$.

12.5. Beskrivelse av prosesser knyttet til blåskjell

Nedenfor beskrives de forskjellige leddene i differensialligningene mer i detalj. Det er her stort sett underforstått at ligningene anvendes separat for hver årsklasse. Indeks i for årsklasse er derfor sløytet unntatt der hvor det er nødvendig for sammenhengen. I modellen benyttes samlet filtrering summert over individer og årsklasser, slike summer er angitt ved indeks Σ .

12.5.1. Filtrering av fødepartikler

Blåskjell antas å kunne beite begge grupper av fytoplankton, og til en viss grad også bakterier og mikro-zooplankton. Som for mikrozooplankton er det lagt inn ulike koeffisienter for hvor tilgjengelig de forskjellige typer føde er. Konsentrasjonen av føde som organisk karbon beregnes som en vektet sum av konsentrasjonen av organisk karbon (pr. vannvolum) for alle disse komponentene. Hvis vi lar $C_{f,m}$ betegne konsentrasjonen av tilgjengelig føde som mengde karbon pr. vannvolum gjelder at:

$$C_{f,m} = e_{bact} C_{bact} + e_{zoo} C_{zoo} + \sum_{i=1}^{NG_{fyt}} e_{fyt,i} CFYT_i \quad (63)$$

hvor C_{bact} , C_{zoo} og $CFYT_i$ er konsentrasjon ($\mu\text{g C/l}$) av henholdsvis bakterier, zooplankton og ulike grupper fytoplankton og e_{bact} , e_{zoo} og $e_{fyt,i}$ er tilsvarende effektivitetskoeffisienter ved filtrering av de ulike fødekomponentene, NG_{fyt} er antall fytoplanktongrupper.

Innholdet av N og P i føden summeres for seg, med bruk av de samme effektivitetskoeffisientene, men med fødekonsentrasjon gitt som N eller P. Dette gir tilsvarende uttrykk for effektiv konsentrasjon av N og P i føden, her betegnet som N_f og P_f . For fytoplankton er konsentrasjonen av N og P gitt direkte i egne tilstandsvariable $NFYT_i$ og $PFYT_i$, mens det for bakterier og mikrozooplankton beregnes ut fra karbonkonsentrasjon og spesifiserte konstante (N:C) og (P:C)-forhold på samme måte som for zooplankton:

$$N_{f,m} = e_{bact} C_{bact} \cdot (N:C)_{bact} + e_{zoo} C_{zoo} \cdot (N:C)_{zoo} + \sum_{i=1}^{NG_{fyt}} e_{fyt,i} NFYT_i \quad (64)$$

$$P_{f,m} = e_{bact} C_{bact} \cdot (P:C)_{bact} + e_{zoo} C_{zoo} \cdot (P:C)_{zoo} + \sum_{i=1}^{NG_{fyt}} e_{fyt,i} PFYT_i \quad (65)$$

Effektivitetskoeffisientene er som et utgangspunkt for empiriske justeringer gitt verdiene nedenfor (se rapport nr. 6):

$$\begin{aligned} e_{bact} &= 0.2 \\ e_{fyt,i} &= 1.0 \text{ for } i=1 \text{ og } 2 \text{ (diatoméer og annet fytoplankton).} \\ e_{zoo} &= 0.2 \end{aligned}$$

Beitingen foregår ved at blåskjellene pumper vann gjennom gjellefilamentene og filtrerer fra partikler. Pumpingshastigheten (volum/tid) multiplisert med filtreringseffektiviteten kalles ofte klaring (se rapport nr. 6), fordi det definerer hvor stort volum som blir "renset" pr. tidsenhet. I eutrofimodellen er ikke pumping beskrevet eksplisitt. I stedet tas det utgangspunkt i maksimal filtrering eller klaring under gunstige forhold, dvs. ved optimal temperatur, ved stadig tilgang på nytt vann og med fødekonsentrasjon som gir maksimal filtreringseffektivitet.

Maksimal filtrering pr. individ er ut fra litteraturstudiet beskrevet ved denne funksjonen som funksjon av aktiv bløtdelsvekt W_a og temperatur T :

$$V(W_a, T) = V_c \cdot k_v(T) \cdot \begin{cases} (W_a/W_c)^{q_1} & \text{for } W_a \leq W_c \\ (W_a/W_c)^{q_2} & \text{for } W_c \leq W_a \leq W_m \\ (W_m/W_c)^{q_2} & \text{for } W_a \geq W_m \end{cases} \quad (66)$$

med følgende koeffisienter for den dominerende vektavhengigheten, satt ut fra litteraturstudiet i rapport nr. 6:

$$\begin{aligned} q_1 &= 1.0 \\ q_2 &= 0.7 \\ W_c &= 0.007 \text{ (g tørrstoff i aktiv bløtdel)} \\ V_c &= 0.2 \text{ l/h = filtrering ved } W = W_c \\ W_m &= 0.35 \text{ (g tørrstoff i aktiv bløtdel)} \end{aligned}$$

Tilgjengelige data viser ikke noen klar variasjon i filtrering med temperatur unntatt ved svært lave temperaturer. Det er derfor valgt å legge temperaturavhengighet inn som en reduksjonsfaktor på filtreringen etter følgende faste sammenheng:

$$k_v(T) = \begin{cases} e^{-0.3/(T+1)} & T > -1^\circ \text{C} \\ 0 & T \leq -1^\circ \text{C} \end{cases} \quad (67)$$

For temperaturer over 3°C er faktoren >0.9 og den går raskt mot 1.0 for $T > 10^\circ\text{C}$. En stor reduksjon opptrer bare ved temperaturer under 0°C . Det er valgt å ikke legge inn noen reduksjon for høye temperaturer. Se rapport nr. 6 for en nærmere drøfting.

Maksimal filtrering som mengde karbon, nitrogen eller fosfor pr. tidsenhet og individ kan beskrives generelt med ligningen

$$F_{x,m}(W, T) = x_f \cdot V(W, T) \quad (68)$$

hvor x står for fødekonsentrasjoner C , N eller P som definert ovenfor. I modellen anvendes dette på hver årsklasse i ved å sette inn gjennomsnittlig vekt $W_{a,i}$.

I eutrofimodellen må det også tas hensyn til at den totale filtreringen multiplisert med antall individer i hver aldersklasse og summert over aldersklassene kan være begrenset av ytre årsaker. Den samlede maksimale volumfiltreringen i et modell-lag, dvs. uten ytre begrensninger, blir summert over alle aldersklasser beregnet som

$$V_\Sigma = \sum_{i=1}^{i_{\max}} V(W_{a,i}, T) \cdot N_i \quad (69)$$

Den faktiske effektive filtreringen i forhold til gjennomsnittskonsentrasjonene i et vannlag antas å kunne være begrenset av den tilgangen blåskjellene har på "nytt" vann. Hvis vannet er stillestående eller skiftes langsomt ut, vil blåskjellene i stor grad resirkulere vann som er filtrert før, og derfor ikke ha tilgang til den konsentrasjonen som finnes i nytt vann. Ifølge rapport nr. 6 kan det forekomme reduksjonsfaktorer på 0.5-0.9.

I eutrofimodellen er det valgt å knytte tilgang på nytt vann for blåskjellene til vindstyrken og til de horisontale dimensjonene i bassenget. Ved svak eller manglende vind gjelder dessuten en nedre grense på effektiv filtrering som andel av maksimal filtrering. Kombinert gir det en grense på tilgjengelig volum for filtrering:

$$V_{\text{lim}} = \max \left(k_{v,1} \cdot V_\Sigma, k_{v,2} \cdot \text{Volum} \cdot \frac{u_*}{\sqrt{\text{Areal}}} \right) \quad (70)$$

hvor Volum og Areal gjelder hele det vannlaget som inngår og u_* er vindens friksjonshastighet (se rapport nr. 4: "Fysiske prosesser"), her brukt som et grovt mål på vinddrevet strøm i

overflatelaget. Forholdet mellom u_* og kvadratroten av arealet som typisk lengdeskala for bassenget brukes som et mål på utvekslingstiden mellom hovedvannmassene og strandsonen. Koeffisienten $k_{V,1}$ setter en minste grense på hvor mye nytt vann blåskjellene får tilgang på når de filtrerer, og $k_{V,2}$ er en justeringsfaktor for forholdet mellom vind og tilgjengelig nytt vann. Begge koeffisientene må velges rent pragmatisk ut fra en utprøving i modellen, slik at en får rimelige simuleringsforløp.

Dersom maksimal volumfiltrering V_Σ er stor i forhold til tilgjengelig mengde nytt vann pr. tidsenhet V_{lim} , er det rimelig å vente at filtreringen vil gi en reduksjon i fødekonsentrasjon. Dette kan uttrykkes ved en reduksjonsfaktor E_V på effektiv fødekonsentrasjonen og derved også på filtrert mengde organisk stoff. I modellen er det valgt å beskrive dette ved en metningsfunksjon:

$$E_V = \frac{V_{\text{lim}}}{V_{\text{lim}} + V_\Sigma} \leq 1 \quad (71)$$

Som påpekt i litteraturstudiet om blåskjell vil filtreringen opphøre ved svært lave fødekonsentrasjoner. Mengden karbon velges som relevant mål på partikkelmengden i denne forbindelsen, men bakterier regnes da ikke med, slik at den styrende variabelen blir

$$C_{f(p)} = C_{f,m} - e_{\text{bact}} C_{\text{bact}} \quad (72)$$

Det antas å være en brukbar tilnærming om filtreringen for et individ går for fullt ned til en viss minste fødekonsentrasjon $C_{f,\text{min}}$, og opphører helt under denne grensen. Ligningen ovenfor vil derfor gjelde bare dersom fødekonsentrasjonen rundt blåskjellene $C_{f(p)} \cdot E_V \geq C_{f,\text{min}}$, med E_V gitt etter ligning (71), dvs. at $C_{f(p)} \geq C_{f,\text{min}}/E_V$. Isåfall vil totalt filtrert biomasse som mengde karbon pr. tidsenhet, inkludert bakterier, være gitt ved:

$$F_{C,\Sigma} = (E_V C_{f,m}) \cdot V_\Sigma \quad (73)$$

Hvis på den annen side $C_{f(p)} \leq C_{f,\text{min}}$, dvs. at konsentrasjonen i utgangspunktet er under grensen, vil pumpingen være helt skrudd av, $F_{C,\Sigma} = 0$.

For mellomtilfeller, dvs. hvis $C_{f,\text{min}} < C_{f(p)} < C_{f,\text{min}}/E_V$ etter ligningen over, betyr det at full pumping ikke kan opprettholdes, fordi det ville bringe konsentrasjonen så langt ned at pumpingen skulle opphøre. I stedet er det da naturlig å tenke seg at konsentrasjonen rundt blåskjellene bringes ned til kritiske verdi, og at filtreringen på individnivå kobles inn og ut omtrent som for en termostat når konsentrasjonen varierer rundt denne verdien. Hvis dette skjer ukorrelert for hvert individ, vil resultatet bli at den totale filtreringen over tid justeres slik at konsentrasjonen holder seg rundt grensen. Det kan tas inn i ligningen over som en reduksjonsfaktor p_V som kan tolkes som en statistisk sannsynlighet for at et tilfeldig valgt skjell skal pumpe på et tilfeldig valgt tidspunkt. Dette gir en modifisert reduksjonsfaktor E_V^* for konsentrasjon:

$$E_V^* = \frac{V_{\text{lim}}}{V_{\text{lim}} + p_V V_\Sigma} \quad (74)$$

fastsatt ut fra kriteriet:

$$E_V^* \cdot C_{f(p)} = C_{f,\text{min}} \quad (75)$$

Disse ligningene bestemmer de to verdiene E_V^* og p_V når de andre verdiene er gitt. Den totale filtreringen av organisk stoff som karbon, summert over alle individene, er nå gitt ved:

$$F_{C,\Sigma} = (E_V^* C_{f,m}) \cdot p_V V_\Sigma \quad (76)$$

Ut fra ligningene over må $E_V^* p_V < E_V$ når $p_V < 1$, dvs. at denne løsningen gir nedsatt total filtrering slik den bør gjøre. Ved å sette inn uttrykkene for E_V^* og p_V i uttrykket for $F_{C,\Sigma}$ får vi i dette tilfelle:

$$F_{C,\Sigma} = \frac{C_{f,m}}{C_{f(p)}} \cdot (C_{f(p)} - C_{f,\min}) \cdot V_{\lim} \quad (77)$$

Generelt kan vi oppsummere alle de tre tilfellene ved å bruke ligningene (74) og (76) hvor p_V er gitt ved:

$$p_V = \begin{cases} 1 & \text{for } C_{f,\min} (1 + V_\Sigma / V_{\lim}) \leq C_{f(p)} \\ \frac{V_{\lim} (C_{f(p)} - C_{f,\min})}{V_\Sigma C_{f,\min}} & \text{for } C_{f,\min} \leq C_{f(p)} < C_{f,\min} (1 + V_\Sigma / V_{\lim}) \\ 0 & \text{for } C_{f(p)} < C_{f,\min} \end{cases} \quad (78)$$

Faktorene E_V^* og p_V kan da også anvendes på gjennomsnittlig filtrering pr. individ i hver årsklasse i , som da blir gitt ved:

$$F_{C,i}(W, T) = (E_V^* C_f) \cdot p_V \cdot V(W_i, T) \quad (79)$$

12.5.2. Assimilering og fekalieproduksjon:

En viss andel av det som filtreres blir assimilert i blåskjellet som biomasse, mens resten blir skilt ut som *pseudofaeces* (mellom gjeller og munn), som fekaliepartikler, oppløst organisk stoff eller næringssalter.

Assimileringen er dels begrenset av maksimale vekstevne hos blåskjellene ved optimal fødetilgang. Maksimal assimilering er satt til

$$A_{\max} = E_{a,C} \cdot C_{opt} \cdot V(W, T) \quad (80)$$

Her er C_{opt} definert som tilstrekkelig fødekonsentrasjon som mengde organisk karbon pr. volumenhet vann, og $E_{a,C}$ assimilasjonseffektiviteten for karbon. Både $E_{a,C}$ og C_{opt} er i den nåværende modellversjonen satt konstante, uavhengig av temperatur, og $E_{a,C}$ også uavhengig av individvekt. Det ble foran funnet indikasjoner på en viss økning i C_{opt} med individstørrelse, og vi setter i overenstemmelse med dette:

$$C_{opt} = C_{opt,1} W^\lambda \quad ; \quad \lambda = 0.15 \quad (81)$$

Assimileringen kan være ytterligere begrenset av tilgangen på føde, delvis som organisk karbon, delvis innholdet av nødvendige næringsstoffer N og P i føden. Det er valgt å bruke en enkel minimumsfaktor-modell for assimilert mengde karbon pr. tidsenhet. På individbasis kan denne modellen uttrykkes slik:

$$A_C = \min \left(E_{a,C} F_C, E_{a,N} \frac{F_N}{(N:C)_{Myt}}, E_{a,P} \frac{F_P}{(P:C)_{Myt}}, A_{max} \right) \quad (82)$$

Det første leddet er begrensning ut fra hvor mye karbon skjellene greier å filtrere og assimilere. Det andre og tredje leddet viser hvilken begrensning tilgangen på N og P kan legge på assimileringen av C. Her er F_N og F_P filtrert mengde partikulært organisk N og P pr. individ, som funksjon av vekt og ytre forhold, og $E_{a,N}$ og $E_{a,P}$ er maksimal assimileringseffektivitet for de tre stoffene. Koeffisientene $(N:C)_{Myt}$ og $(P:C)_{Myt}$ er her N:C og P:C-forhold i blåskjell, spesifisert som konstanter. Total assimilering av karbon begrenses altså av det stoffet det er minst av i forhold til opptaksevne og behov. Modellen åpner for å gi blåskjellene evne til å kunne kompensere for skjevt N:C eller P:C-forhold i føden ved å assimilere mer av den komponenten som det er lite av, ved at det kan legges inn ulike grenser for maksimal assimilasjonseffektivitet. Ved bruk av modellen for indre Oslofjord er brukt disse verdiene: $E_{a,C}=0.5$, $E_{a,N}=1.0$ og $E_{a,P}=1.0$.

Ligning (82) innebærer at faktisk assimilering begrenses dels av hva blåskjellet greier å filtrere, og dels av muligheten til å utnytte det filtrerte materialet (A_{max}). Ved høye fødekonsentrasjoner vil det filtreres mye mer enn hva som kan utnyttes, og da vil endel av det filtrerte materialet bli utskilt uten å passere fordøyelsessystemet. I modellen vil dette gi et lavt forhold mellom assimilering A_C av filtrert føde F_C , og en stor andel av F_C vil bli utskilt som partikulært materiale i vann eller på bunn (*pseudofeces*+*feces*, se rapport nr. 6).

Assimilering av nitrogen og fosfor er gitt direkte som:

$$\begin{aligned} A_N &= (N:C)_{Myt} A_C \\ A_P &= (P:C)_{Myt} A_C \end{aligned} \quad (83)$$

dvs. at det assimileres C, N og P proporsjonalt i forhold til innholdet i blåskjell. I denne sammenhengen er det underforstått at tapet av C, N og P ved dødelighet, gyting og respirasjon også er proporsjonalt med innholdet i blåskjell. Dette er bygd inn i massebalansene i eutrofi-modellen. Den assimilerte mengden av C, N og P fordeles på vekst av aktivt bløtdelsvev og på oppbygging av gytemateriale, som beskrevet i neste underkapittel.

Det som filtreres men ikke assimileres, dvs. $F_X - A_X$, hvor X står for stoffene C, N og P, blir skilt ut som fekaliepartikler sammen med alt silikat som filtreres. Mest realistisk er det antagelig å la de utskilte fekaliepartiklene akkumuleres i sedimentert fraksjon på bunnen i det laget blåskjellene befinner seg, men det er anledning til å spesifisere at en fast andel skal gå til detritus i vannfasen, og følge transport- og nedbrytningsmekanismene for denne komponenten.

12.5.3. Reproduksjon og gyting for kjønnsmodne skjell (alder >1 år)

Størrelsene A_C , A_N og A_P fra kap. 12.5.2. er assimilering av C, N og P pr. individ. For kjønnsmodne skjell, som er mer enn ett år gamle, blir det assimilerte materialet fordelt på oppbygging av aktivt vev, altså generell størrelsesvekst, og oppbygging av gytemateriale.

Den differensialligningen for $M_{a,i}$ for aldersklasser $i>1$ som ble satt opp i kap. 12.3.1. inneholder som koeffisient en andel E_r ("effektivitet for reproduksjon") som avsettes til gytemateriale. Det er antatt at større skjell etterhvert slutter å vokse, og i stedet går over til å produsere gytemateriale. Det er uttrykt ved å la koeffisienten E_r bestemmes dynamisk for hver årsklasse som funksjon av gjennomsnittlig individ-vekt (bløtdel aktivt vev) opp til en øvre grense, etter følgende funksjon:

$$E_r = E_{r,\max} \cdot \min \left[1, \left(\frac{W_a}{W_r} \right)^{\gamma_r} \right] \quad (84)$$

Modellkonstanter er $E_{r,\max}$ = øvre grense for denne andelen, og W_r = individvekt (tørrstoff bløtdel for aktivt vev) hvor denne grensen nåes. Eksponenten γ_r velges empirisk/skjønnsmessig. Denne andelen brukes både for C, N og P, dvs. det antas samme sammensetning på aktivt vev og gytemateriale. Med $\gamma_r > 0$ innebærer ligningen at en økende andel avsettes til gytemateriale ved økende individvekt. Dersom $E_{r,\max}$ settes =1 vil skjell asymptotisk gå mot en tilstand hvor de i snitt ikke vokser i det hele tatt, men bare produserer gytemateriale. Det er ikke lagt inn noen direkte sammenheng med alder, muligens burde det også vært trukket inn.

Som differensialligningene viser vil $E_r > 0$ medføre at M_t øker mer enn M_a så lenge det ikke foregår gyting, dvs. det akkumuleres gytemateriale.

Gyting er i modellen styrt av temperatur og av mengde gytemateriale, og foregår i alle aldersklasser unntatt yngel. Noe gyting kan komme igang når temperaturen overstiger 7°C , og kan antas å gå omtrent for fullt ved 10°C . Gyting Sp som avgitt mengde karbon pr. individ og tidsenhet modelleres rent skjønnsmessig ved følgende uttrykk:

$$Sp = \begin{cases} 0 & \text{for } T \leq 7^\circ\text{C} \\ \frac{W_t - W_a}{\tau_{sp}} \cdot \frac{T - 7^\circ\text{C}}{T - 6^\circ\text{C}} & \text{for } T > 7^\circ\text{C} \end{cases} \quad (85)$$

hvor τ_s er 1.ordens tidskonstant for avgivelse av den mengden gytemateriale $W_t - W_a$ som er igjen. Gytingen øker først lineært med temperatur $T > 7^\circ\text{C}$, og når 75% av maksimum ved $T = 10^\circ\text{C}$.

Gytingen avgir materiale fra blåskjell til vannfasen, som et tilskudd til den generelle zooplanktonkomponenten. Det er gjort ut fra en tankegang om at eggene blir til larver som beiter på fytoplankton på linje med annet zooplankton. Den forenklete måten å gjøre det på betyr at en får med tilskuddet til beitepresset fra blåskjell-larvene uten å komplisere modellen.

Dersom en skulle få frem sammenhengen mellom gyting og bunnslåing på en riktig måte, burde kanskje blåskjell-larver vært en egen komponent i vannmassene, som ble dannet ved gyting og som senere regulerte bunnslåingen. Dette har bare betydning dersom larvemengden er begrensende for bunnslåingen. I den nåværende utgaven av modellen er det regnet med at det alltid er overflod av larver, og at det er tilgjengelige arealer som begrenser bunnslåingen.

Muligens burde en legge inn et ekstra respirasjonsledd på avgitt gytemateriale for å ta hensyn til tap ved beiting på egg. Uten dette er det mulig at overgang fra egg til beitende larver blir alt for effektiv. Et slikt ledd kompliserer ikke modellen mye, det kan legges inn som økt respirasjon knyttet til gyting.

Både for blåskjell og zooplankton er det bare karbon som modelleres direkte, mens N og P beregnes som en fiksert mengde pr. mengde C. For å ivareta massebalanse for N og P ved gytingen er det nødvendig å ta hensyn til eventuell forskjell i C:N:P-forhold mellom blåskjell og zooplankton. I den foreliggende modellversjonen er det gjort ved å la avviket justeres gjennom avgivelse eller opptak av fritt ammonium eller fosfat i vannfasen. Hvis gytematerialet inneholder mer N eller P enn i zooplankton blir overskuddet avgitt til vannet, inneholder det for lite blir det som mangler tatt opp fra vannet. Det presiseres at dette er et rent beregningsmessig tiltak som henger sammen med den forenklete måten å behandle blåskjell-larver som en del av zooplankton generelt, og ikke er ment å gjengi virkelige prosesser. Hensikten er bare å ivareta massebalanse for N og P.

12.5.4. Rekruttering og vekst hos yngel

Rekruttering ved bunnslåing av nye larver foregår i modellen over et tidsrom på 2 måneder, med start ca. 30 dager etter at gytingen begynte i inneværende år, dvs. etter at temperaturen første gang ble tilstrekkelig høy ($>7^{\circ}\text{C}$). Antall larver n_1 som bunnslår pr. tidsenhet i denne perioden, og som inngår i ligning (58) på side (55) er gitt ved følgende funksjon:

$$n_1 = \frac{B_{\max}}{B_0 \tau_{b,M}} \cdot \frac{B_{\max}}{B_{\max} + B_{\Sigma}} \quad (86)$$

Her er:

B_{\max} = Maksimalt bunnareal som er egnet for blåskjell. Denne verdien settes (for hvert lag og hvert basseng) ut fra brukergitte spesifikasjoner i starten av simuleringen. Arealet er gitt som den andel av totalt horisontal projeksjon av bunnareal innenfor lagets dybdeintervall som ligger ovenfor et angitt maksimaldyp for blåskjell, beregnet tilnærmet uten hensyn til at arealet er ujevnt fordelt over dypet, og multiplisert med en dekningsfaktor, som godt kan settes >1 , ut fra at blåskjell kan vokse i hauger, og for å ta hensyn til ujevnheter i bunn og strandlinje som øker totalt areal.

B_0 = Bunnareal som opptas pr. skjell ved bunnslåing. Dette beregnes i modellen ut fra antatt størrelse ved bunnslåing. Denne antagelsen er bygd inn i modellen, og kan ikke endres av bruker.

B_{Σ} = Samlet bunnareal som er belagt av den totale blåskjellpopulasjonen. Det beregnes ved å summere areal pr. individ over alle aldersklasser, ut fra antall individer og gjennomsnittlig skall-lengde, som beskrevet i kap. 12.2.

$\tau_{b,M}$ = tidskonstant for oppfylling av ledig areal. Denne verdien er i utgangspunktet satt til 30 dager, og kan endres av bruker.

Ligningen ovenfor er satt opp på rent pragmatisk grunnlag, ut fra kvalitative vurderinger. De koeffisientene som inngår, må mest ses som justeringshjelpemidler for å få rimelig omfang på bunnslåingen, selv om de i formuleringen er gitt en reell betydning. Den første faktoren er formulert slik at rekruttering på en flate uten blåskjell fra før i begynnelsen ville fylle opp en andel $1/\tau_{b,M}$ av arealet pr. tidsenhet. Den andre faktoren gir en reduksjon i bunnslåingen dersom mye av tilgjengelig (egnet) areal er opptatt av skjell fra før, men bunnslåingen stopper ikke selv om arealet rent matematisk er fylt opp av skjell. Det antas at en slik myk arealbegrensning kan være realistisk, iallfall har det vist seg at det gir et rimelig forløp.

12.5.5. Respirasjon

Blåskjellenes respirasjon er modellert som funksjon av størrelse og temperatur og næringsopptak. I eutrofimodellen har vi valgt å beskrive total respirasjon uttrykt som mengde respirert karbon pr. individ og tidsenhet, som en sum av en sult- eller vedlikeholdsrespirasjon (R_m) og et ledd knyttet til syntese av nytt vev. Rapport nr. 6 viser detaljert hvordan respirasjonsmodellen er satt opp og drøfter den faglige bakgrunnen, her presenteres bare sluttresultatet.

Sultrespirasjonen er bare avhengig av temperatur og individ-vekt:

$$R_m(T, W) = r_{m,15} \cdot \exp(k_{T,rm} \cdot (T - 15^\circ C)) \cdot \begin{cases} (W/W_c)^{b_1} & \text{for } W_r \leq W_c \\ (W/W_c)^{b_2} & \text{for } W_r \geq W_c \end{cases} \quad (87)$$

På basis av litteraturstudiet er det valgt å bruke samme verdi på W_c som der, nemlig 0.007g bløtdel tørrstoff, og med omtrent samme eksponenter:

$$b_1 = 1.0$$

$$b_2 = 0.7$$

Tilgjengelige data antyder ikke at respirasjonen har noen øvre grense på samme måte som filtreringen, og dette er derfor ikke inkludert i modellen. Sultrespirasjonen beregnes ut fra den minste av de to individvektene W_a og W_b , definert i kap. 12.2.

Koeffisient for temperaturavhengighet er satt til $k_{T,rm}=0.065 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, og $r_{m,15}=0.0038 \text{ mgC/h} = 0.091 \text{ mgC/dag}$. For et individ på 1g bløtdel tørrstoff, dvs. ca.450 mgC, blir spesifikk rate for sultrespirasjon 0.007 dag^{-1} .

Respirasjonen vil motvirke økning i blåskjellvekt, og i perioder med lite føde kan individvekten til og med synke. Hvis sultrespirasjonen er større enn assimileringen, vil det ikke bli noe tillegg i respirasjon knyttet til vekst. Det antas da i modellen at vektreduksjonen innvirker på den aktive vevsvekten, og lar gytematerialet være urørt.

Hvis assimileringen er større enn respirasjonen, vil netto vekst fordeles proporsjonalt på aktivt vev og gytemateriale ut fra fordelingskoeffisienten E_r fra kap. 12.5.3., men det beregnes da et respirasjonstap ut over sultrespirasjon. Den totale respirasjonen blir:

$$R_{Myt} = \begin{cases} R_m & A_c \leq R_m \\ \frac{A_c r_G + R_m}{1 + r_G} & A_c > R_m \end{cases} \quad (88)$$

Koeffisienten r_G er den andelen av netto assimilering (- sultrespirasjon) som respireres. Ut fra litteraturstudiet er r_G satt til 0.18, i første omgang som en konstant uavhengig av individ-vekt og temperatur.

12.5.6. Dødelighet

Blåskjell dødeligheten er modellert rent pragmatisk som en funksjon med koeffisienter som må justeres ved utprøving i modellen slik at den gir en rimelig alderssammensetning. For å gi tilstrekkelige frihetsgrader til å prøve ut alternativer er funksjonen satt sammen av flere bidrag som kan justeres uavhengig av hverandre.

Dødelighetsfunksjonen er bare en helt grov modellering som hverken tar hensyn til miljøfaktorer som temperatur og isskuring, eller sammenheng med bestand av f.eks. sjøstjerner som spiser blåskjell. Målet er bare å få en noenlunde rimelig alderssammensetning over tid, slik at blåskjellbestanden blir noenlunde realistisk sammensatt, ikke å modellere bestemte prosesser eller beskrive konkrete observerte tidsforløp hvor det kan opptre store svingninger med perioder på flere år.

Dødelighet beskrives som en spesifikk rate med enhet år^{-1} , separat for hver årsklasse. Total dødelighet for aldersklasse i er en sum av tre bidrag, men det er også lagt inn en nedre grense på dødeligheten i hver årsklasse knyttet til størrelsesvekst:

$$D_i = \max\left(\frac{2}{L_i} \cdot \frac{dL_i}{dt}, \sum_{k=1}^3 D_{k,i}\right) \quad (89)$$

Det første alternativet her uttrykker virkningen av individuell størrelsesvekst innen hver klasse separat, og er antatt knyttet til vekst i tette matter av omtrent like store individer, hvor antallet det er plass til er omvendt proporsjonalt med arealet pr. individ ($\propto L^2$), se kap.12.2. Dette setter en nedre grense for dødeligheten. For yngel vil denne begrensningen antagelig dominere. Det kunne kanskje vært aktuelt med en justerbar koeffisient i dette leddet, slik at en kunne ta hensyn til hvor stor andel av den totale populasjonen som er begrenset av dette ut fra forholdene på voksestedet, men det er ikke gjort her.

For de eldre klassene, hvor relativ størrelsesvekst er mindre, kan det andre alternativet bli bestemmende. Dødeligheten er her satt sammen av tre ledd.

Det første leddet er en generell overdødelighet som følge av "overbefolkning" av blåskjell i forhold til egnet areal ut fra de samme arealmålene som brukt i rekrutteringsligningen. Dødeligheten er gitt ved:

$$D_{1,i} = DR_1 \cdot \max\left(0, \frac{B_\Sigma}{B_{\max}} - 1\right) \quad (90)$$

Størrelsene B_Σ og B_{\max} angir henholdsvis plasskrav og tilgjengelig areal, og er definert i kapittel 12.5.4. Plasskravet pr. skjell beregnes ut fra lengde etter de proporsjoner som er beskrevet i kap.12.2. Dette leddet virker likt på alle aldersklasser.

Det andre leddet er valgt konstante verdier, men med differensiering mellom yngel og eldre skjell. Leddet er lagt inn som en mulighet for *ad hoc* justering, uten noen nærmere begrunnelse, bortsett fra at det kanskje kan være rimelig å operere med en annen dødelighet pga. predasjon for yngel enn for eldre skjell:

$$D_{2,i} = \begin{cases} DR_2 & \text{for } i = 1 \text{ (yngel)} \\ DR_3 & \text{for } i > 1 \end{cases} \quad (91)$$

Det siste leddet gir økende dødelighet med aldersklasse i opp til en øvre grense MG_{\max} , tilsvarende en omtrent lineær nedgang i antall med alder for eldre skjell, som observert i en prøve fra Oslofjorden:

$$D_{3,i} = \frac{DR_4}{\max(1, MG_{\max} - i)} \quad (92)$$

Den samlede dødelighetsfunksjon justeres ved å sette verdier på de fire konstantene DR_k .

13. Omsetning av dødt organisk materiale i vannmasser og på bunn.

Beskrivelsen av dannelse og omsetning av dødt organisk partikulært materiale er sterkt forenklet i modellen i forhold til de komplekse prosesser en finner i naturen. En viktig forenkling er at modellen slår alle typer partikulært organisk materiale sammen, selv om de kan ha nokså ulik karakteristikk med hensyn til hvor raskt de synker og nedbrytes. De kildene til organisk materiale som inngår i modellbeskrivelsen er:

- Tilførsler av organisk karbon fra land - som fordeles på oppløst organisk karbon og partikulært materiale.
- Diatoméer som synker ut pga. høy bestand kombinert med mangel på N, P eller Si.
- Fekalipartikler fra zooplanktonets beiting på fytoplankton og bakterier.
- Dødt zooplankton.
- Fekalipartikler pga. blåskjell-beiting på plankton og bakterier.
- Døde blåskjell.

All tilførsel eller dannelse av slikt organisk materiale er i første omgang knyttet til et bestemt modell-lag, og adderes til den mengden av partikulært materiale som befinner seg i dette laget. Mengden av partikulært organisk stoff som er knyttet til et lag er delt i to:

- Suspendert organisk stoff, som synker ned mot bunn og underliggende lag. Mengden angis pr. vannvolum, altså som horisontalmidlet konsentrasjon på linje med andre komponenter som er fordelt i vannet.
- Organisk stoff avsatt på bunnen ved nedsynking av materiale fra den suspenderte fasen, eventuelt direkte fra prosesser ved bunnen (blåskjell). Mengden angis som dypintegret mengde pr. areal. Endel av det organiske stoffet på bunnen er i virkeligheten fordelt nedover i sedimentet, men i modellen er det ikke noen oppsplitting etter sedimentdyp. Denne forenklingen bør være holdbar, fordi det meste av nedbrytningen på bunnen foregår forholdsvis nær sedimentoverflaten.

Det organiske stoffet som er fordelt i vannmassene oppfører seg i modellen som de andre stoff-komponentene i vann, dvs. følger passivt vanntransport og vannutveksling, men har i tillegg en egen synkehastighet i forhold til vannet. Synkehastigheten er i nåværende utgave av modellen beskrevet svært enkelt som en ren funksjon av dyp, uten noen oppdeling etter hvordan det organiske materialet er dannet, og uavhengig av tetthetssjiktning i vannmassene.

Synkingen fører dels til at det materialet som er fordelt i vannlaget overføres til den mengden organisk stoff som er avsatt på bunnen i det aktuelle laget, og dels til at det synker videre ned til neste lag. Fordelingen her styres i hovedsak av topografien, dvs. forhold mellom bunnareal innenfor et lag og det totale horisontale arealet, men det er lagt inn en justerbar faktor på bunnarealet for å ta hensyn til at det kan skje resuspensjon og deretter videre transport til større dyp.

Når organisk stoff først er avsatt på bunnen antas å holde seg i det dybdeintervallet hvor det er avsatt og bli nedbrutt der. Nedbrytningen skjer i vekselvirkning med vannmassene i samme dyp, modellert som funksjon av de kjemiske forholdene i vannet og i sedimentet. Det organiske stoffet på bunnen blir etterhvert overdekket med nytt materiale og noe blir derfor permanent sedimentert uten å bli nedbrutt. Dette fremkommer i modellen som en eksport av

organisk stoff ut av modellen, gitt ved en spesifikk forsvinningsrate som kan settes uavhengig for hvert basseng.

Tilgjengelig organisk stoff brytes ned med rater som er bestemt av nedbrytbarheten for stoffet, og influert av temperatur og kjemiske forhold, først og fremst tilgangen på oksygen. Nedbrytningen antas i hovedsak å skje mikrobielt, men med bidrag fra fauna enten direkte eller ved aktivering av de mikrobielle prosessene (omrøring, produksjon av fekaliepartikler).

13.1. Tilstandsvariable og differensialligninger for dødt partikulært organisk stoff

13.1.1. Mengde organisk stoff som konsentrasjon av C, N, P og Si

En mengde eller konsentrasjonen av partikulært organisk stoff beskrives med en separat variabel for hvert av de kjemiske grunnstoffene C, N, P og Si, slik at den støkiometriske sammensetningen av det organiske materialet kan variere som resultat av sammensetningen i det materialet som tilføres og hvor raskt de forskjellige stoffene frigjøres ved remineralisering.

Den totale mengden partikulært organisk stoff som finnes innenfor hvert modell-lag er som nevnt ovenfor fordelt på to delmengder, én fordelt i vannmassene og én som er fordelt over de bunnarealer som ligger innenfor det dypintervallet som definerer modell-laget. Det antas at akkumulering og nedbrytning kan beskrives tilfredsstillende ved å betrakte delmengdene i hvert lag som jevnt fordelt innenfor henholdsvis vannvolumet og bunnarealet som tilhører laget, det vil si ved å midle over bunnområder av forskjellige karakter.

De to mengdene er derfor gitt ved hvert sitt enkle sett av konsentrasjons-variable. I et vannlag er det altså ialt 8 variable som beskriver mengde eller konsentrasjon av organisk stoff, 4 for vannfasen og 4 for bunnen. Nedenfor gis en oversikt over disse variablene. Det er her brukt samme variabelnavn som i selve EDB-programmet:

	Som detritus i vannet (mg/m ³)	Akkumulert på og i sediment (mg/m ²)
Mengde organisk karbon.	<i>CDET</i>	<i>CSED</i>
Mengde organisk bundet nitrogen.	<i>NDET</i>	<i>NSED</i>
Mengde organisk bundet fosfor.	<i>PDET</i>	<i>PSED</i>
Mengde organisk bundet silikat.	<i>SDET</i>	<i>SSED</i>

NB! Både i selve eutrofimodellen og i beskrivelsen i rapporten her brukes bokstavene C, N, P og S som første ledd i endel av variablene for å betegne karbon, nitrogen, fosfor og silisium. For de tre første stoffene faller det sammen med den kjemiske betegnelsen, mens det ikke gjelder silisium, som har kjemisk betegnelse Si.

Variablene representerer egentlig verditabeller med en verdi pr. lag, hvor det må brukes et nummer (*indeks*) for å angi et bestemt lag. Det er stort sett ikke nødvendig å ha slike indekser med i beskrivelsen i dette kapitlet, fordi vi bare betrakter prosessene innenfor hvert lag, og ikke ser detaljert på transporten mellom lagene.

Den totale mengden partikulært dødt organisk stoff som befinner seg innenfor et modell-lag er gitt ved

$$Vol \cdot eDET + Ar_B \cdot eSED \quad (92)$$

hvor Vol er vannvolumet for laget og Ar_B er bunnarealet, og e står for element, dvs. $e = C, N, P$ eller S . Bunnarealet er beregnet tilnærmet som forskjellen mellom totalt horisontalt areal i øvre og nedre grense for modell-laget ved normal vannstand ($z=0$), uten hensyn til helningen på bunnen. Det er heller ikke tatt med i betraktningen at kobling mellom vannmasser og bunn kan variere over tid på grunn av vertikale forflytninger av vannet.

13.1.2. Nedbrytningspotensiale som egne variable

I tillegg til beskrivelsen av mengde eller konsentrasjon ovenfor kommer to variable som beskriver *nedbrytningspotensialet* til de to delmengdene av organisk stoff. Nedbrytningspotensialet for en gitt mengde organisk stoff er her definert som *nedbrutt mengde pr. tidsenhet under valgte standardbetingelser*, og kan betraktes som en egenskap ved den gitte mengden organisk stoff. Nedbrytningspotensialet betegnes i denne rapporten med bokstaven R for "remineralisering", og er knyttet til organisk karbon. Nedbrytningspotensialet betegnes med variablene $RDET$ for mengde av detritus pr. vannvolum og $RSED$ for mengde pr. bunnareal. Den spesifikke nedbrytningsraten (tid^{-1}) for en mengde organisk karbon C_{xxx} under standardbetingelser er altså pr. definisjon gitt ved forholdet R_{xxx}/C_{xxx} .

Nedbrytningspotensialet inngår i modellen som dynamiske variable, delvis knyttet til hvordan det organiske stoffet er dannet, men dessuten som funksjon av om det organiske materialet er dominert av ferskt materiale eller rester av nedbrutt materiale. De ligningene som styrer utviklingen av nedbrytningspotensialet er nærmere beskrevet i kap. 13.2.

13.1.3. Differensialligninger for akkumulering og nedbrytning av organisk karbon på generell form.

I dette underkapitlet gis de differensialligningene som brukes til å beregne akkumulering og nedbrytning av organisk karbon på en helt generell form. Ligningene inneholder ikke noe annet enn en matematisk definisjon av begreper, som bakgrunn for den mer detaljerte beskrivelsen som følger senere. Hvis vi ser på et enkelt modellag, kan ligningene skrives slik:

$$\frac{d CDET}{dt} = Q_{CDET} - f_{CDET} \cdot RDET \quad (93)$$

$$\frac{d CSED}{dt} = Q_{CSED} - f_{CSED} \cdot RSED - b \cdot CSED \quad (94)$$

I disse ligningene angir Q -leddene netto tilførsel pr. volum eller areal. Tilførselsleddet Q_{CDET} i ligning (93) omfatter tilførsel fra land, lokalt dannet materiale i hvert lag ved overgang fra de levende komponentene, med tillegg for det som synker ned fra lag ovenfor, og med fradrag for det som avsettes på bunnen eller synker videre nedover til lagene under. Tilførselsleddet Q_{CSED} i ligning (94) består i hovedsak av det materialet som synker ned fra vannmassene, men det kan også dannes noe dødt organisk materiale direkte i bunnsone, knyttet til blåskjell.

De dimensjonsløse koeffisientene f_{CDET} og f_{CSED} er forholdstall mellom faktisk nedbrytningsrate bestemt av temperatur og kjemisk miljø og nedbrytningsraten under de

standardbetingelser som $RDET$ og $RSED$ er definert ut fra. En viktig del av nedbrytningsmodellen er ligningene for hvordan disse koeffisientene varierer med temperatur, oksygenkonsentrasjon og andre forhold.

Den spesifikke raten b er en overdekningsrate, som tar hensyn til at organisk stoff avsatt på bunnen etterhvert sedimenterer permanent fordi det dekkes over av nytt materiale. Overdekningsraten velges empirisk som en konstant for hvert basseng, og bidrar til at langsommere spesifikk nedbrytning gir mer permanent sedimentering, i overenstemmelse med den forskjell som viser seg mellom Bunnefjorden og Vestfjorden. Uten et slikt ledd ville langsommere spesifikk nedbrytning bare bety akkumulering av større mengder pr. areal, men gi like stor absolutt nedbrytning over tid som et gjennomsnitt.

Overdekningsraten kunne vært knyttet til oksisk tilstand (bioturbasjon) og tilførsler av mineralske partikler. For å få en god beskrivelse av skiftninger mellom oksiske og anoksiske forhold burde en antagelig splitte det organiske stoffet i sedimentene opp i to mengder, en mengde på overflaten, som omfattes av nedbrytningen både under oksiske og anoksiske forhold, og en mengde dypere ned, som brytes ned mye mer effektivt under oksiske forhold med bioturbasjon. Ved overgang fra anoksiske til oksiske forhold ville en da ha en mobiliserbar mengde organisk stoff, som kan trekkes inn i omsetningen ettersom bioturbasjonen etableres, og som ville forsinke forbedring av oksygenforhold. Uten en slik oppdeling ville en høy overdekningsrate i den anoksiske perioden ha fjernet endel av dette fra modellbeskrivelsen, slik at en forbedring i modellen kan komme for raskt. Dette må eventuelt studeres nærmere senere.

Det er her underforstått at ligningene brukes separat for hvert lag, slik at de fleste størrelser som inngår egentlig er verditabeller med en verdi pr. lag. Egentlig burde derfor symbolene være indeksert med lag nr. i ligningene. Det eneste unntaket er overdekningsraten b , som spesifiseres som en felles konstant for alle lag i et basseng. En slik indeksering er bare nødvendig hvis en skal beskrive transportene mellom vannlagene mer i detalj, og det er ikke tilfelle her. Indeksene er derfor sløyfet i dette kapitlet for å gjøre ligningene litt lettere å lese.

13.1.4. Ligninger for remineralisering av organisk bundet nitrogen, fosfor og silikat i forhold til nedbrytning av karbon.

Remineralisering av nitrogen, fosfor og silikat bestemmes i forhold til nedbrytning av organisk karbon. Som nedbrytningsrater brukes de spesifikke verdiene (tid^{-1}) som kan avledes fra ligningene for karbon, men multiplisert med konstante faktorer $f_{e:C}$ hvor $e=N, P$ eller S . Ved å sette disse faktorene >1 kan en ta hensyn til at f.eks. nitrogen og fosfor utløses raskere enn karbon, dersom det anses å være tilfelle. Følgende ligninger styrer remineraliseringen av disse stoffene innenfor et modell-lag:

$$\frac{d eDET}{dt} = Q_{eDET} - f_{e:C} \cdot \left(f_{CDET} \frac{RDET}{CDET} \right) \cdot eDET \quad (95)$$

$$\frac{d eSED}{dt} = Q_{eSED} - f_{e:C} \cdot \left(f_{CSED} \frac{RSED}{CSED} \right) \cdot eSED - b \cdot eSED \quad (96)$$

Tilførselsleddene Q_{eDET} og Q_{eSED} har samme betydning som de tilsvarende ledd i ligningene for karbon i forrige avsnitt, dvs. netto tilførsel pr. volum eller areal, men for angitt stoffkomponent $e=N, P$ eller S .

Uttrykkene i parentes er de spesifikke nedbrytningsratene for organisk karbon under gitte miljøbestemte forhold. Det fremgår av ligningene at når det er valgt verdier på de tre konstantene $f_{e:C}$ og nedbrytningen av organisk karbon er beregnet, vil remineraliseringen av nitrogen, fosfor og silikat være helt fastlagt. Det antas forenklet at samme verdi $f_{e:C}$ for stoffet e kan brukes helt generelt for alle typer nedbrytningsreaksjoner og under alle forhold. Et hvilket som helst mål på nedbrutt mengde pr. tid for karbon kan da regnes om til tilsvarende nedbrutt mengde av en stoff-komponent ved å multiplisere med faktoren $f_{e:C} \cdot (e/C)$, hvor e og C er gjenværende mengde eller konsentrasjon av henholdsvis den aktuelle stoffkomponenten og karbon. Det fremgår direkte ved å sammenligne ligning (93) og (95). For nitrogen på bunnen vil eksempelvis omregningsfaktoren bli $f_{N:C} \cdot (NSED/CSED)$.

Rimelige verdier på $f_{e:C}$ kan anslås empirisk ut fra data for sammensetning av organisk stoff på ulike stadier av nedbrytning. Hvis opprinnelig mengde av en stoffkomponent e og karbon betegnes henholdsvis e_0 og C_0 , og det skjer en nedbrytning til en restmengde C_1 av karbon, vil den tilsvarende restmengden e_1 ut fra forutsetningene ovenfor alltid være gitt av ligningen:

$$\frac{e_1}{e_0} = \left(\frac{C_1}{C_0} \right)^{f_{e:C}} \quad (97)$$

Det gjelder uansett hvor raskt nedbrytningen har skjedd, eller hvordan den har variert i tid. Denne ligningen kan hensiktsmessig skrives om til:

$$f_{e:C} = 1 + \frac{\ln(C_1/e_1) - \ln(C_0/e_0)}{\ln(C_0/C_1)} \quad (98)$$

dvs. at $f_{e:C}$ kan beregnes hvis vi kjenner C:e-forholdet før og etter nedbrytning, og også hvor stor del av karbonet som er igjen.

Når det gjelder nitrogen finnes det noe data i litteraturen som kan brukes på denne måten. Lancelot og Billen (1985) oppgir at ferskt sedimentert materiale har C:N-forhold mellom 6 og 8 etter vekt, mens eldre sedimenter har verdier mellom 10 og 13. Det stemmer overens med data fra indre Oslofjord for de øvre 40cm av sedimentet (Egeberg 1983) og Drammensfjorden (Næs 1984). Lancelot og Billen oppgir også at ferskt materiale består av omkring 50% i en lett nedbrytbar fraksjon (noen få måneder), 25% i en tyngre nedbrytbar del (noen år), og 25% i en residualfraksjon som brytes ned svært langsomt. Ut fra dette kan det antydes at den lett nedbrytbare delen har et lavt C:N-forhold, f.eks. 4-5 etter vekt, mens de fraksjoner som er igjen når 75% av karbonet er borte har et C:N-forhold på noe over 10 etter vekt.

Hvis middelveiden av disse C:N-forholdene settes inn i ligningen ovenfor, og vi antar at det høyeste C:N-forholdet gjelder når 25% av karbonet er igjen, får vi:

$$f_{N:C} = 1 + \frac{\ln(11.5) - \ln(7)}{\ln(4)} \cong 1.36$$

Målinger med sedimentfeller fra 1986 i indre Oslofjord (Magnusson et al. 1988) viser C:N-forhold som varierer mellom 6:1 og 10:1 i det partikulære materialet som synker ned, med snitt ca. 8:1 (vekt), og et C:N-forhold på maksimalt ca. 11.5 i dypere sedimentlag, hvor anslagsvis 20% av det opprinnelige organiske stoffet er igjen i sedimentet (Vestfjorden), vurdert ut fra en sammenligning av beregnet akkumuleringsrate i sedimentet med målte sedimentflukser i vannet (Haugen og Lichtentaler 1991). Det gir en f -verdi på ca. 1.22. Det kan derfor være rimelig å prøve verdier omkring 1.2-1.4. En f -verdi >1 vil gi relativt større

frigivelse av N i starten, slik at C:N-forholdet ville øke nedover i sedimentet dersom ligningene ble brukt i en dypdifferensiert modell for nedbrytning og overdekning i sediment.

I utgangspunktet brukes den samme verdien også for P og Si, men verdiene er lagt inn som brukerdefinerte konstanter, og kan justeres ut fra erfaring med modellen.

Med den formuleringen som er valgt, er det ikke nødvendig å si mer om remineralisering av N, P eller Si, og den detaljerte modellbeskrivelsen som er gitt nedenfor vil bare dreie seg om organisk karbon. Ved en videre utvikling av modellen kan det være aktuelt å modellere ratene for hver stoffkomponent mer individuelt.

13.2. Nedbrytningspotensiale som dynamisk variabel - fraksjonering etter nedbrytbarhet.

Naturlig biomasse er som nevnt ikke en homogen masse, selv ikke når den kommer fra en enkelt kilde. Den vil alltid bestå av en rekke forskjellige fraksjoner med forskjellig sammensetning og forskjellig nedbrytbarhet. Nedbrytningen går i flere trinn via et næringsnettverk som i stor grad er mikrobielt, men også omfatter fauna. Når en slik sammensatt mengde organisk stoff blir nedbrutt, vil selvsagt de fraksjonene som er raskest nedbrytbare bli borte først. Uten tilførsel av nytt materiale vil derfor nedbrytningsraten for det som er igjen stadig bli mindre, og det blir tilslutt igjen et residual som nedbrytes svært langsomt. Dette gjør at nedbrytningsraten ikke kan beskrives bare som funksjon av temperatur og kjemiske forhold, en må også ta hensyn til forhistorien til det organiske materialet.

I en fjord med tetthetssjiktete vannmasser blir det meste av det organisk materiale produsert i overflatelaget i sommerhalvåret, mens nedbrytningen går langsommere og for en stor del foregår i dypere lag hvor temperaturen er lav og varierer lite over året. Den nedbrytningen som foregår mens det organiske stoffet synker nedover i vannmassen vil endre sammensetningen i retning av mindre nedbrytbart materiale. Det er derfor grunn til å tro at spesifikk nedbrytbarhet for organisk stoff vil variere både med dyp og over året. En hovedhensikt med modellen er å beskrive hvordan nedbrytning av organisk stoff gir variasjoner i oksygeninnhold med dyp og over året, og det er da rimelig å tro at slike variasjoner i nedbrytbarhet har betydning. Nedbrytningsmodellen er satt opp slik at den skal få med dette.

Den mest vanlige måten å beskrive fraksjoneringen på er å betrakte organisk stoff som satt sammen av et lite antall fraksjoner, hver med sin konstante nedbrytningsrate under gitte ytre forhold. Et par eksempler fra litteraturen er gitt nedenfor, med prosentvis fordeling mellom fraksjonene. Nedbrytbarheten ved 20°C er gitt som det inverse av den spesifikke nedbrytningsraten, dvs. som den tid det tar å få brutt ned ca. 2/3 av den opprinnelige mengden av hver fraksjon.

Westrich og Berner (1984)	Karbon i diatoméer med <5% detritus	50% $k=24 \text{ år}^{-1}$ $T \cong 15 \text{ dager}$	28% $k=1.4 \pm 0.7 \text{ år}^{-1}$ $T \cong 0.5-1.5 \text{ år}$	34% $\gg 2 \text{ år}$
Lancelot og Billen (1985)	Marint eller ferskvannsplankton	50% $k=0.05 \text{ dag}^{-1}$ $T \cong 20 \text{ dager}$	25% $k=0.005 \text{ dag}^{-1}$ $T \cong 0.5 \text{ år}$	25% $\gg 1 \text{ år}$

Ved vanlig dypvannstemperatur i Oslofjorden på 6-10°C vil nedbrytningstiden bli 3-5 ganger lengre enn dette, ut fra det som sies nedenfor om sammenheng med temperatur. Det kan derfor antas at ca. halvparten av det organiske stoffet som når dypere lag vil brytes ned i løpet av 2-6 måneder. Det vil antagelig skje mens partiklene befinner seg i vannmassene eller på overflaten av sedimentet, tildels i resuspendert tilstand. Den andre halvparten kan deles omtrent likt i en del som omtrent ikke er nedbrytbar, og en del som brytes ned forholdsvis langsomt, med spesifikke rater som medfører at det meste er brutt ned i løpet av 1-5 år.

Den fraksjon som ikke brytes ned over noen få år er ovenfor angitt til 25-35%. SCOPE-rapport 21 (Bolin & Cook, ed., 1983) oppgir at "bare noen få prosent" av C, N og P sedimenterer permanent. Dette stemmer også med beregninger for indre Oslofjord (Haugen og Lichtenthaler 1990).

I eutrofimodellen kunne en fulgt dette mønsteret med å splitte opp mengden organisk stoff i flere delmengder, og så beregne akkumulering og nedbrytning av dem hver for seg. Eventuelt kunne modellen inkludert overgang mellom fraksjonene over tid for å ta hensyn til biokjemiske forandringer som forbereder nedbrytning, f.eks. oppsplitting av større molekylkjeder til mindre molekyler. Fordelen med en slik beskrivelse er at en nokså fritt kan variere hvordan nedbrytningen av hver enkelt fraksjon foregår, f.eks. med ulikt forhold mellom utløsning av C, N, P og Si, ulik temperatur-respons, eller ulik respons på endringer i kjemisk miljø. Ulempen er at det blir mange flere variable, og mer regnearbeid, dvs. noe langsommere simuleringer.

Ut fra erfaringer som ble gjort under utviklingen av modellen er det tilslutt valgt å bruke en alternativ angrepsmåte, nemlig å modellere nedbrytbarheten for organisk stoff uten oppdeling i fraksjoner, men som en dynamisk funksjon, bestemt av tilførsels- og nedbrytningsforløp. Det er gjort ved det som foran ble kalt nedbrytningspotensialet, dvs. størrelsene *RDET* og *RSED* som inngår i ligning (93) og (94). Utgangspunktet for de ligningene som bestemmer *RDET* og *RSED* er en empirisk modell presentert av Middelburg (1989), som beskriver nedbrytning av organisk stoff uten tilførsler av nytt materiale ved en spesifikk nedbrytningsrate som varierer kontinuerlig med tid. En analyse av modellen leder frem til en alternativ formulering, som med visse utvidelser kan skrives som nedenfor. Detaljene i denne analysen er gitt i appendiks 2.

$$\frac{dC_D}{dt} = U_C + \sum_j g_j(t) - f_C R_C \quad (99)$$

$$\frac{dR_C}{dt} = U_R + \sum_j r_{0,j} g_j(t) - f_C \cdot \left[1 + a_R \cdot \left(\frac{R_C}{C_D} \right)^{\beta_R} \right] \cdot \frac{R_C^2}{C_D} \quad (100)$$

her er

$C_D(t)$ = mengde organisk stoff, i eutrofimodellen som mengde organisk karbon pr. volum (*CDET*) eller areal (*CSED*).

$g_j(t)$ = tilførsel av nytt organisk stoff av type *j* (konsentrasjonstilskudd pr. tidsenhet) innenfor hvert lag fra land og fra plankton og blåskjell.

$r_{0,j}$ = spesifikk nedbrytbarhet (tid^{-1}) for tilført nytt organisk stoff av type *j* under definerte standardbetingelser.

- f_C = reduksjonsfaktor for nedbrytbarhet av karbon pga. miljø (oksygen etc.) i forhold til standardbetingelsene.
- a_R, β_R = empiriske koeffisienter som angir hvor raskt nedbrytningen reduseres som funksjon av hvor mye som er nedbrutt. Middelburgs data antyder verdier $\beta_R \approx 0$, $a_R \approx 2-3$ som et bra utgangspunkt for empirisk tilpasning. Med $a_R > 0$ vil R_C reduseres relativt raskere enn C_D uten nye tilførsler, slik at spesifikk nedbrytning etterhvert går langsommere.
- $R_C(t)$ = nedbrytbarhets-potensiale for mengde eller konsentrasjon C_D , dvs. hvor mye som vil brytes ned pr. tidsenhet under standardbetingelser.
- U_C, U_R = netto transportledd for overføring mellom vannlag og fra vannmasser til bunn, samt eksport ved permanent sedimentering pga. overdekning av sedimenter. Dette tilsvarer Q -leddene i ligning (93) og (94), bortsett fra at tilførsler direkte til hvert lag fra land og fra levende biologiske komponenter nå er trukket ut som et eget ledd i ligningen.

Modellen er direkte utledet av Middelburgs modell for en situasjon hvor en gitt mengde C_0 med nedbrytnings-potensiale $R_0 = r_0 C_0$ brytes ned uten tilførsler. På grunn av tilførselsleddene og transportleddene blir ligningene (99) og (100) bare en tilnærming i forhold til Middelburgs forutsetninger, idet ligningen er ikke-lineær i R_C , mens det likevel brukes et lineært middel av R_C , dvs. at denne størrelsen behandles som en konsentrasjon av en egenskap som blander seg lineært.

Modellen er i stand til å gi et kvalitativt fornuftig resultat, med høy spesifikk nedbrytningsrate dersom ferskt materiale dominerer, og synkende nedbrytningsrate dersom det tilføres lite nytt materiale over en periode. Den kan ikke ventes å representere alle typer variasjoner i tilførslene like godt, men det er uansett snakk om en grov, empirisk basert modellering, så det er ikke sikkert en ville vinne så mye på en mer detaljert modellering. Det ville ikke by på noen problemer å opprettholde skillet mellom forskjellige typer organisk stoff under nedbrytningen, men det vil kreve flere tilstandsvariable, og gjøre modellen større og tyngre, og en ville uansett ha lineær blanding av biomasser med ulikt spesifikt nedbrytningspotensiale, dvs. ulikt R/C -forhold.

Ligningene (99) og (100) kan brukes uansett om enheten for C_D og R_C er konsentrasjon på volum- eller areal-basis, og i eutrofimodellen er de brukt på samme måte for detritus i vannmassene og for organisk stoff avsatt på bunnen. Ligningene brukes på nedbrytningen av organisk karbon, dvs. at C_D og R_C erstattes av hhv. C_{DET} , R_{DET} for vannmassene og C_{SED} , R_{SED} for bunnmaterialet. I prinsippet er det de samme ligningene som brukes i begge tilfeller, men det er et par forskjeller i hva som inngår i ligningene, både for transport- og tilførselsleddene og når det gjelder nedbrytningsprosesser.

Når det gjelder nedbrytningsprosessene ligger forskjellene mellom vannmasser og bunn i den miljøbestemte faktoren f_C , dvs. henholdsvis $f_{C_{DET}}$ og $f_{C_{SED}}$ fra ligning (93) og (94), nærmere bestemt hvordan det kjemiske miljøet virker inn. For $f_{C_{DET}}$ er det i tillegg lagt inn en avhengighet av dyp for å kunne simulere grovt at det kan ta litt tid før nedbrytningen av nydannet organisk materiale kommer igang for fullt. Se mer om dette nedenfor.

Transportleddene i ligningene for C_{DET} og R_{DET} omfatter både horisontal transport mellom bassenger og mot randen og vertikal transport innenfor bassengene på grunn av nedsynking. Den vertikale transporten skjer delvis til vannvolumene lenger ned, og delvis som eksport til

den mengden som er avsatt på bunnen. I ligningene for *CSED* og *RSED* inneholder transportleddene den samme nedsynkingen fra vannmassene til bunn som en tilførsel, og har permanent sedimentering pga. overdekning som et tapsledd.

Innhold og nedbrytningspotensiale av detritus på randen er i modellen spesifisert med variable *CDETEX*, *NDETEX* etc. Når det gjelder randbetingelsene ble det i kap. 6.3 forklart at det totale innholdet av næringsstoffer N, P og Si i vannmassene på randen kan fordeles helt eller delvis mellom uorganiske næringssalter og de organiske partikulære komponentene ut fra hvordan fordelingen er inne i modellbassengene. Detritus er også med her. Hvis det gjøres en slik fordeling blir det også lagt inn en mengde organisk karbon på randen, beregnet ved å bruke C:N-forholdet for disse komponentene i modellbassengene. Mengden organisk karbon i detritus på randen, *CDETEX*, beregnes ut fra den mengde N som plasseres i *NDETEX*. På samme måte blir da *RDETEX* på randen beregnet ut fra forholdstallet mellom arealmidlede konsentrasjoner av *CDET* og *RDET* inne i modellbassengene, og disse konsentrasjonene brukes til å beregnes tilførsler med vanntransporter fra randområder inn til modellbassengene. Modellen inneholder en justerbar koeffisient som bestemmer i hvilken grad næringsstoffinnholdet på randen skal overføres til organiske komponenter på denne måten. Dette er beskrevet nærmere i hovedrapport 2, den tekniske delen.

13.3. Nedbrytningspotensiale for ferskt materiale.

I ligningene ovenfor inngår nedbrytningsrater r_0 for ferskt materiale av forskjellig slag. I den nåværende utgave av modellen er det bare skilt mellom tre typer materiale:

Type materiale:	r_0 (dag ⁻¹)
Alt planktonisk materiale, dvs. nedsynking av diatoméer, avfall fra beiting, og dødt zooplankton.	0.3
Døde blåskjell.	0.05
Organisk stoff tilført fra land.	0.01

Verdiene skal gjelde ved følgende standardbetingelser:

- Temperatur 20°C
- Fullt etablert nedbrytning, dvs. etter en eventuell tidsforsinkelse
- Tilstrekkelig oksygenkonsentrasjon til at fritt oksygen ikke er begrensende, dvs. verdien skal gjelde som et asymptotisk maksimum for økende oksygenkonsentrasjoner

Nedbrytningsraten for planktonisk materiale er satt ut fra litteraturdata for ferskt fytoplankton, mens de andre bare er skjønnsmessig anslått. Den første verdien er antagelig viktigst for hvordan modellen oppfører seg.

13.4. Nedsynkning av organiske partikler.

Alt organisk partikulært materiale som er suspendert på samme dyp i vannmassene regnes å synke med samme hastighet. Synkehastigheten er antatt å øke med økende dyp, det kan

knyttes til dannelsen av såkalt "marin snø", aggregatpartikler som akkumulerer materiale mens de synker nedover, dvs. med tendens til økende partikkelstørrelse med økende dyp, og derfor også kanskje økende synkehastighet. I nærværende utgave av modellen er dette beskrevet svært enkelt, med synkehastighet u som en lineært økende funksjon med dyp:

$$u = u_0 + a_u \cdot z \quad (101)$$

hvor z er dypet og u_0 og a_u er justerbare konstanter. De kan brukes for å justere simuleringresultatene slik at oksygenforbruket blir riktig fordelt over dyp. Noe godt datagrunnlag for å fastsette synkehastigheter er ikke kjent, det er svært stor spredning i resultater referert i litteraturen. Som utgangspunkt for en empirisk tilpasning er brukt disse verdiene:

$$u_0 = 2 \text{ m/dag} \quad a_u = 0.1 \text{ dag}^{-1}$$

En alternativ og kanskje riktigere måte å beskrive nedsynkingen på ville være å la synkehastigheten være en dynamisk bestemt variabel som på en eller annen måte økte med dyp, men også var avhengig av hvordan og på hvilke dyp detritus ble dannet, f.eks. ved å innføre "synkehastighet" som en egenskap ved det organiske stoffet på lignende måte som nedbrytningspotensialet. Synkehastigheten kunne også være avhengig av partikkelkonsentrasjon, fordi høy konsentrasjon må forventes å øke tendensen til aggregering i større partikler. Det er også rimelig å tenke seg at synkehastigheten påvirkes av tetthetssjiktningen. De organiske partiklene har stort vanninnhold, og har egenvekt i nærheten av vannets egenvekt, dvs. at de antagelig har en tendens til å bremses ned eller stoppe opp i dypintervaller med sterk sjiktning. Slike ting er altså ikke med i modellen slik den nå foreligger.

Synkehastigheten er utgangspunkt for å beregne transporten nedover gjennom lagene, og avsetning på bunnen. Nedsynkingen kan beskrives generelt for alle komponentene. Vi lar $Detr_i$ betegne en hvilken som helst av detrituskonsentrasjonene $eDET$ med ($e=C, N, P$ eller S) for lag i . Nedsynkingen fra lag nr. i videre ned til lag $i+1$ av en komponent beregnes rett og slett som:

$$M_{i,i+1} = Detr_i \cdot u_i \cdot A_{i+} \quad (\text{mengde pr. tid}) \quad (102)$$

hvor A_{i+} nå betegner horisontalt areal i underkant av lag i , og u_i er synkehastighet omtrent midt i laget etter ligning (101).

Alle lag i unntatt overflatelaget tilføres en tilsvarende transport $M_{i-1,i}$ fra laget ovenfor. (Det er ikke tatt hensyn til avsetning av partikler direkte på vannoverflaten i modellen.) Denne transporten fordeler seg til vannmassene og bunnen i lag i etter hvor stor andel bunnarealet utgjør i forhold til totalarealet. Hvis A_i betegner horisontalt areal i overkant av laget vil bunnarealet være $A_b = A_{i-} - A_{i+}$. Den andelen av $M_{i-1,i}$ som går direkte til bunnen i lag i beregnes ut fra halvparten av dette arealet, dvs. til midt i laget omtrent, og modifisert med en resuspensjonsfaktor $RESUSP$ som skal uttrykke i hvor stor grad avsetningen på bunnen blir redusert fordi det skjer en oppvirvling av materiale som deretter kan bli transportert videre nedover.

Samtidig beregnes det noe avsetning direkte på bunnen fra vannmassene i det samme laget. Det beregnes også ut fra halve bunnarealet, modifisert med den samme sedimenteringsfaktoren.

Totalt blir transporten til bunnen i lag i :

$$M_{i,b} = M_{i-1,i} \frac{(1 - RESUSP) \cdot (A_{i,b}/2)}{A_{i-}} + u_i \cdot Detr_i \cdot (1 - RESUSP) \cdot (A_{i,b}/2)$$

$$= \left(\frac{M_{i-1,i}}{A_{i-}} + u_i \cdot Detr_i \right) \cdot (1 - RESUSP) \cdot (A_{i,b}/2)$$
(103)

mens nettotilførslene $M_{i,v}$ til vannmassene i lag i er gitt ved:

$$M_{i,v} = M_{i-1,i} - M_{i,b} - M_{i,i+1}$$
(104)

Alle størrelsene $M_{i,v}$ er her gitt som mengde pr. tid, dvs. at virkningen på konsentrasjon må beregnes ved å fordele mengdene på henholdsvis bunnareal eller vannvolum.

For det øverste laget brukes de samme formlene, men leddet $M_{i-1,i}$ erstattes da med verdi 0.

13.5. Variasjoner i faktisk nedbrytning i forhold til nedbrytningspotensialet.

I ligningene ovenfor er nedbrytningsraten delvis bestemt av et nedbrytningspotensiale, som i modellen betraktes som en egenskap ved det organiske stoffet, uttrykt ved nedbrytningshastighet under valgte standardbetingelser (20°C, rikelig med oksygen). Den faktiske nedbrytningen er influert av ytre forhold, dette er uttrykt gjennom faktorene f_{CDET} og f_{CSED} som regner om fra standardbetingelser til faktiske forhold. Disse faktorene er i modellen avhengig av flere forhold:

- Alle nedbrytningsprosesser antas å være avhengig av temperatur på samme måten.
- For faktoren f_{CDET} er det lagt inn mulighet for en reduksjon for små dyp, for å unngå for stor nedbrytning i overflatelaget. Det meste organiske materialet kommer fra overflatelagene, og tanken med dypavhengigheten er å kunne undersøke om en forsinkelse i nedbrytning av nytt materiale kan ha vesentlig betydning.
- Det kjemiske miljøet er viktig både for hvilke nedbrytningsprosesser som foregår, og hvor fort de går. De kjemiske tilstandsvariable i modellen som styrer dette er:

$[O_2]$ = Konsentrasjon av oksygen (ml/l).

$[H_2S]$ = Eventuell konsentrasjon av hydrogensulfid.

$[NO_3^-]$ = Konsentrasjon av nitrat i vannet ($\mu\text{g N/l}$).

I overensstemmelse med dette beregnes faktorene f_{CDET} og f_{CSED} på følgende måte:

$$f_{CDET} = f_T \cdot f_z \cdot f_{k,DET}$$
(105)

$$f_{CSED} = f_T \cdot f_{k,SED}$$
(106)

hvor f_T , som er definert nedenfor i kap.13.5.1. gir avhengighet av temperatur, og f_z som er definert i kap.13.5.2. gir sammenheng med dyp for detritus i vannmassene (alltid =1 for nedbrytning i tilknytning til bunnen), og faktorene $f_{k,\dots}$ angir hvor fort nedbrytningen skjer ut

fra kjemiske faktorer. I den siste faktoren ligger også en fordeling av samlet nedbrytning på forskjellige reaksjoner, det har betydning for beregning av massebalansen for de forskjellige komponenter. De to faktorene $f_{k,DET}$ og $f_{k,SED}$ modelleres i stor grad likt som funksjon av de kjemiske forholdene, men med visse forskjeller pga. at den første beskriver nedbrytning av partikler suspendert i vannmassene, mens den andre representerer nedbrytning av materiale på bunnen og tildels også fordelt nedover i sedimentet. Disse faktorene beskrives i kap. 13.5.3. og 13.5.4.

13.5.1. Felles temperaturavhengighet for all nedbrytning

Det antas forenklet at alle nedbrytningsprosesser øker eksponensielt med temperaturen, og etter den samme funksjonen:

$$f_T = \exp[k_{T,R}(T - 20^\circ\text{C})] \quad (107)$$

hvor det er valgt å sette temperaturkoeffisienten $k_{T,R} = 0.12 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. For det aktuelle temperaturintervallet stemmer dette innenfor 10% nøyaktighet med den mer teoretisk riktige sammenhengen etter Arrhenius, hvor temperaturen T er gitt i $^\circ\text{K}$:

$$f_T = f_h e^{-h/T} \quad (108)$$

Val Klump og Martens (1989) har f.eks. sett på nedbrytning som funksjon av temperatur i sterkt belastet kystsediment (akkumuleringsrate 11 cm/år) med dominerende anaerob nedbrytning under sulfatreduksjon, og finner at temperaturvariasjonene stemmer med Arrhenius' ligning, men med litt ulik koeffisient for remineralisering av karbon og nitrogen:

$$\begin{aligned} h &= 10.6 \cdot 10^3 \text{ }^\circ\text{K} \text{ for CO}_2\text{-produksjon og SO}_4 \text{ forbruk} \\ &= 11.6 \cdot 10^3 \text{ }^\circ\text{K} \text{ for ammoniumproduksjon.} \end{aligned}$$

For ammonium tilsvarende det innenfor det aktuelle temperaturintervallet en eksponensiell sammenheng med $k_{T,R} = 0.14^\circ\text{C}^{-1}$, dvs. 3-4 gangers økning pr. 10 grader. En slik forskjell mellom karbon og ammonium er det altså ikke tatt hensyn til i modellen.

13.5.2. Forsinket nedbrytning av detritus i vann nær overflaten.

For partikulært organisk stoff i vann er det lagt inn en avhengighet av dyp etter følgende funksjon:

$$f_z = \frac{z}{z + z_r} \quad (109)$$

hvor z er dyp fra vannoverflaten og ned til tyngdepunktet av modell-laget. Ved å velge ulike verdier på konstanten z_r kan en variere nedbrytningshastigheten nær overflaten i forhold til nedbrytningen på større dyp. Ved å sette $z_r=0$ skrur reduksjonen av, da blir $f_z=1$ for alle $z>0$. (Siden funksjonen bare brukes for midt-dypet i hvert lag vil den aldri beregnes for $z=0$.)

Formålet med denne faktoren er å gi en mulighet til å influere på dyp-fordelingen av nedbrytningen nær overflaten. Siden det meste av det organiske stoffet dannes nær overflaten, kan funksjonen brukes til å få frem virkningen av en forsinkelse i nedbrytning av ferskt

materiale, f.eks. knyttet til at det tar tid for bakteriekulturer å etablere seg på nydannede partikler.

Faktoren er mest lagt inn som en justeringsmulighet og en mekanisme for følsomhetstesting, og det er ikke sikkert den har betydning i virkeligheten. Dersom slike ting gjør seg gjeldende, må ligning (109) bare betraktes som en helt foreløpig og svært grov beskrivelsesmåte. Faktoren fremtrer her som en variasjon uavhengig av egenskaper ved det organiske stoffet som skal nedbrytes, bare knyttet til en fysisk parameter. Alternativet kunne være å modifisere beskrivelsen av nedbrytningspotensialet, ved å la nytt materiale bidra til en størrelse R^* som deretter ble overført til R med en viss tidskonstant, med selve nedbrytningen styrt av R som før. Det ville gi en viss tidsforsinkelse før nytt materiale begynte å bli nedbrutt, og ville kanskje være en bedre beskrivelse.

13.5.3. Ulike typer nedbrytningsprosesser avhengig av kjemisk miljø.

Den kjemiske sammensetningen av organisk materiale beskrives vanligvis med formelen $(\text{CH}_2\text{O})_x (\text{NH}_3)_y (\text{H}_3\text{PO}_4)$. Denne formelen tar bare sikte på å beskrive det mengdemessige forholdet mellom elementene. Det sentrale for vårt formål er forholdet mellom C, N og P, angitt ved konstantene x og y som angir mol-forhold C:P og N:P henholdsvis. Som oftest antas verdier $x=106$ og $y=16$, dvs. de såkalte Redfield-forhold C:N:P.

Hoveddelen av det organiske stoffet vil etter formelen ovenfor beskrives som $(\text{CH}_2\text{O})_x$. Dette er en generell og forenklet måte å angi sammensetningen av hydrokarbonkjeder, og beskriver det primære resultat av fotosyntesen: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$, dvs. dannelse av karbohydrater. Organisk stoff, også fytoplankton, vil i virkeligheten være sammensatt av ulike komponenter med variable C:H:O-forhold. Noen data for kjemisk sammensetning av fytoplankton er gitt i tabell 3. I denne tabellen er det ut fra oppgitte mengdeforhold C:H:O:N:P først beregnet atomforhold H:C og O:C for det som blir igjen hvis en trekker ut det som tilsvarende N og P etter formlene NH_3 og H_3PO_4 . Deretter er det i høyre kolonne beregnet hvor mye O_2 som vil forbrukes dersom karbohydrat med en slik H:O:C-sammensetning skal respireres til CO_2 og H_2O . Det fremgår at oksygenforbruk pr. mengde karbon blir 10 - 30% høyere enn for sammensetningen $(\text{CH}_2\text{O})_x$.

Tabell 3. Kjemisk sammensetning av fytoplankton.

(Kilde: Walton Smith & Kalber, ed., 1974)

	Kjemisk sammensetning som askefri tørrvekt %					H og O som ikke inngår i NH_3 eller H_3PO_4 (atomforhold)		O ₂ -forbruk ved respirasjon av karbohydratdelen (mol:mol)
	C	H	O	N	P	H:C	O:C	O ₂ :C-resp
Organismer:								
Diatoméer	50.5	10.21	28.8	7.00	1.55	2.03	0.38	1.32
Peridineans	48.1	7.50	33.9	10.40	0.8	1.30	0.50	1.07
Chlorophyceae	54.6	7.54	31.2	7.70	2.94	1.23	0.35	1.14

Stumm og Morgan (1983) angir et oksidasjonsforhold på 1.3 mol O₂:mol C som typisk for alger og bakterier i vann. Nedenfor beskrives de kjemiske reaksjonene for nedbrytning av CH_2O . I alle tilfelle kan en ta hensyn til annen sammensetning på karbonforbindelsene ved å

multiplisere forbruket av oksygen-kilden (oksygen, nitrat, sulfat) med en faktor. I modellen vil det være lagt inn som en justerbar konstant, som en forenkling brukes den samme faktoren både for produksjon og nedbrytning av alle typer organisk stoff i fjorden.

Under *oksiske* forhold, dvs. når det er fritt oksygen tilstede, vil den bakterielle nedbrytningen skje *aerobt*, dvs. ved oksidasjon med fritt oksygen. Hvis miljøet er *anoksisk*, dvs. hvis så og si alt oksygen er borte, vil nedbrytningen foregå ved *anaerobe* prosesser, dvs. prosesser som ikke krever fritt oksygen. Det finnes flere slike prosesser, som utnytter ulike andre oksygenholdige forbindelser til å oksidere det organiske stoffet, og de opptrer stort sett i en definert rekkefølge ut fra den mengde fri energi de forskjellige reaksjonene gir (Syvitski et al. 1986). I siste instans kan en få *fermentering*, dvs. nedbrytning som er uavhengig av oksiderende forbindelser, men i stedet frigjør energi ved bare å bryte ned det organiske stoffet til enklere forbindelser.

Nedbrytningen beskrives ofte med kjemiske formler hvor ioner inngår både som reaktanter og som reaksjonsprodukter ut fra hva som forventes å være dominerende tilstandsformer, og hvor den totale nedbrytningen er beskrevet, ofte som et samlet resultat av flere prosesser. De vanlige kjemiske formler som gis i litteraturen for å beskrive nedbrytning under ulike forhold kan imidlertid reduseres til delreaksjoner ved at organisk stoff betraktes som om det er splittet opp i de tre enkle bestanddelene CH_2O , NH_3 og H_3PO_4 . De videre kjemiske forandringene kan da beskrives separat for hver av disse komponentene. Karbohydratene oksideres generelt til CO_2 . Ammonium vil kunne oksideres til nitrat, og eventuelt også bli omdannet til molekyllært nitrogen ved denitrifisering, eller løses i vannmassene i uendret form som NH_3 , avhengig av hvilke forhold nedbrytningen skjer under. For fosfat skjer det bare en utløsning til uorganisk fosfat uten redoks-reaksjoner.

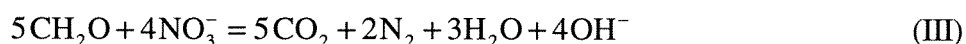
Beskrivelsen nedenfor viser de reaksjonsligninger som ligger til grunn for massebalansene i eutrofimodellen knyttet til nedbrytningsprosessene. De er basert på ligninger gitt i litteraturen (Syvitski et al. 1986, Middelburg 1992, Jørgensen 1983) men de er splittet opp og redusert til enklest mulig delreaksjoner for å få et mest mulig egnet grunnlag for massebalansene i en omsetningsmodell. Vanligvis inngår karbonat-ioner HCO_3^- i slike ligninger. Nedenfor er oksidert karbon i stedet gitt som CO_2 , sammen med OH^- ioner der det er nødvendig for å balansere ligningen i forhold til andre ioner. Overgang mellom CO_2 og f.eks. bikarbonat er altså ikke tatt inn i ligningene. Slike ting har ikke betydning for massebalansen i modellen.

Aerob nedbrytning, foregår i oksisk miljø, med forbruk av fritt oksygen:

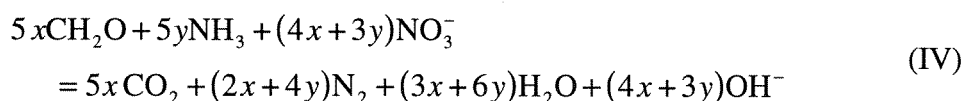


Anaerob nedbrytning, foregår i anoksisk miljø:

- Nitrat-reduksjon:



alternativt med direkte denitrifisering av frigjort ammonium i stedet for oksidering til nitrat som i reaksjon (II) (generalisert etter Middelburg 1992):

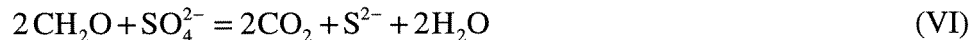


Den siste reaksjonen kan splittes opp i $x \cdot \text{(III)} + y \cdot \text{(V)}$, hvor vi har:



Reaksjon (V) er altså et alternativ til reaksjon (II) som delreaksjon ved denitrifisering.

- Sulfatreduksjon, gir utvikling av sulfid, som er en sterk gift for alle organismer:



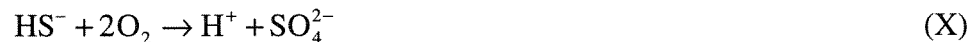
- Fermentering, gir metan-utvikling:



Store mengder sulfid vil bare forekomme i anoksisk vann. Ved tilgang på oksygen vil sulfidet raskt bli oksidert til sulfat, og det gir et forbruk av oksygen. Sulfid er derfor i modellen bare representert som oksyngjeld, altså som negativ oksygenkonsentrasjon, regnet om etter reaksjonsligningene



med bruttoreaksjon:



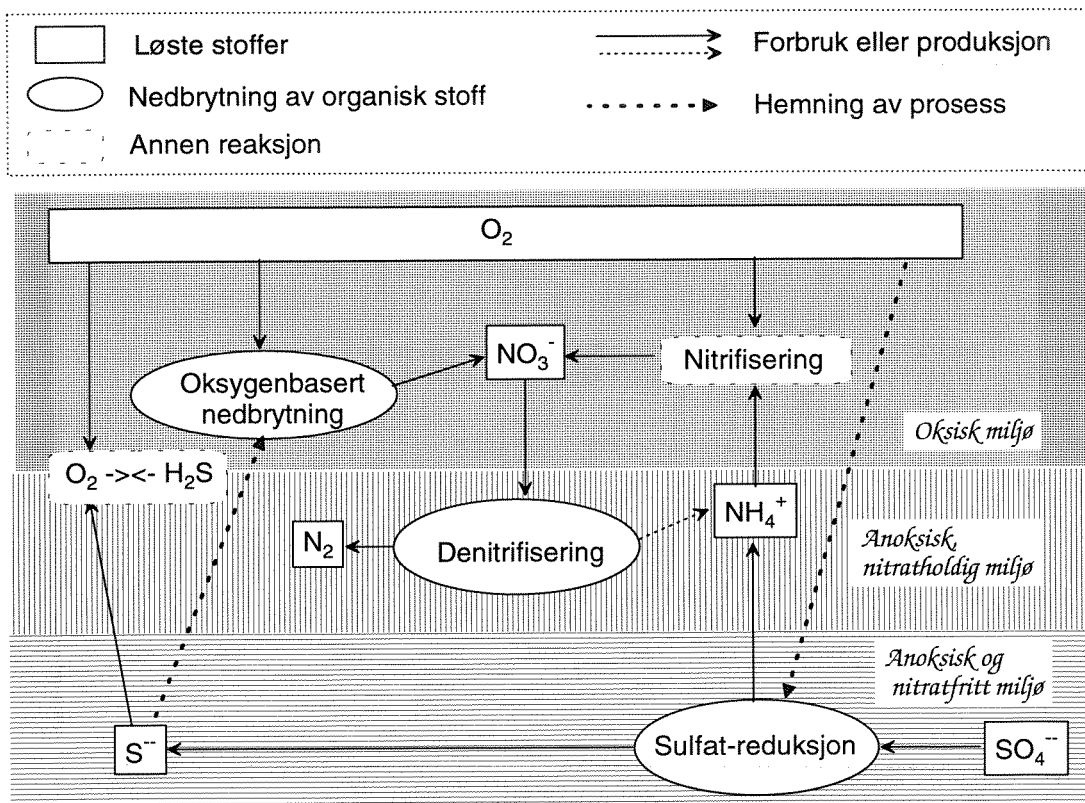
Aerob nedbryting og nitrifisering av ammonium påvirker oksygenforholdene. Sulfatreduksjon starter når oksygenet er oppbrukt, men energetisk er imidlertid nitrat mer gunstig, og det vil derfor først skje en nitrat respirasjon. Sulfat-reduksjon innvirker på oksygenforholdene ved utvikling av sulfid som kan forbruke oksygen hvis det senere blandes med oksiske vannmasser og oksideres.

Nitratreduksjonen kan ikke bryte ned så store mengder organisk karbon som aerob nedbrytning og sulfatreduksjon, fordi nitrat finnes i begrensede mengder, men den er viktig for nitrogenzyklusen ved at den fjerner biologisk tilgjengelig nitrogen fra systemet og omdanner det til fritt nitrogen, N_2 . Avhengig av hva slags karbon-kilde en har, kan nitrat alternativt ammonifiseres, dvs. reduseres til NH_4^+ , og vil da ikke tas ut av den biologiske nitrogenzyklusen (Samuelson 1986).

Hvilke reaksjoner som foregår, er i et system som Oslofjorden i hovedsak knyttet til konsentrasjonen av oksygen og nitrat. Data viser at det i denne fjorden alltid tilstrekkelige mengder sulfat tilstede, selv langt nede i sedimentet (Egeberg 1983), så det er ikke nødvendig å ha det med som forklaringsvariabel.

I tillegg til de prosessene som er satt opp ovenfor vil det også kunne foregå anaerob nedbrytning med bruk av mangan-oxid og jern(III)-oksider som oksygenkilde. I reaksjons-serien ovenfor kommer disse prosessene inn foran sulfatreduksjon. De er ikke tatt med eksplisitt i modellen, da de ikke anses å ta seg av vesentlige mengder karbon, dessuten savnes gode data til å etterprøve resultatene.

Figur 6 illustrerer sammenhengen mellom de nedbrytningsprosessene som er med i modellen, og hvilke kjemiske komponenter som forbrukes eller produseres av de ulike prosessene.



Figur 6. Hovedstruktur for nedbrytning av dødt organisk materiale i modellen

Nedbrytning med bruk av jernoksider innebærer reduksjon fra treverdig til toverdig jern. Denne overgangen kan ha betydning i modellen, fordi treverdig jern i oksisk miljø danner tungtløselige hydroksider og bidrar til å felle ut eller binde fosfat i uorganiske partikler, mens det reduseres til toverdig og kan felles ut som jern-sulfid og derved binder oksyngjeld i anoksiske sedimenter, samtidig som fosfor da løses ut i vannmassene. Også mangan kan spille en slik rolle. Disse fenomenene er tatt med i modellen ved hjelp av noen enkle empirisk justerbare mekanismer knyttet til overgang mellom oksisk og anoksiske miljø, men jern og mangan i seg selv inngår ikke som mengder i modellen. Det er bare virkningen på sulfid og fosfat som er med som justerbare prosess-konstanter. Dette er nærmere beskrevet nedenfor i kap. 13.9. og 13.10.

Sentralt for formålet med modellen er å gjengi skiftningen mellom de forskjellige nedbrytningsprosessene ettersom de kjemiske forholdene endrer seg over tid ved naturlige variasjoner eller som resultat av en endret sivilisatorisk påvirkning. I observasjonene fra Bunnefjorden, som på grunn av dypvannets utskiftningsfrekvens har skiftende oksiske og anoksiske forhold, kan en typisk se en utflating av oksygennivå like over 0, som kan vare 1-3 år før en akselererende utvikling av sulfid i vannmassene viser seg (Se rapport nr. 1 fra dette prosjektet).

For å få til et slikt forløp, er det lagt inn i modellen en sammensatt prosessbeskrivelse av nedbrytningen, med følgende hovedelementer, forenklet fremstilt:

- Aerob nedbrytning reduseres ved lavt oksygenivå, og også av sulfid i sedimentet. Det siste antas å henge sammen med dårligere vilkår for faunaen.
- Redusert aerob nedbrytning gir anaerob nedbrytning, først ved denitrifisering, men etterhvert som nitrat brukes opp, også ved sulfatreduksjon. Anaerob nedbrytning antas å foregå i en økende del av sediment eller i partikler ettersom oksygeninnholdet synker.
- Sulfatreduksjonen gir utvikling av sulfid. Det bindes i første omgang til sediment eller partikler som metallsulfider, vesentlig jernsulfid, idet jern går over fra treverdig til toverdig. Fosfor som før var bundet i jernhydroksidpartikler blir samtidig løst ut.
- Sulfidutviklingen i sedimentet antas å hemmes aktivt av selv lave oksygenkonsentrasjoner i vannmassene, og kommer først igang for fullt når det også blir sulfid i vannmassene. Det skjer når kapasiteten til å binde sulfid til utløst metall er brukt opp.
- Når utlekking av sulfid starter, vil det kunne hindre aerob nedbrytning selv om det er oksygen i de frie vannmassene, ved at det skyver oksygenfronten ut av sediment og partikler.

Detaljene i denne modellbeskrivelsen er gitt nedenfor.

13.5.4. Samlet nedbrytning fordelt på ulike prosesser som funksjon av kjemisk miljø.

Den samlede nedbrytningen av organisk stoff C_{DET} pr. vannvolum eller C_{SED} pr. bunnareal ble ovenfor beskrevet på generell form. Når vi ser bort fra transport, tilførsler og dannelse av nytt materiale, kan nedbrytningen beskrives slik:

$$\frac{\partial C_{DET}}{\partial t} = -f_T \cdot f_z \cdot f_{k,DET} \cdot R_{DET} \quad (110)$$

$$\frac{\partial C_{SED}}{\partial t} = -f_T \cdot f_{k,SED} \cdot R_{SED} \quad (111)$$

Dette kan skrives på en felles form:

$$\frac{\partial C_D}{\partial t} = -f_k \cdot R_{C,max} \quad \text{hvor } R_{C,max} = \begin{cases} f_T \cdot f_z \cdot R_{DET} & \text{for detritus i vannmassene} \\ f_T \cdot R_{SED} & \text{for detritus på bunnen} \end{cases} \quad (112)$$

Størrelsen $R_{C,max}$ er nedbrytningsraten (mengde pr. tid) av gitt mengde C_D ved god og stabil oksygentilgang, men som funksjon av temperatur og dyp.

Koeffisienten f_k er en dimensjonsløs koeffisient som uttrykker begrensninger pga. ytre vannkjemiske forhold, det vil i praksis si begrenset tilgang på oksygen og nitrat, eller hemning pga. sulfid i sedimentene. Ut fra de reaksjonene som ble satt opp foran splittes denne faktoren opp slik:

$$f_k = f_{ox} + f_{denitr} + f_{sulf} \quad (113)$$

hvor de tre leddene på høyre side skal definere omfanget av henholdsvis aerob nedbrytning, denitrifisering og sulfatreduksjon i forhold til maksimal nedbrytning $R_{C,max}$. Det gjenstår da å finne ut hvordan disse tre koeffisientene avhenger av vannkjemiske forhold og eventuelt av mengden organisk stoff, og hvordan de kan være bundet sammen.

13.5.4.1. Betydning av variasjoner i nedbrytningsmiljø på mikro-nivå

Hvis en ser på kjemisk miljø på mikro-nivå, dvs. på et bestemt sted i sedimentet eller inne i en partikkel, er det nokså skarpe overganger fra den ene reaksjonen til den andre ettersom de kjemiske forholdene endrer seg, selv om det selvsagt er en viss overlapping slik at to reaksjoner kan foregå samtidig i en overgangssone (Christensen et al. 1989, Nielsen et al. 1990).

Eutrofimodellen beskriver imidlertid samlet nedbrytning av organisk materiale pr. vannvolum eller pr. bunnareal. Det innebærer at den summerer virkningen av nedbrytningsprosesser som i virkeligheten foregår i partikler av forskjellig størrelse og integrert over et visst vannvolum hvor forholdene varierer endel, og også på bunnområder som har litt ulike forhold og med materiale som er fordelt ned til et visst sedimentdyp.

Nedbrytning av detritus i vannfasen vil i virkeligheten skje i partikler som har sitt eget mikromiljø pga. transportbegrensninger mellom det indre av partiklene og vannmassene utenfor. Det betyr f.eks. at det kan oppstå anoksiske mikromiljøer inne i partikler i oksisk vann, slik at en kan ha nedbrytning med oksygenforbruk nær overflaten, og kanskje denitrifisering i partiklenes kjerne.

For nedbrytning i partikler på bunnen kan konsentrasjonen i vannet rundt partiklene avvike fra det en finner i de frie vannmasser på grunn av transportbegrensninger i grensesjiktet mot bunnen. For nedbrytning i sedimentet vil det også være transportbegrensninger gjennom sedimentet, og det vil medføre at forholdene endrer seg med sediment-dyp.

I modellen skal samlet nedbrytning beskrives med gjennomsnittskonsentrasjoner i vannmassene som forklaringsvariable. Da må det være en mye mer gradvis overgang i responsen, og mye større grad av overlapping enn ved en modellering på mikro-nivå, fordi ulike reaksjoner kan foregå samtidig på forskjellige steder innenfor et modell-lag. Hvis gjennomsnittskonsentrasjon av oksygen i vannet reduseres, kan det f.eks. medføre en tynnere oksisk sone i sediment eller partikler, og derved en gradvis overgang fra nedbrytning med oksygenforbruk til denitrifisering eller sulfatreduksjon.

Beskrivelsen i modellen kan delvis ses som en summering av en dypdifferensiert beskrivelse, hvor kjemisk miljø og dermed prosesser varierer gjennom partiklene eller som funksjon av sedimentdyp på grunn av begrenset transport i sediment eller partikler. I tillegg fremkommer totalreaksjonene som middelveier av slike delsummer, over ulike typer og størrelser av partikler, eller ulike typer av sediment.

Ut fra en slik tankegang er det satt opp endel enkle sammenhenger mellom kjemisk miljø og nedbrytningsprosesser, begrunnet ved analogi med stasjonære dypintegreerte modeller for

sediment, og basert på kvalitativ kunnskap om sammenhengene mellom biokjemiske forhold og prosesser. De bærer preg av å være *ad hoc* modeller som bare tar sikte på å beskrive observerte fenomener uten noe mer enn kvalitative begrunnelser for valg av funksjonsformer. Modellbeskrivelsene er justert ut fra kalibreringskjøringer av modellen og sammenligning med observasjoner fra indre Oslofjord.

En kunne selvsagt komme frem til bestemte funksjonsformer ved å analysere forenklete systemer matematisk, f.eks. kuleformede partikler av gitt størrelse eller sediment med veldefinerte transportegenskaper og med en veldefinert vertikal fordeling av nedbrytbar biomasse. Slike modeller finnes også i litteraturen. Siden totalsummen i alle fall vil være en sum av en mengde forskjellige tilfeller, vil funksjonsformene for total nedbrytning uansett måtte være empiriske, og slike analyser kan derfor ikke anvendes direkte.

13.5.4.2. Betydning av tidsforsinkelser pga. transport gjennom sediment

Nedbrytningsmodellen beskriver samlet nedbrytning ved tiden t som funksjon av konsentrasjoner av oksygen og nitrat i vannmassene ved det samme tidspunktet, og reaksjonsproduktene føres for det meste øyeblikkelig tilbake til de frie vannmasser. Det er en forenkling, i virkeligheten vil de transportbegrensningene som er nevnt innebære tidsforsinkelser. Vesentlig tidsforsinkelse kan bare tenkes for sedimenter.

Tabell 4. Transportavstander for molekylær diffusjon over ulike tidsrom.

Δt	L_{diff} (cm)
1 dag	~0.5
1 måned	~4
1 år	~10

Problemet med tidsforsinkelse kan skaleres ved å se på endimensjonal diffusjon. Typisk transportavstand L_{diff} i løpet av et tidsrom Δt pga. diffusjon med diffusjonskoeffisient K_{diff} er gitt ved $L_{diff} = \sqrt{K_{diff} \Delta t}$. Noen transportavstander for en typisk molekylær diffusjonskoeffisient $K_{diff} = 5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$ er gitt i tabell 4.

Ut fra massebalanser basert på sedimentfeller og sedimentdata er det rimelig å anta at det meste av det materialet som når bunnen brytes ned forholdsvis nær overflaten, innenfor et par cm dyp. Restmaterialet vil være mindre nedbrytbart jo lengre ned i sedimentet en kommer. Det ser derfor ut til at oppløste stoffer ganske raskt vil transporteres gjennom de mest reaktive lag av sedimentene. Fordi forholdene i dypvannmassene dessuten forandrer seg forholdsvis langsomt, kan det forsvares å la modellen bare operere med dyp-integrerte verdier for nedbrytning på og i sediment som funksjon av øyeblikksverdier for konsentrasjon i vannmassene, og med øyeblikkelig virkning tilbake til vannet.

13.5.4.3. Konsentrasjoner av oksygen og nitrat som forklaringsvariable

Gjennomsnittskonsentrasjonene for oksygen og nitrat i vann brukes som grunnlag for modelleringen av nedbrytning både for detritus i vann og for organisk stoff på bunnen, og modellformuleringen er i store trekk den samme for begge komponentene. Fordi transportbegrensningene imidlertid kan slå ulikt ut i de to tilfellene, er det lagt inn en korreksjonsfaktor K_{sed} som brukes til å regne om konsentrasjonene til effektive verdier for samlet nedbrytning på eller i sedimentet. For partikler i vann brukes alltid konsentrasjonene direkte.

Konsentrasjoner av fritt oksygen $[O_2]$ og hydrogensulfid $[H_2S]$ vil stort sett ikke kunne eksistere samtidig, og i modellen opptre derfor ikke hydrogensulfid i vann som egen variabel, men inngår bare som negativ verdi på oksygenkonsentrasjon, altså som oksyngjeld, omregnet ved faktoren 2 ($ml\ H_2S)/(mlO_2)$). I den etterfølgende modellformuleringen inngår de symbolene som er definert nedenfor, med ulik betydning for nedbrytning i vannmassene og på bunnen:

Variabel brukt i ligningene i beskrivelsen nedenfor:	Betydning brukt på nedbrytning av <i>CDET</i> , partikler i vann	Betydning brukt på nedbrytning av <i>CSED</i> , organisk stoff på bunn og i sediment.
<i>Nitr</i>	$[NO_3]$	$[NO_3] \cdot K_{sed}$
Ox_{eff} (ml/l)	$[O_2] - 2[H_2S]$	$([O_2] - 2[H_2S]) \cdot K_{sed} - U_{A_{sed}} \cdot K_{A_{sox}}$
Ox (ml/l)	$\max(0, Ox_{eff})$	

Ox_{eff} er en netto effektiv oksygenkonsentrasjon. For vannmassene er den direkte lik den modellvariabelen som kalles oksygen. For bunnen er oksygenkonsentrasjonen redusert med faktoren K_{sed} som forklart ovenfor, og dessuten redusert som en funksjon av utlekkingen av sulfid fra bunnsedimentene. Utlekkingen $U_{A_{sed}}$ er gitt som mengde oksyngjeld ut av sedimentene, og er definert nedenfor i kap. 13.9. $K_{A_{sox}}$ er en proporsjonalitetskoeffisient, som må settes empirisk. Størrelsen Ox er 0 hvis $Ox_{eff} < 0$, og er innført fordi den er mer hensiktsmessig som forklaringsvariabel i noen sammenhenger.

Egentlig burde ligningene for nedbrytning i vann og på bunn være forskjellige, med ulike koeffisienter, og kanskje også med forskjeller i selve formen på respons-funksjonene. Det er imidlertid vanskelig nok å tilpasse modellen empirisk med en felles beskrivelse, og de data vi har viser stort sett bare det samlede resultatet, så det er ikke gjort forsøk på en helt separat modellering, selv om det er innført visse forskjeller.

13.5.4.4. Aerob nedbrytning

Kvalitativt går vi ut fra følgende bilde av hvordan den aerobe nedbrytningen varierer i omfang:

Så lenge det er nok fritt oksygen i vannmassene og også oksiske forhold i det øverste laget av sedimentet slik at all fauna trives, antas at det meste av nedbrytningen foregår ved prosesser basert på fritt oksygen[§]. De rater ved gitt temperatur og gitt dyp som er lagt inn i størrelsen $R_{C,max}$ ovenfor, antas å gjelde under slike forhold, dvs. vi antar at vi da kan skrive ligning (113) tilnærmet som $f_k \cong f_{ox} \cong 1$. Hvis oksygenkonsentrasjonene synker under et visst nivå, antas det at faunaen etterhvert blir borte, og at bare rene bakterielle prosesser fortsetter. Ettersom oksygenkonsentrasjonen synker mot null, stopper også den bakterielle aerobe nedbrytningen.

[§] Nedbrytning knyttet til fauna kan selvsagt foregå ved ulike prosesser i dyrs tarmkanal og feces, også sulfatreduksjon og fermentering, men vi betrakter det her på linje med bakteriell aerob nedbrytning, fordi begge deler er avhengig av fritt oksygen i det ytre miljø. Imidlertid kan det vel tenkes at fauna-relatert nedbrytning kan bidra til denitrifisering, det er ikke tatt hensyn til i modellen slik den er nå.

Det antas at faunaen bidrar til effektiv nedbrytning både ved å forbrenne organisk stoff, og i sedimentet også ved bioturbasjon som holder hele det øverste sedimentlaget i effektiv kontakt med oksygenet i vannmassene og fremmer de aerobe bakterielle prosessene. Når bioturbasjonen opphører, blir den aerobe bakterielle nedbrytningen som fortsatt foregår begrenset til et tynnere sedimentlag, og omfatter derfor en mindre del enn før av den nedbrytbare biomassen.

Det antas at selv med tilstrekkelig oksygen i vannmassene vil faunaen likevel være hindret i å etablere seg på bunnen dersom det er lagret mye sulfid i sedimentet fra tidligere anoksiske perioder. Dannelse og lagring av sulfid i sedimentet omtales nærmere i avsnitt 13.9. side 98. Sulfid i sedimentet antas å kunne ha to virkninger: For det første hindres faunaens bidrag, slik at den aerobe nedbrytningen blir mindre effektiv. Dessuten vil oksygenprofilen fra vann inn i sedimentet ha større gradienter pga. sulfidutlekkningen, slik at det foregår aerob bakteriell nedbrytning i en mindre del av sedimentet enn dersom det hadde vært oksisk.

Matematisk er dette formulert ved å la relativt omfang av aerob nedbrytning være gitt av følgende ligning:

$$f_{ox} = \underbrace{f_{ox,f}}_{\text{faunarelatert}} + \underbrace{(1-f_{ox,f}) r_{ox,b} f_{ox,b}}_{\text{rent bakterielt}} = \text{samlet nedbrytningskoeffisient} \quad (114)$$

Det første leddet (*faunarelatert*) er tenkt å omfatte både direkte konsumpsjon og respirasjon i dyre-organismene selv, og tilknyttet bakteriell virksomhet, f.eks. i tarmkanal og i fekaliepartikler eller som er stimulert av bioturbasjon av sedimentene. Det har betydning når det gjelder beregning av denitrifisering av remineralisert nitrogen, se avsnitt 13.5.4.5.

Det andre leddet (*rent bakterielt*) er satt omvendt proporsjonal med fauna-aktiviteten, fordi den kommer inn som en delvis erstatning for reduksjon i den fauna-relaterte nedbrytningen. Faktoren $(1-f_{ox,f})$ uttrykker hvor stor del av nedbrytbart stoff som er uberørt av fauna-aktiviteten. Hastigheten på nedbrytningen pr. mengde nedbrytbart stoff er også begrenset oppad av

$r_{ox,b}$ = Maksimal aerob nedbrytningsrate uten fauna, relativt til maksimal nedbrytning under gode oksygen-forhold og full fauna-aktivitet. Som et utgangspunkt for empirisk tilpasning antas at økt bakteriologiske nedbrytning maksimalt kan erstatte ca. 50% av reduksjonen i fauna-relatert nedbrytning, dvs. $r_{ox,b}=0.5$.

De to funksjonene $f_{ox,f}$ og $f_{ox,b}$ beskriver hvordan henholdsvis den fauna-relaterte og den rent bakterielle aerobe nedbrytningen avhenger av oksygenkonsentrasjoner i vannet og av sulfidinnhold i sedimentene.

Dersom fauna omfatter et spekter av organismer med ulike krav til oksygeninnhold, er det rimelig å tro at de organismer som blir borte først når oksygennivået i vannet begynner å synke også kan være de mest ømfintlige for sulfid i sedimentene. I denne versjonen av modellen er det derfor antatt at et visst sulfidinnhold i sedimentene virker like hemmende relativt sett ved alle oksygenkonsentrasjoner.

Den faunarelaterte nedbrytningen er derfor beskrevet primært som en direkte funksjon av oksygenkonsentrasjonen i vann, med en funksjon som er felles for nedbrytning i vannmasser og på bunn, men modifisert av en faktor $f_{ox,S}$ som gir virkningen av sulfid i sedimentet:

$$f_{ox,f} = \frac{[O_2] - O_{x_{l,f}}}{K_{O_{x,f}} + [O_2] - O_{x_{l,f}}} \cdot f_{ox,S} \quad (115)$$

Oksygen-innholdets betydning er styrt av følgende justerbare koeffisienter:

$O_{x_{l,f}}$ = Terskelverdi for oksygenkonsentrasjon - faunarelatert nedbrytning kan ikke foregå ved lavere oksygenkonsentrasjoner i vann.

$K_{O_{x,f}}$ = Halvmetningskonstant for oksygenkonsentrasjon, 50% av full rate nåes når $[O_2] = O_{x_{l,f}} + K_{O_{x,f}}$. Halvmetningskonstanten $K_{O_{x,f}}$ for fauna-relatert nedbrytning antas å være knyttet først og fremst til organismenes krav til oksygeninnhold, og settes i utgangspunktet til ca. 1 ml/l. Her brukes den samme oksygenkonsentrasjonen $[O_2]$ direkte både for vannmasser og bunn.

Faktoren $f_{ox,S}$ uttrykker som nevnt hemning pga. sulfidinnhold i sedimentet, og er gitt ved funksjonen:

$$f_{ox,S} = \begin{cases} \frac{1}{1 + k_{ox,S} ASED \cdot K_{sed} \cdot \frac{Bunnareal}{Totalareal}} & \text{for vann (CSED)} \\ \frac{1}{1 + k_{ox,S} ASED} & \text{for sediment (CDET)} \end{cases} \quad (116)$$

hvor:

$k_{ox,S}$ = Koeffisient for hvor sterkt sulfid i sedimentet hemmer bunnfaunaen, \cong det inverse av det sulfidinnhold i sediment som gir halvering av fauna-aktiviteten når det gjelder nedbrytning på bunnen.

$ASED$ = Innhold av sulfid i sedimentet, gitt som mengde oksyngjeld pr. areal, altså integrert over et sedimentsjikt. Denne størrelsen varierer over tid, og er gitt av omfanget av nedbrytning med sulfatreduksjon, se avsnitt 13.9. side 98.

K_{sed} som definert i kap. 13.5.4.3., side 84, her brukt motsatt vei som reduksjonskoeffisient for virkning fra bunn til vannmasser.

For nedbrytning på bunnen slår et visst sulfid-innhold like sterkt ut i alle dyp. Som det fremgår av ligningen, antas sulfid i sedimentene å ha betydning også for fauna-relatert nedbrytning av materiale suspendert i vannmassene, men i mindre grad. For vannmassene i bunnlaget er effekten justert på rent skjønsmessig grunnlag ved å multiplisere $ASED$ med den samme faktoren K_{sed} som brukes for å regne om fra konsentrasjon av oksygen og nitrat i vann til effektiv konsentrasjon for nedbrytning på bunn. For nedbrytning i vannmassene høyere opp er virkningen av sulfid i sedimentet ytterligere justert ned ut fra forholdet mellom bunnareal og totalt horisontalt areal i overkant av hvert lag, dvs. at virkningen antas å gjøre seg gjeldende bare i en randsone ved bunnen.

Det er ikke lagt inn noen tidsforsinkelse i etablering av fauna ved skifte tilbake fra anoksiske til oksiske bunnforhold, annet enn det som ligger i tidskonstanten for nedbygging av sulfidinnholdet i sedimentet etter oksygenfornyelser. Det er eller ikke lagt inn noen form for populasjonsbeskrivelse av bunnfauna, så modellen er selvsagt grovt forenklet på dette punktet.

Den rent bakterielle aerobe nedbrytningen i ligning (114) avhenger av effektiv oksygenkonsentrasjon Ox (definert foran i kap. 13.5.4.3.) gjennom funksjonen:

$$f_{ox,b} = \frac{Ox}{K_{Ox,b} + Ox} \quad (117)$$

med:

$K_{Ox,b}$ = Halvmetningskonstant for effektiv oksygen-konsentrasjon ved ren bakteriell nedbrytning.

Funksjonen $f_{ox,b}$ uttrykker hvordan den rent bakterielle aerobe nedbrytningen avhenger av oksygenkonsentrasjonen. Hvis $Ox_{eff} < 0$ er $Ox = 0$, og $f_{ox,b} = 0$. Halvmetningskonstanten $K_{Ox,b}$ i denne funksjonen er satt til 0.2 ml/l. Dette er mer enn oppgitte litteraturverdier av denne konstanten som er målt lokalt, f.eks. med mikrosonde. Modellen beskriver som nevnt prosesser i sediment og partikler som funksjon av konsentrasjoner i de fri vannmasser utenfor. Transportbegrensninger mellom fri vannmasser og sediment eller partikler skal derfor innbefattes i halvmetningskonstanten. Den kan også tenkes å være avhengig av f.eks. total mengde organisk stoff og om det finnes i større eller mindre partikler i vann eller fordelt nedover i sedimentet. I nåværende utgave av modellen brukes bare en forhøyet konstant verdi. Halvmetningskonstanten $K_{Ox,b}$ for bakteriell nedbrytning gjelder direkte i forhold til faktisk oksygenkonsentrasjon for nedbrytning av partikler i vann, mens den for nedbrytning i sediment gjelder i forhold til en redusert effektiv oksygenkonsentrasjon, hvor både antatte transportbegrensninger mellom vann og sediment, og utlekking av sulfid fra anoksiske sediment vil innvirke, se kap.13.5.4.3.

13.5.4.5. Denitrifisering

Den reduksjonen i aerob nedbrytning som er skissert ovenfor ved synkende oksygeninnhold, er antatt å henge sammen med at oksygeninntrengningen i sediment og partikler reduseres, både på grunn av mindre effektiv oksygentransport ved lavere oksygenkonsentrasjoner, og fordi bioturbasjon reduseres ettersom faunaen blir borte. Dette fører til at en økende del av det nedbrytbare organiske stoffet finnes i anoksiske soner, enten inne i partikler eller i sediment. Som grunnlag for å beregne omfanget av nedbrytningen i de anoksiske sonene defineres følgende størrelser:

$$R_{ox,b} = (1 - f_{ox,f}) r_{ox,b} f_{ox,b} \cdot R_{C,max} \quad (118)$$

$$\begin{aligned} R_{anox} &= (1 - f_{ox,f}) r_{ox,b} \cdot R_{C,max} - R_{ox,b} \\ &= (1 - f_{ox,f}) r_{ox,b} \cdot R_{C,max} \cdot (1 - f_{ox,b}) \end{aligned} \quad (119)$$

Ut fra ligning (114) og (115) fremgår det at $R_{ox,b}$ er den faktiske nedbrytningen av organisk karbon ved aerob rent bakteriell nedbrytning, som erstatning for redusert faunarelatert nedbrytning. R_{anox} er den del av potensiell aerob bakteriell nedbrytning som ikke blir realisert pga. begrensninger i oksygentilgangen. Dette brukes som en målestokk på hvor mye av det

organiske stoffet som finnes i anoksiske soner. Modellen må beregne hvor stor nedbrytning som kan realiseres uten oksygen for dette organiske stoffet, og hvordan det fordeler seg på denitrifisering og sulfatreduksjon.

Den anaerobe nedbrytningen skjer i første rekke ved denitrifisering, dvs. med bruk av nitrat som oksygenkilde. Dersom det er ubegrenset tilgang på nitrat i anoksiske soner, vil omfanget av denitrifisering være begrenset av hvor mye organisk stoff som finnes i de anoksiske sonene. Denne øvre grensen for hvor mye karbon pr. tidsenhet som kan brytes ned ved denitrifisering antas som en definisjon av r_{denitr} å være gitt ved:

$$R_{denitr,max} = r_{denitr} \cdot R_{anox} \quad (120)$$

hvor r_{denitr} er en justerbar konstant som gir forholdet mellom spesifikk nedbrytningsrate ved denitrifisering med ubegrenset tilgang på nitrat, og maksimal rate for aerob bakteriell nedbrytning. En slik denitrifisering krever en viss nitratmengde pr. tidsenhet. Nitratforbruket er litt ulikt avhengig av om denitrifisering skjer ved reaksjon (III), med frigjort nitrogen som ammonium, eller (IV) hvor frigjort nitrogen oksideres direkte til molekylært nitrogen som en del av denitrifiseringsprosessen (se side 79). Den tilsvarende øvre grense for nitratforbruket kan generelt uttrykkes:

$$Q_{N,max} = r_{denitr} \cdot R_{anox} \cdot (\gamma_{N:C} + \gamma_{d,N:N} \cdot (N/C) \cdot F_{d,NH_3} \cdot f_{N:C}) \quad (121)$$

her er

$\gamma_{N:C}$ = 0.93gN/gC forbruk av nitrat pr. mengde organisk karbon ifølge reaksjon (III).

$\gamma_{d,N:N}$ = 3/5 = tilleggsforbruket av nitrat-N pr. mengde frigjort organisk N for denitrifisering etter reaksjon (IV).

N/C = forholdet mellom nitrogen og karbon i det organiske stoffet som skal brytes ned, altså $NSED/CSED$ eller $NDET/CDET$. Disse konsentrasjonene er gitt dynamisk for hvert lag i modellen.

F_{d,NH_3} = er en konstant som angir hvor stor andel [0,1] av denitrifiseringen som skjer ved reaksjon (IV), dvs. med direkte denitrifisering av frigjort remineralisert NH_4^+ til N_2 .

$f_{N:C}$ = forhold mellom spesifikk nedbrytning av N og C.

De to siste faktorene er justerbare konstanter.

Det virkelige omfanget av denitrifisering kan være ytterligere begrenset i forhold til ligning (121) av tilgangen på nitrat i de anoksiske sonene. For å sette opp et uttrykk for virkningen av en slik begrensning, kan det være hensiktsmessig å skille mellom tre nitratkilder med litt ulik karakteristikk:

1. Fritt nitrat kan diffundere fra vannmassene inn til anoksiske sone i sediment eller partikler.
2. Nitrat som dannes ved aerob bakteriell nedbrytning i de oksiske sonene ifølge reaksjonsligning ((II)) på side 79, vil dels diffundere ut av sedimentet og øke nitratkonsentrasjonen

i vannet, men endel av det kan også diffundere direkte inn til anoksiske soner og gi grunnlag for økt denitrifisering.

3. Nitrogen som frigjøres som ammonium ved nedbrytning i den anoksiske sonen, delvis ved denitrifisering og delvis ved sulfatreduksjon, vil etterhvert diffundere ut av sediment eller partikler. Dersom det er en oksisk sone ytterst i sediment eller partikler, kan også endel av dette nitrogenet bli omdannet til nitrat før det når de frie vannmasser, og endel av dette kan diffundere direkte tilbake til anoksiske sone og gi økt nedbrytning av karbon ved denitrifisering.

Poenget med punkt 2 og 3 er at vi tenker oss at frigjort ammonium omdannes til nitrat og deretter kan brukes til denitrifisering uten å ta veien om de frie vannmasser, dvs. innenfor en partikkel eller lokalt innenfor sedimentet. Dette omtales nedenfor som denitrifisering med *lokalt dannet nitrat*. Det nitrattet som dannes lokalt, men som ikke blir denitrifisert direkte, vil frigjøres til vannmassene og i neste omgang inngå i nitratkilde 1.

Vi ser først på virkningen av nitrat fra de frie vannmasser alene, uten å ta i betraktning det nitrattet som dannes lokalt. Av tilgjengelig litteratur fremgår det at denitrifisering er avhengig av lokal nitratkonsentrasjon opp til verdier av samme størrelsesorden som det som finnes i dypvannmassene i en fjord som indre Oslofjord, dvs. 200-300 µg N/l.

Dersom det ikke er oksygen i vannet, vil alt organisk stoff befinne seg i anoksiske soner, og da er det rimelig å uttrykke den faktiske denitrifiseringen som funksjon av nitratkonsentrasjon *Nitr*, gitt ved en metningskurve ut fra kravet til lokal nitratkonsentrasjon. Hvis det derimot foregår en vesentlig aerob nedbrytning, må nitrattet transporteres gjennom en oksisk sone inn til anoksiske sone før det kan gi denitrifisering, dvs. at et lag med aerob nedbrytning er en transportbarriere for nitrattet. Det er valgt å uttrykke dette ved å la effektiv halvmetningskonsentrasjon være en lineært økende funksjon av omfanget av aerob bakteriell nedbrytning. Den tilgjengelige mengde nitrat fra vannmassene som er tilgjengelig for denitrifisering pr. tidsenhet og volum eller areal uttrykkes[§] :

$$Q_{N,ext} = Q_{N,max} \cdot \frac{Nitr}{K_{Nitr,d} + f_{ox,b} \cdot k_{ox,N} + Nitr} \quad (122)$$

Halvmetningskonsentrasjon $K_{Nitr,d}$ ved lave oksygenkonsentrasjoner vil typisk være i området 100-200 µg N/l. Som et utgangspunkt for justeringer er den satt til $K_{Nitr,d} = 10 \mu\text{M} \cong 150 \mu\text{g N/l}$.

Størrelsen $k_{ox,N}$ er en empirisk koeffisient som sier hvor mye evnen til nitrat-transport inn til anoksiske sone vil avta ved en økende oksygenkonsentrasjoner i vannmassene, fordi nitrattet da må transporteres gjennom et tykkere oksisk sedimentlag, eller over en større avstand inn i partiklene. Til å uttrykke denne koblingen er det valgt å bruke graden av aerob bakteriell nedbrytning ($f_{ox,b}$). $k_{ox,N}$ er altså maksimal økning i halvmetningsverdi for nitratkonsentrasjonen pga. denne begrensningen.

[§] Dette er en litt annen formulering enn den som ble brukt for Oslofjordkjøringene. Her ble den begrensende virkningen av oksisk sone også multiplisert med $Q_{N,max}$ dvs. at det ble antatt at betydningen av den oksiske sonen som en hindring for transport av nitrat inn til anoksiske sone var større jo høyere det potensielle nitratforbruket er. Det virker i og for seg rimelig, men er kuttet ut foreløpig, for å unngå uklarheter i forbindelse med at $Q_{N,max}$ har ulik dimensjon for nedbrytning i vann og på bunn. For dokumentasjon henvises til programkoden for programmet slik det ble kjørt i utprøvingen på indre Oslofjord. Formuleringen bør vurderes nærmere.

Størrelsen $Nitr$ er definert i avsnitt 13.5.4.3. Det er nitratkonsentrasjonen i frie vannmasser når det gjelder nedbrytning av partikler i vann ($eDET$, $e=C,N,P,S$), mens det for nedbrytning på bunn er konsentrasjonen multiplisert med en faktor K_{sed} som inngår. Med $K_{sed}<1$ fører det til en større effektiv halvmetningskonsentrasjon for nedbrytning på bunn og i sediment ($eSED$).

Det er her valgt å la kravet til nitratkonsentrasjon i vannet være uavhengig av den totale nedbrytbare mengden organisk stoff. Det er begrunnet med at økt konsentrasjon av organisk stoff pr. vannvolum eller bunnareal ikke nødvendigvis betyr økt midlere transportavstand eller større krav til nitrogentransport pr. flate inn i partikler eller sediment, det kan i stedet bare skyldes mere partikler i vann eller på bunnen. Iallfall i vannmassene virker det rimelig. For det som er blandet inn i sedimentet kan det tenkes at økt mengde organisk stoff pr. areal vil si økt krav til nitrat-transport eller lengre transportavstander ned i sedimentet. Det kan da være aktuelt å bruke f.eks. forholdet R/C som en indikasjon på midlere transportavstand ned i sedimentet, og modifisere alle halvmetningskonstanter ut fra det, men noe slikt er ikke gjort i den utgaven av modellen som nå foreligger.

Ligning (122) uttrykker hvor stor den faktiske denitrifiseringen vil bli dersom fritt nitrat i vannmassene er den eneste nitratkilden. Hvis det er mer enn tilstrekkelig vil ikke lokalt dannet nitrat ha noe særlig innvirkning, men dersom det er lite fritt nitrat i vannet i forholdet til behovet, kan det tenkes at lokalt dannet nitrat har vesentlig betydning for hvor mye nitrogen som blir fjernet fra den biologiske omsetningen ved denitrifisering.

Hvis $Q_{N,max}>0$ og vi tenker oss at vi kan definere en øvre grense Q_D for hvor mye lokalt produsert nitrat som kan transporteres direkte tilbake til den anoksiske sonen ved ubegrenset behov, vil det være rimelig å kombinere de to begrensningene i et metningsuttrykk som gir det faktiske nitratforbruket ved denitrifisering:

$$Q_N = Q_{N,max} \frac{Q_{N,ext} + Q_D}{Q_{N,max} + Q_D} \quad (123)$$

Hvis det ikke finnes nitrat i vannmassene vil dette være en ordinær metningskurve, med gradvis overgang mellom begrenset nitratbehov $Q_{N,max}$ og begrenset nitrat-tilgang Q_D i anoksiske soner. Slik uttrykket er satt opp, vil betydningen av lokalt produsert nitrat Q_D være avhengig av i hvor sterkt grad nitrat fra vannmassene begrenser denitrifiseringen.

Størrelsen Q_D er med på å bestemme denitrifiseringen, og derved også hvor mye som blir igjen til sulfatreduksjon, men er samtidig et resultat av disse prosessene. Det betyr at de ligningene som settes opp, ikke kan løses direkte, men må ses på som et sett av koblede ligninger.

De funksjonsformene som er valgt her har ikke noen teoretisk begrunnelse. For en enkelt partikkel eller en liten sedimentflate og på et bestemt tidspunkt kunne en tenke seg å finne løsninger basert på en mer fysisk modellering av transporter, men siden vi skal beskrive midlere total nedbrytning over ulike typer partikler og sedimenter vil det som nevnt i alle fall bli empiriske sammenhenger preget av gradvise overganger. Funksjonene er valgt på rent pragmatisk grunnlag, fordi de er rimelig lette å håndtere matematisk og mulig å kalibrere empirisk.

Det skilles nå mellom organisk bundet nitrogen som er frigjort i henholdsvis oksisk og anoksisk sone, dvs. Q_D betraktes som en sum av to bidrag:

$$Q_D = Q_{D,ox} + Q_{D,anox} \quad (124)$$

Vi skal først sette opp et uttrykk for den bidraget fra aerob nedbrytning ($Q_{D,ox}$). Den totale mengden av ammonium som frigjøres ved aerobe prosesser pr. tidsenhet ($Q_{Nitr,ox}$) finnes ved å regne om fra nedbrutt mengde karbon $R_{ox,b} + f_{ox,f} R_{C,max}$ til frigjort mengde nitrogen. Som det ble redegjort for i kap. 13.1.4. på side 69, kan denne omregningen gjøres ved å multiplisere med faktoren $f_{N:C}(N/C)$, hvor N og C er total konsentrasjon av organisk bundet nitrogen og karbon for den delmengden det gjelder ($eDET$ eller $eSED$). Alt eller en del av dette vil bli nitrifisert lokalt. Det nitrattet som dannes vil dels diffundere ut av sedimentet og øke nitratkonsentrasjonen i vannet, men vil delvis også diffundere inn i den denitrifiserende sonen.

Aerob nedbrytning kan regnes som uavhengig av lokal oksygen-konsentrasjon ned til ganske lave konsentrasjoner. Det betyr at frigjøringen av ammonium blir nokså jevnt fordelt innenfor en oksisk sone i partikler og sediment. Ved stor oksygenkonsentrasjon antas at omtrent alt remineralisert nitrogen blir nitrifisert, og at en viss andel av dette blir denitrifisert. Hvis oksygenkonsentrasjonene i partikler og sediment blir så lave at det sterkt begrenser total aerob nedbrytning, betyr det at en større del av den aerobe nedbrytningen skjer i en overgangssone mellom aerob og anaerob nedbrytning, og ganske nær partikkeloverflate eller sedimentoverflate. Da er det rimelig å anta at også omdanningen fra ammonium til nitrat blir hemmet, og at en større del av frigjort nitrogen går ut i vannmassene som ammonium. Det kan imidlertid fortsatt være en like stor andel av dannet nitrat som kan denitrifiseres, siden det blir tilsvarende kort vei inn til anoksisk sone. Det er iallfall ikke grunnlag for å påstå at andelen skal variere noen bestemt vei, og i modellen antas derfor at en konstant andel av dannet nitrat blir denitrifisert.

Størrelsen $f_{ox,b}$ er en ren funksjon av oksygenkonsentrasjonen i vannet, og kan brukes som et mål på omfanget av oksisk sone med uforstyrret bakteriell virksomhet, og derved også et mulig mål på graden av lokal nitrifisering av frigjort ammonium. Mengde lokalt nitrifisert ammonium av det som er remineralisert i oksisk sone anslås derfor ved følgende uttrykk:

$$Q_{Nitr,ox} = \left[f_{N:C} \frac{N}{C} \cdot (R_{ox,b} + f_{ox,f} R_{C,max}) \right] \cdot \left[\frac{f_{ox,b}}{f_{ox,b} + k_{nitr}} \right]^{\alpha_{nitr}} \quad (125)$$

Den første faktoren angir hvor mye ammonium som frigjøres ved aerob nedbrytning. Her inngår også nitrogen fra fauna-relatert nedbrytning. Dette er tatt med på bakgrunn av resultatene fra kjøringene underveis i utviklingen av modellen og ut fra data fra indre Oslofjord, som viser at det svært sjelden finnes ammonium i målbare mengder ($>10\mu\text{gN/l}$) i oksisk dypvann. I overflatelaget kan det derimot finnes rundt $100\mu\text{g/l N}$ som ammonium selv om det er høye oksygenkonsentrasjoner, spesielt om vinteren. Det er derfor naturlig å anta at det som ledd i nedbrytningsprosessen som dominerer i dyplagene inngår nitrifisering av omtrent alt frigjort nitrogen før det blandes inn i de frie vannmassene, mens en generell nitrifisering av ammonium i vannmassene må være såpass langsom at overflatekonsentrasjonene opprettholdes. Hvis en lar nitrogen fra antatt fauna-relatert nedbrytning gå ut i vannmassene som ammonium, vil det bygge seg opp for høye konsentrasjoner.

Den andre faktoren i ligningen skal angi graden av nitrifisering. Halvmetningsverdien k_{nitr} og eksponenten α_{nitr} er justerbare koeffisienter, og eksponenten er tatt med fordi det ikke kan anses selvsagt at graden av lokal nitrifisering er lineært avhengig av små verdier av $f_{ox,b}$. Lave verdier på disse koeffisientene vil bety høy grad av lokal nitrifisering selv om den oksiske sonen har liten utstrekning.

Av det som blir nitrifisert antas det at en konstant andel vil diffundere inn til anoksisk sone og derved bli brukt til denitrifisering direkte, uten å gå veien om de frie vannmasser:

$$Q_{D,ox} = FR_{D,Nitr} \cdot Q_{Nitr,ox} \quad (126)$$

hvor $FR_{D,Nitr}$ er en justerbar konstant, satt til 0.5 i utgangspunktet, dvs. at det nitrattet som dannes går like lett begge veier. En kan tenke seg muligheten av bakteriebelegg på partiklene som et isolerende sjikt hvor O_2 slipper lettere inn enn ionisert NO_3^- slipper ut, og andelen kan isåfall være høyere.

Frigjøringen av ammonium (NH_3) i anoksisk sone er gitt på tilsvarende måte av nedbrutt mengde karbon og fordelingen mellom de to alternative denitrifiserings-reaksjonene, men her må vi i første omgang uttrykke mengden som en funksjon av de ennå ukjente koeffisientene f_{denitr} og f_{sulf} som ble innført på side 83. Totalt frigjort mengde ammonium-N ved denitrifisering og sulfatreduksjon i anoksiske soner vil være gitt ved:

$$Q_{NH_3,anox} = f_{N:C} \frac{N}{C} \cdot [f_{sulf} + (1 - F_{d,NH_3}) f_{denitr}] R_{C,max} \quad (127)$$

Det er her tatt hensyn til at en andel F_{d,NH_3} av nitrogen i organisk stoff nedbrutt ved denitrifisering eventuelt kan bli denitrifisert direkte (reaksjonsligning IV, se side 79).

N/C angir forholdet mellom nitrogen og karbon i det organiske stoffet som brytes ned. Frigjort ammonium vil diffundere ut gjennom partikler eller sediment, og dersom det er en oksisk sone øverst, kan det bli nitrifisert der, og deretter delvis føres tilbake til denitrifikasjonssonen på samme måten som det nitrattet som dannes ved aerob nedbrytning. Andelen som blir nitrifisert modelleres ved ligningen

$$Q_{Nitr,anox} = \left(\frac{f_{ox,b}}{f_{ox,b} + 0.5k_{nitr}} \right)^{\alpha_{nitr}} \cdot Q_{NH_3,anox} \quad (128)$$

I forhold til ligningen for $Q_{Nitr,ox}$ er det lagt inn en faktor 0.5 i metningsverdien, dvs. at nitrifiseringen ved en gitt liten verdi $f_{ox,b}$ er fordoblet. Tanken bak dette er at denne ammonium-fluksen passerer gjennom hele den oksiske sonen. Det er derfor naturlig å anta at en tynn oksisk sone er dobbelt så effektiv her som når det gjelder ammonium som er frigjort fordelt over den oksiske sonen.

Av samme grunn er det naturlig å tenke seg at den andelen av $Q_{Nitr,anox}$ som kan bli ført tilbake og denitrifisert, også varierer med $f_{ox,b}$. Hvis NH_4^+ fra anaerob nedbrytning bare passerer et tynt oksisk lag, kan det være rimelig å anta samme fordeling som for $Q_{Nitr,ox}$. Dersom det er en forholdsvis stor oksisk sone, er det er rimelig å anta at en stor del av ammonium-fluksen kan bli omdannet til nitrat nær denitrifiseringssonen, slik at det er en større transportbarriere ut mot frie vannmasser, slik at andelen som kan bli denitrifisert kan øke til 100%. Ut fra dette antas følgende sammenheng:

$$Q_{D,anox} = \left(FR_{D,Nitr} + (1 - FR_{D,Nitr}) \cdot \left(\frac{f_{ox,b}}{f_{ox,b} + k_{nitr}} \right)^{\alpha_{nitr}} \right) \cdot Q_{Nitr,anox} \quad (129)$$

hvor variasjon i andelen som kan diffundere inn til anoksisk sone er modellert ved hjelp av samme funksjon som den som inngår i ligning (125).

Ved å sette ligning (126) og (129) inn i ligning (124), og bruke resultatet for Q_D i ligning (123), fås et uttrykk for Q_N som funksjon av f_{sulf} og f_{denitr} .

Omfanget av nedbrytning ved denitrifisering er også pr. definisjon av koeffisienten f_{denitr} i ligning (113) gitt ved $f_{denitr} R_{C,max}$, og dette tilsvarer et nitratforbruk:

$$Q_N = f_{denitr} \cdot R_{C,max} \cdot (\gamma_{N:C} + \gamma_{d,N:N} \cdot (N/C) F_{d,NH_3} f_{N:C}) \quad (130)$$

når mengde organisk karbon regnes om til nitratforbruk på samme måte som i ligning (121) side 89. Denne ligningen og ligning (123) gir nå to alternative formuleringer av den samme størrelsen, og ved å kombinere disse to ligningene og sette inn de uttrykkene som er funnet for størrelsene på høyre side i ligning (123), får vi tilslutt en ligning som definerer en sammenheng mellom de to ukjente f_{denitr} og f_{sulf} :

$$f_{denitr} = k_{denitr} \cdot \frac{Q_{N,ext} + Q_{D,ox} + h \cdot [(1 - F_{d,NH_3}) \cdot f_{denitr} + f_{sulf}]}{Q_{N,max} + Q_{D,ox} + h \cdot [(1 - F_{d,NH_3}) \cdot f_{denitr} + f_{sulf}]} \quad (131)$$

med

$$k_{denitr} = r_{denitr} R_{anox} / R_{C,max} \quad (132)$$

$$h = \left[FR_{D,Nitr} + (1 - FR_{D,Nitr}) \left(\frac{f_{ox,b}}{f_{ox,b} + k_{nitr}} \right)^{\alpha_{nitr}} \right] \cdot \left(\frac{f_{ox,b}}{f_{ox,b} + 0.5k_{nitr}} \right)^{\alpha_{nitr}} f_{N:C} \frac{N}{C} R_{C,max} \quad (133)$$

og de andre størrelsene er gitt ut fra ligningene ovenfor.

For å få det nødvendige ligningssystem til å beregne f_{denitr} og f_{sulf} må det settes opp en ligning til, som inneholder en eller begge de to ukjente. I kap. 13.5.4.6. nedenfor settes det opp en uavhengig ligning for f_{sulf} ut fra hva som antas å innvirke på sulfatreduksjon. Resultatet er et ligningssett med to ligninger som kan løses for de to ukjente f_{denitr} og f_{sulf} .

13.5.4.6. Sulfatreduksjon

Størrelsen R_{anox} i ligning (119) ble definert som øvre grense for bakteriell nedbrytning i anoksiske soner. Som beskrevet i forrige avsnitt kan endel av dette bli realisert som nedbrytning med denitrifisering. Hvis denitrifiseringen ikke er tilstrekkelig til å realisere all den mulige nedbrytningen, antas resten å bli nedbrutt ved sulfatreduksjon. Data fra sedimentene i Oslofjorden tyder på at det alltid er tilstrekkelig sulfat tilstede, og det er derfor ikke nødvendig å regne med noen begrensning som funksjon av sulfat. Nedbrytning av karbon ved sulfatreduksjon antas gitt ved ligningen

$$R_{sulf} = \left[R_{anox} - \frac{f_{denitr}}{r_{denitr}} \cdot R_{C,max} \right] \cdot \theta_s (Ox_{eff}) \quad (134)$$

Uttrykket i hakeparentes angir hvor stor del av den maksimale rent bakterielle nedbrytningen som ikke blir tatt hånd om av aerob nedbrytning eller ved denitrifisering. Det fremgår av ligning (131) og (132) at $f_{denitr} \rightarrow r_{denitr} R_{anox} / R_{C,max}$ når nitrat-tilgangen blir ubegrenset, og ligningen ovenfor gir da $R_{sulf} \rightarrow 0$ slik den bør. Begge ledd i hakeparentesen er normert til de nedbrytningsratene som gjelder for aerob bakteriell nedbrytning, og uttrykket kan ses som mål på hvor stor del av det organiske stoffet som ikke er underlagt aerob nedbrytning eller denitrifisering, og derfor utgjør et potensiale for sulfatreduksjon.

Funksjonen $\theta_s(Ox_{eff})$ er pr. definisjon relativ rate for nedbrytning ved sulfat-reduksjon i forhold til aerob bakteriell nedbrytning, som funksjon av netto effektiv oksygenkonsentrasjon eller oksyngjeld (oksygenekvivalent) Ox_{eff} , definert i kap.13.5.4.3., side 84. For nedbrytning i sediment er det også tatt hensyn til at utlekking av sulfid fra sedimentet kan gi netto oksyngjeld ved bunnen selv om det er oksygen i de frie vannmassene på samme dyp. Grunnen til at oksygenkonsentrasjonen er lagt inn, er at det er giftig for sulfatreduserende bakterier, og derfor må antas å hemme sulfatreduksjonen når netto oksygeninnhold $[O_2]$ i vannmassene er rundt null, fordi det da er et lite veldefinert kjemisk regime, slik at de sulfatreduserende bakteriene ikke har et stabilt miljø.

Oksygen-hemningen beskrives slik:

$$\theta_s(Ox_{eff}) = \begin{cases} 0 & \text{for } Ox_{eff} \geq Ox_{s,lim} \\ \frac{r_{sulf} \cdot (Ox_{s,lim} - Ox_{eff})^{\alpha_s}}{(Ox_{s,lim} - Ox_{eff})^{\alpha_s} + (Ox_{s,sat})^{\alpha_s}} & \text{for } Ox_{eff} < Ox_{s,lim} \end{cases} \quad (135)$$

Størrelsen r_{sulf} er forholdet mellom spesifikk nedbrytningsrate for sulfatreduksjon og for aerob nedbrytning. Formen på oksygenavhengigheten innebærer at det ikke skjer noen sulfat-reduksjon dersom effektiv oksygenkonsentrasjon overstiger en gitt grense $Ox_{s,lim}$, mens den begynner gradvis ved lavere konsentrasjoner, og når 50% av full rate når $Ox_{eff} = Ox_{s,lim} - Ox_{s,sat}$. Formen på funksjonen justeres med eksponenten α_s .

Oksygen i vannet har altså dobbelt reduserende virkning på sulfatreduksjon, delvis vil det redusere mengden tilgjengelig organisk stoff for denne reaksjonen, og delvis hemme muligheten for sulfatreduksjon i dette organiske stoffet. Tankegangen er at selv om lave oksygenkonsentrasjoner i vannet kan gi anoksiske soner, så er det ikke noe stabilt anoksiske miljø for alt organisk stoff innenfor modell-laget før oksygenet er helt borte også fra vannet, og eventuell inntrengning av oksygen kan nøytraliseres av en viss mengde H_2S .

Også her brukes samme modell både for partikler i de frie vannmasser og for materiale på/i bunn-sediment, men med konsentrasjon av oksygen omregnet med faktoren K_{sed} i det siste tilfelle. Med $K_{sed} < 1$ medfører det at sulfatreduksjonen kommer tidligere igang for nedbrytning på bunn enn for partikler i vann.

Omfanget av nedbrytning ved sulfatreduksjon er også pr. definisjon av koeffisienten f_s i ligning (113) gitt ved ligningen

$$R_{sulf} = f_{sulf} \cdot R_{C,max} \quad (136)$$

Ved å kombinere de to ligningene for R_{sulf} får vi følgende uttrykk for f_{sulf} :

$$f_{sulf} = u_{sulf} - w_{sulf} \cdot f_{denitr} \quad (137)$$

hvor

$$u_{sulf} = \frac{R_{anox}}{R_{C,max}} \cdot \theta_s(Ox_{eff}) \quad ; \quad w_{sulf} = \frac{\theta_s(Ox_{eff})}{r_{denitr}} \quad (138)$$

er dimensjonsløse koeffisienter. På grunn av at vi alltid har $f_{denitr} < r_{denitr}R_{anox}/R_{C,max}$ vil vi alltid ha $f_{sulf} \geq 0$.

13.5.4.7. Fordeling av anaerob nedbrytning mellom denitrifisering og sulfatreduksjon

De to ubestemte koeffisientene f_{denitr} og f_{sulf} er nå forbundet gjennom de to ligningene (131) og (137) hvor alle andre størrelser lar seg beregne direkte. Dersom det i det hele tatt er nedbrytbart organisk stoff tilstede, er alle disse størrelsene veldefinert med endelige verdier ≥ 0 . Hvordan de ukjente f_{denitr} og f_{sulf} blir beregnet er skissert nedenfor. De matematiske detaljene for beregning av disse alternativene er gitt i appendiks 3.

- Hvis $Q_{N,max}=0$ er også $k_{denitr}=0$ og $Q_{N,ext}=0$ i ligning (131). Det blir da ingen denitrifisering i det hele tatt, dvs. løsningen er $f_{denitr}=0$, og ligning (137) gir da $f_{sulf}=u_{sulf}=0$. Det siste følger av at $Q_{N,max}=0$ bare dersom $R_{anox}=0$. Løsningen følger direkte av forutsetningene også dersom $Q_{D,ox} \rightarrow 0$ og $h \rightarrow 0$, selv om ligning (131) da ikke lenger er gyldig. Løsningen tilsvarer ren aerob nedbrytning for alt organisk materiale, og vil bare realiseres dersom det innføres ligninger for $f_{ox,f}$ eller $f_{ox,b}$ som kan gi verdier $=1$. Det er ikke tilfelle slik modellen er satt opp nå, men alternativet er likevel tatt med for fullstendighetens skyld.
- Hvis $Q_{N,max}>0$ og $h=0$ skjer det ingen lokal nitrifisering av ammonium som er frigjort ved denitrifikasjon eller sulfatreduksjon. Slik modellen er satt opp nå krever det at det ikke er noen oksisk sone, dvs. at det ikke foregår noen aerob nedbrytning. Denitrifiseringskoeffisienten f_{denitr} kan isåfall beregnes direkte av ligning (131) og verdien på f_{sulf} bestemmes deretter ut fra ligning (137). Slik modellen nå er formulert vil $h=0$ også medføre at $Q_{D,ox}=0$, det vil si at denitrifisering bare skjer ved nitrat fra vannmassene, men løsningen gjelder uavhengig av dette.
- Hvis ingen av disse betingelsene er oppfylt, dvs. at det foregår aerob nedbrytning samtidig med denitrifisering, kan ligning (131) og (137) kombineres til en annengradslikning for den ukjente $x = h \cdot \left[(1 - F_{d,NH_3}) \cdot f_{denitr} + f_{sulf} \right]$.

Det gir i første omgang en løsning $x \geq 0$, som er gyldig hvis den fører til at $f_{sulf} > 0$. Denne situasjonen innebærer at fordelingen mellom denitrifisering og sulfatreduksjon tilpasser seg gjensidig til hverandre, ved at denitrifiseringen begrenser sulfatreduksjonen, samtidig som frigjort nitrogen fra denitrifisering og sulfatreduksjon virker tilbake på denitrifiseringen.

Hvis det ikke fører frem er $f_{sulf}=0$, og ligning (131) blir da en 2.gradslikning for f_{denitr} som alltid vil gi en brukbar løsning. Denne situasjonen betyr at denitrifiseringen akselererer seg selv at frigjort nitrogen bidrar med nitrat til denitrifiseringen, og at dette er tilstrekkelig til å undertrykke all sulfatreduksjon.

13.6. Nitrifisering av fritt ammonium i vannmassene

I avsnittene ovenfor er det satt opp de ligninger modellen inneholder for hvor mye av det nitrogenet som remineraliseres som blir omdannet til nitrat helt lokalt, dvs. innenfor partikler

eller sediment, uten å ha vært ute i de frie vannmasser. Det er også lagt inn i modellen en mulighet for at endel av det nitrogenet som frigjøres ved denitrifisering kan bli denitrifisert direkte. Likevel kan endel nitrogen bli frigjort til vannmassene som ammonium. I tillegg til dette vil ammonium bli tilført fra land, eller som resultat av ekskresjon fra beitende organismer. Resultatet er at det også i oksiske vannmasser kan finnes betydelige mengder ammonium. Også blandingen mellom oksiske og anoksiske vannmasser bidrar til det.

Slikt ammonium vil også etterhvert bli nitrifisert, og det er lagt inn i modellen som en spesiell mekanisme, uavhengig av nedbrytning av organisk stoff. Nitrifiseringen antas å være en funksjon dels av temperaturen i vannet, etter samme funksjon som nedbrytningsprosessene, og delvis en funksjon av oksygenkonsentrasjonen i vannet. Nitrifiseringen bli håndtert i differensialligningen for nitrat i vannmassene på følgende måte:

$$\frac{d[\text{NH}_4^+]}{dt} = \dots + r_{\text{Nitr}} f_T \cdot [\text{NH}_4^+] \cdot \frac{[\text{O}_2]}{K_{\text{Ox,Nitr}} + [\text{O}_2]} \quad (139)$$

hvor "..." markerer at transport, tilførsler og andre omsetningsledd også er med i den fullstendige ligningen. I nitrifiseringsleddet er r_{Nitr} maksimal spesifikk rate (dag^{-1}) ved 20°C og rikelig med oksygen, f_T er den vanlige funksjonen for temperaturavhengighet gitt i kap. 13.5.1. og $K_{\text{Ox,Nitr}}$ er halvmetningskonsentrasjonen for oksygen i forhold til denne prosessen. I de modellkjøringene som er gjort er det valgt å operere med rater r_{Nitr} på $0.02 - 0.05 \text{ dag}^{-1}$ ut fra hva som gir rimelige NH_4^+ -konsentrasjoner i simuleringene. Idéelt sett burde nitrifiseringen antagelig vært sett som et ledd i bakterielle prosesser, dette må bare ses som en grov første utgave av en modellbeskrivelse.

13.7. Samlet netto oksygen-forbruk pga. nedbrytning

Alle nedbrytningsreaksjonene samlet vil gi en brutto remineralisering av organisk bundet nitrogen gitt ved ligningen:

$$R_N = (f_{\text{ox}} + f_{\text{denitr}} + f_{\text{sulf}}) \cdot f_{\text{N:C}} \cdot (N/C) R_{\text{C,max}} \quad (140)$$

Av dette vil en del $Q_{\text{Nitr,ox}} + Q_{\text{Nitr,anox}}$ definert av ligning (125) og (128) bli nitrifisert, mens resten enten blir denitrifisert direkte ved reduksjon av nitrat (reaksjon IV, side 79), eller frigjort som ammonium. Nitrifiseringen forbruker fritt oksygen, og samlet forbruk av fritt oksygen pr. volum eller bunnareal pga. nedbrytningsprosesser er derfor:

$$R_{\text{Ox}} = \gamma_{\text{ox:C}} (f_{\text{ox}} + f_{\text{sulf}}) R_{\text{C,max}} + \gamma_{\text{ox:N}} \cdot (Q_{\text{Nitr,ox}} + Q_{\text{Nitr,anox}}) \quad (141)$$

Dette omfatter reelt forbruk av oksygen i aerob nedbryting, utvikling av oksyngjeld ved sulfatreduksjon, og forbruket ved lokal nitrifisering av frigjort ammonium i direkte tilknytning til nedbrytning. Nitrifisering av fritt ammonium i vannmassene vil selvsagt inngå i massebalansen for oksygen med et tilsvarende ledd. I denne ligningen er:

$$\gamma_{\text{ox:C}} = \text{O}_2\text{:C-forhold ved aerob nedbrytning av organisk karbon (kan variere).}$$

$$\gamma_{\text{ox:N}} = \text{O}_2\text{:N-forhold ved nitrifisering av ammonium (antas som en fast konstant).}$$

For nedbrytning på bunnen vil ikke hele oksygenforbruket påvirke vannmassene med en gang. Noe av bidraget fra sulfatreduksjonen kan i stedet lagres i sedimentene som beskrevet nedenfor i kap. 13.9. og bare langsomt lekke ut i vannmassene.

13.8. Korreksjon i massebalansen i startfasen av en simulering.

Utveksling mellom vannmasser og organisk materiale på bunnen eller i sediment må ventes å foregå med tildels ganske store tidskonstanter, kanskje flere år, dvs. at det kan ta lang tid før det innstilles likevekt mellom akkumulering av nytt sediment, overdekning av gammelt sediment og nedbryting/ utlekking tilbake til vannmassen. En simulering starter med "tomt" sediment, dvs. med mengde organisk stoff pr. flateenhet satt til 0, og må kanskje kjøres i flere år før mengdene $eSED$, ($e=N, P, Si$ eller R) har bygd seg opp slik at vekselvirkningen mellom vann og sediment blir riktig.

For å hjelpe modellen igang i startfasen av en simulering er det derfor lagt inn en korreksjonsmekanisme. Korreksjonen består i at modellen på et hvert tidspunkt i simuleringen bruker nedbrytningsforløpet så langt til å beregne en korrigert verdi for forbruk og frigjøring av uorganiske komponenter, under hensyntagen til hvor mye som må antas å være igjen av organisk stoff fra før simuleringen begynte. Hensikten er å hjelpe simuleringen til å gir et realistisk forløp noe raskere enn den ellers ville gjort. Detaljene er beskrevet i appendiks 1.

Korreksjonen påvirker massebalansen av de uorganiske reaktanter (oksygen og nitrat) og reaksjonsprodukter (oksygengjeld, nitrat, ammonium og fosfat) som inngår i nedbrytningen, det tas inn i massebalansen som import/eksport-ledd.

Korreksjonen gjelder bare nedbrytning av materiale på bunnen. Dødt organisk stoff i vannmassene er ferskere og vil bli raskere nedbrutt, og dessuten bli overført til bunnmateriale forholdsvis fort.

13.9. Utfelling og utløsning av sulfid i sedimentene

Data fra sedimentene i Bunnefjorden viser at det i bassenger som periodevis er anoksiske og har utvikling av H_2S i vannmassene, kan finnes vesentlige mengder sulfid som er felt ut i sedimentet, og at den utfelte mengden kan øke sterkt i løpet av et år. Det ser ut til å gjelde selv på tidspunkter hvor det har vært oksygen i vannet i flere år (Egeberg 1983). Det ser ut til å henge sammen med økte mengder jern i sedimentene. Det kan tolkes som at det i anoksiske vann skjer utfelling av jernsulfid som løses igjen forholdsvis langsomt når det igjen blir oksiske forhold.

I modellen inngår sulfid i vannmassene bare som oksyngjeld, og jern inngår ikke eksplisitt. Bufring av metallsulfid i sedimentene beskrives bare som lagring av oksyngjeld, som starter når det blir netto oksyngjeld i vannet, og med en langsom frigjøring av den lagrede oksyngjelden til vannmassene når det igjen blir oksiske forhold. Hensikten er å få med effekten av en overgang mellom treverdige jern som felles ut som jernhydroksid under oksiske forhold til toverdige jern felt ut som sulfid under anoksiske forhold. Matematisk er det beskrevet meget enkelt. Lagret oksyngjeld pr. bunnareal $ASED$ styres av følgende differensialligning:

$$\frac{d ASE D}{dt} = +f_{sulf} R_{C,max} \gamma_{Ox:C} - b \cdot r_{b,SP} \cdot ASE D - U_{ASE D} \quad (142)$$

Det første leddet på høyre side i denne ligningen er utviklet oksyngjeld pr. areal og tid pga. nedbrytning med sulfatreduksjon.

Det andre leddet gir virkningen av overdekning med nytt sediment, som kan gjøre eldre avsatte sulfider i praksis utilgjengelig for det systemet vi beskriver i modellen. Her brukes den samme overdekningsraten som for organisk materiale, men det er anledning til å justere den med en faktor $r_{b,SP}$ ut fra at kjemisk utfelte forbindelser kan være tilgjengelige ned til større dyp ved skiftninger mellom oksiske og anoksiske forhold. Den samme faktoren brukes både for sulfid og for fosfat, se kap.13.10. nedenfor. I utgangspunktet er $r_{b,SP}$ satt =1.

Det tredje og siste leddet U_{ASED} er en transport av oksyngjeld pr. areal og tid, og gir tilførsler av hydrogensulfid til vannmassene fra nedbrytning på bunnen. Leddet gjenfinnes som et tilførselsledd i massebalansen for oksygen i vannet, regnet om til virkning pr. vannvolum. Denne transporten er definert som en langsom utlekking av den oksyngjelden som er lagret i sedimentet. I denne sammenhengen brukes en effektiv oksyngjeld $ASED^*$ definert i forhold til en tilstand uten sulfid avsatt i sedimentet og med samme oksygenkonsentrasjon i porevann og sediment. Det er uttrykt ved å addere til oksyngjelden et ledd proporsjonalt med oksygenkonsentrasjonen i vannet, multiplisert med en valgt konstant $K_{A_{sed,ox}}$:

$$ASED^* = ASED + K_{A_{sed,ox}} \cdot [O_2] \quad (143)$$

Utlekking av lagret oksyngjelden er gitt som funksjon av $ASED^*$ ved ligningen:

$$U_{ASED} = \begin{cases} u_{A_{sed,1}} \cdot ASED^* & \text{for } ASED^* \leq ASED_{max} \\ u_{A_{sed,1}} \cdot ASED_{max} + u_{A_{sed,2}} \cdot (ASED^* - ASED_{max}) & \text{for } ASED^* > ASED_{max} \end{cases} \quad (144)$$

I denne ligningen er det brukt to forskjellige spesifikke utlekkingsrater for oksyngjeld under og over en terskelverdi $ASED_{max}$. Tankegangen bak denne ligningen er at det opp til denne grensen bare skjer en langsom utlekking fordi en stor del av det sulfidet som utvikles blir bundet i sedimentet som jernsulfid og mangansulfid, i sammenheng med at jern og mangan reduseres. Når tilgjengelige mengder jern- og mangan-oksider er brukt opp, må det forventes at en mye større del av det sulfidet som utvikles blir frigjort til vannmassene, og den overskytende delen vil derfor lekke ut raskere. Terskelverdien $ASED_{max}$ skal da være et mål på tilgjengelige mengder metalloksider og deres evne til å binde sulfid. De spesifikke utlekkingsratene må velges slik at $u_{A_{sed,1}} < u_{A_{sed,2}}$ for å få et slikt forløp.

Denne lagrings- og utlekkingsmekanismen berører bare den del av sulfatreduksjonen som foregår på og i bunnsedimenter, mens sulfid utviklet i vannmassene vil frigjøres direkte som oksyngjeld til vannet. Mekanismen kan likevel ha stor betydning for å modellere omslagsfasen fra oksiske til anoksiske forhold, som i Bunnefjorden ser ut til å skje over et lengre tidsrom med oppbygging av sulfid i sediment, uten særlig reduksjon av oksygenkonsentrasjoner i vannet, inntil en i løpet av forholdsvis kort tid får frigjort sulfid til vannet. I modellformuleringen av sulfatreduksjon ligger det at denne reaksjonen kan starte i sedimentet ved høyere oksygenkonsentrasjoner i vannet, enn sulfidutvikling direkte i vannet. Det er derfor først og fremst nedbrytningen i sedimentene som styrer omslaget til anoksiske vannmasser.

Størrelsen på $r_{b,SP}$ og $ASED_{max}$ må ses i sammenheng. Dersom det er konstant anoksiske forhold er det produktet $r_{b,SP} \cdot ASED_{max}$ som er dimensjonerende for hvor mye sulfid som bindes permanent til sedimentet i modellen, og forsvinner ut av massebalansen ved at det dekkes over av nytt sediment. Ved omslag til oksiske forhold er det $ASED_{max}$ og $u_{A_{sed,i}}$, $i=1,2$ som bestemmer hvor mye av det bundne sulfidet som vil kunne løses fra sedimentet, og hvor raskt det skjer. En tilsvarende betraktning gjør seg gjeldende for fosfat, som felles ut i

sedimentene under oksiske forhold, og løses ut når sedimentet blir anoksisk. Som nevnt brukes da samme faktor $r_{b,SP}$ for å korrigere overdekningsraten eller forsvinningsraten. Dette er beskrevet nedenfor i kap. 13.10.

13.10. Binding og utløsning av fosfor i sedimentene

Det er kjent at fosfor binder seg til jernhydroksid-partikler, som er stabile og tungt løselige i oksiske vannmasser. I modellen er det derfor antatt at fosfor kan felles ut med slike partikler fra oksisk vann, og at jernhydroksid kan binde frigjort fosfor i oksiske sedimenter. Ved overgang til anoksiske vannmasser og sedimenter med sulfidutvikling kan det antas at jernet omdannes fra treverdig til toverdig som i første omgang løses i vann. Det vil samtidig gi utløsning av fosfat til vannmassene.

Jern inngår ikke direkte i modellen, men det er lagt inn noen enkle mekanismer som skal kunne gi noe av den beskrevne effekten for fosfor på samme måte som det ble beskrevet for sulfid ovenfor.

I oksiske vannmasser regnes det med at løst fosfat synker ut med en rate gitt ved:

$$PP = \min \left\{ PP_{a,\max} , [PO_4] \cdot PP_{r,\max} \cdot \min \left(1 , \left(\frac{[O_2]}{Ox_{PP,\max}} \right)^{\alpha_{PP}} \right) \right\} \quad (145)$$

Størrelsen PP er her mengde fosfor som feller ut gjennom en horisontal flate pr. areal pr. tid. Ligningen er satt opp helt på *ad hoc* basis uten noe mer enn en kvalitativ begrunnelse, og må helt og holdent justeres ut fra modellresultatene. Utfellingen er begrenset av en maksimal absolutt rate $PP_{a,\max}$ og en maksimal relativ rate, $PP_{r,\max}$ gitt som midlere synkehastighet (avstand/tid) for konsentrasjonen av løst fosfat. For synkende oksygenkonsentrasjoner $[O_2] < Ox_{PP}$ vil utfellingen reduseres, med et forløp som avhenger av eksponenten α_{PP} .

Denne utsynkingen er inkludert i massebalansen for fosfor ved at en fluks $PP_i \cdot A_{i+}$ overføres til fra lag i til laget under, med A_{i+} = horisontalt areal i underkant av laget, og ved at PP gir et positivt bidrag til en mengde uorganisk fosfat som er lagret i sedimentet, og som er nærmere omtalt nedenfor. Det som synker ut til neste vannlag gir et tilskudd til konsentrasjonen av løst fosfat der, og kan i neste omgang bidra til å øke utfellingen derfra.

Uorganisk fosfat lagret i sedimentet er definert som en tilstandsvariabel i modellen, dvs. som konsentrasjon pr. bunnareal. Denne variabelen er både her og i EDB-programmet kalt $PADS$, (P adsorbent) og må oppfattes som en indeksert verditabell med en verdi pr. modell-lag på samme måte som konsentrasjonen av organisk bundet fosfat $PSED$.

Tidsutviklingen i $PADS$ for et lag er gitt ved følgende differensialligning:

$$\frac{d PADS}{dt} = PP - b \cdot r_{b,SP} \cdot PADS + r_{PADS} \cdot R_{PSED} - U_{PADS} \quad (146)$$

Her er det første leddet gitt av ligning (145) som det som felles ut fra vannmassene pr. areal.

Det andre leddet er det som forsvinner ned i sedimentene pga. overdekking, her er b den samme relative overdekningsrate som er brukt ellers for partikulært materiale på bunnen (tid^{-1}) og $r_{b,SP}$ er en justeringsfaktor for overdekning av utfelt fosfat (Samme faktor som for sulfid, se foran i kap. 13.9.). Justeringsfaktoren kan tenkes å være mindre enn 1 fordi fosfat og

sulfid er løselig dersom de kjemiske forholdene endrer seg, slik at en kan få utløsning fra større dyp i sedimentet, enn når det gjelder mobilisering av organisk stoff.

Det tredje leddet angir hvor mye fosfat som blir holdt igjen i sedimentet av det som blir remineralisert der. R_{PSED} er total mengde remineralisert fosfat pr. areal og tid summert over alle typer reaksjoner, gitt ifølge ligning (96) side 69 som

$$R_{PSED} = \left(f_{P.C} \frac{PSED}{CSED} f_{CSED} \cdot RSED \right) \quad (147)$$

og r_{PADS} er den andelen av dette som blir holdt igjen i sedimentet.

Det siste leddet U_{PADS} er utlekkingen av fosfat fra sedimentene. Leddet gjenfinnes som et tilførselsledd i massebalansen for fosfat i vann, regnet om til virkning pr. vannvolum.

Både r_{PADS} og U_{PADS} er funksjoner av hvor mye fosfat $PADS$ som allerede er lagret, sett i forhold til hvor stor oksyngjeld $ASED$ som er lagret i sedimentene. Lagret oksyngjeld antas å være felt ut hovedsakelig som jern- eller mangan-sulfid som beskrevet i forrige avsnitt.

Både tilbakeholdelse og utlekking av fosfat antas å være funksjoner av en grense $PADS_{lim}$ for lagret mengde fosfat. $PADS_{lim}$ kan betraktes som en slags likevektsverdi, og er definert som lineær funksjon av hvor mye oksyngjeld $ASED$ som er lagret i sedimentet.

$$PADS_{lim} = PAD_{max} \cdot \left\{ \begin{array}{ll} 1 & \text{for } ASED \leq 0 \\ 1 - \frac{ASED}{ASED_p} & \text{for } 0 < ASED < ASED_p \\ 0 & \text{for } ASED \geq ASED_p \end{array} \right\} \quad (148)$$

Her er PAD_{max} en absolutt øvre grense for fosfatlagring i oksisk sediment, og $ASED_p$ er en valgt størrelse for den oksyngjeld hvor all lagring av fosfat opphører. Dersom det er lagret større mengder fosfat enn det som gis av $PADS_{lim}$ vil det skje en utlekking:

$$U_{PADS} = \begin{cases} 0 & \text{for } PADS \leq PADS_{lim} \\ u_{PADS} \cdot (PADS - PADS_{lim}) & \text{for } PADS > PADS_{lim} \end{cases} \quad (149)$$

Dersom det er ledig lagringskapasitet i forhold til denne grensen vil en andel av utskilt fosfat bli holdt igjen, proporsjonalt med hvor mye som gjenstår til grensen er nådd:

$$r_{PADS} = \begin{cases} r_{P,max} \cdot (1 - PADS/PADS_{lim}) & \text{for } PADS \leq PADS_{lim} \\ 0 & \text{for } PADS > PADS_{lim} \end{cases} \quad (150)$$

LITTERATUR

- Aruga, Y. (1965a): Ecological studies of photosynthesis and matter production of phytoplankton. I. Seasonal changes in photosynthesis of natural phytoplankton. *Bot. Mag., Tokyo*, 78, 280-288.
- Aruga, Y. (1965b): Ecological studies of photosynthesis and matter production of phytoplankton. II. Photosynthesis of algae in relation to light intensity and temperature. *Bot. Mag. Tokyo*, 78, 360-365
- Bannister, T.T. (1979): Quantitative description of steady state, nutrient-saturated algal growth, including adaption. *Limnol. Oceanogr.*, 24, 79-96
- Bjerkeng, B., Baalsrud, K., Berge, J.A. og Magnusson, J. 1987: Utvikling av eutrofimodell for Indre Oslofjord. *Programforslag. 3.7.1987. 18 sider.*
- Bjerkeng, B., Baalsrud, K., Berge, J.A. og Magnusson, J. 1988: Eutrofimodell for Indre Oslofjord. *Forprosjektrapport. O-88131, NIVA-rapport lnr. 2143, juli 1988. 31 sider.*
- Bolin, B. & Cook, R. B. (ed.) 1983: The Major Biochemical Cycles and their interactions. *Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE) report 21, Wiley & Sons.*
- Bunker, A.F. (1976): Computations of Surface Energy Flux and Annual Air-Sea Interaction Cycles of the North Atlantic Ocean. *Monthly Weather Review*, 104, 1122-1140.
- Christensen, P.B., Nielsen, L.P., Revsbech, N.P. og Sørensen, J. (1989): Microzonation of Denitrification Activity in Stream Sediments as Studied with a Combined Oxygen and Nitrous Oxide Microsensor. *Appl. and Env. Microbiol.* 55(5), 1234-1241
- Droop, M.R. (1968): Vitamin B12 and Marine Ecology. IV. The kinetics of uptake, growth and inhibition in *Monochrysis Lutheri*. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 48, 689-733.
- Droop, M.R. (1974): The nutrient status of algal cells in continuous culture. *J. mar. biol. Ass. U.K.* 54, 825-855.
- Droop, M.R. (1975): The nutrient status of algal cells in batch culture. *J. mar. biol. Ass. U.K.* 55, 541-555.
- Egeberg, P.K. (1983): A geochemical survey of sediments and pore waters from the inner Oslofjord. *Cand. real. thesis, Inst. of Marine Biology and Limnology, Dept. of Marine Zoology and Marine Chemistry. University of Oslo.*
- Eppley, R.W. (1972): Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. Bull.*, 70, 1063-1070.
- Fan, L. N. og Brooks, N. H. (1969): Numerical solutions of turbulent buoyant jet problems. *Report No. KH-R-18, January 69, California Institute of Technology.*
- Fischer, H.B., List, E.J., Koh, R.C.Y., Imberger, J. & Brooks, N.H. (1979): Mixing in Inland and Coastal Waters. *Academic Press.*
- Walton Smith, F.G. & Kalber, F.A. (1974), ed: Handbook of Marine Science, volume II. *CRC Press.*

Haugen, J-E, & Lichtentaler, R. (1991): Amino acid diagenesis, organic carbon and nitrogen mineralization in surface sediments from the inner Oslofjord, Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 55, 1649-1661.

Johannesen, O.M. (1968): Some current measurements in the Drøbak sound, the narrow entrance to the Oslofjord. *Hvalrådets skrifter: Scientific Results of Marine Biological Research. Utgitt av Det Norske Videnskaps-akademi i Oslo på Universitetsforlaget, 1968.*

Jørgensen, B. B. (1983): Processes at the Sediment-Water Interface. Pp. 477-515 i "The Major Biogeochemical Cycles and their Interactions" i (Bolin, & Cook, 1983).

Kirkerud, L. og Bjerkeng, B. (1994): Eutrofimodell for indre Oslofjord, Rapport 6: Filtrering og vekst hos blåskjell som funksjon av miljøforhold. Feltundersøkelse og litteraturstudium som grunnlag for delmodell for blåskjell. *Norsk institutt for vannforskning O-90188. In prep.*

Kullenberg, G. (1968): Measurements of horizontal and vertical diffusion in coastal waters. *Rapport nr. 3, 1968. Københavns univ., Inst. for fysisk oceanografi.*

Lancelot, W.A. and Billen, G. (1985): Carbon-nitrogen relationships in nutrient metabolism of coastal marine ecosystems. In: *Advances in Aquatic Microbiology*, ed.: Jannash, H.W & Williams, P.J.LeB., Volume 3., p.263-321. *Academic Press.*

Laws, E.A og Bannister, T.T. (1980): Nutrient- and light-limited growth of *Thalassiosira fluviatilis* in continuous culture, with implications for phytoplankton growth in the ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 25(3) 457-473.

Magnusson, J., Næs, K. og Andersen, T. (1988): Overvåkning av forurensingsingssituasjonen i Indre Oslofjord 1987. (Overvåkningsrapport nr. 323/88) *Norsk institutt for vannforskning*, rapport lnr. 2141, 62 sider.

Malone, T.C og Ducklow, H.W. (1990): Microbial biomass in the coastal plume of Chesapeake Bay: Phytoplankton-bacterioplankton relationships. *Limnol. Oceanogr.* 35(2),296-312

Middelburg, J.J. (1989): A simple rate model for organic matter decomposition in marine sediments. *Geochimica at Cosmochimica Acta*, 53, 1577-1581.

Middelburg, J. J. (1992): Organic Matter Decomposition in the Marine Environment. Pp 493-499 i "Encyclopedia of Earth System Science", Volume 3, *Academic Press Inc.*

Nielsen, L. P., Christensen, P. B., Revsbech, N. P., og Sørensen, J. (1990): Denitrification and Oxygen Respiration in Biofilms Studied with a Microsensor for Nitrous Oxide and Oxygen. *Microbial Ecology*, Vol. 19, No. 1, 63-72.

Nygaard, K. (1991): Bacterivory and the microbial loop. Dr.grads-avhandling, Universitetet i Bergen, Institutt for mikrobiologi og plantefysiologi.

Næs, K. (1984): Basisundersøkelse i Drammensfjorden 1982/83. Delrapport: Sedimenter. *Norsk institutt for vannforskning*, rapport nr. 1664, 28 sider.

Paasche, E. (1973): Silicon and the ecology of marine plankton diatoms. I. *Thalassiosira pseudonana* (*Cyclotella nana*) grown in a chemostat with silicate as limiting nutrient. *Mar. Biol.*, 19, 117-126.

- Post, A.F., Dubinsky, Z., Wyman, K. og Falkowski, P.G. (1984): Kinetics of light-intensity adaption in a marine planktonic diatom. *Mar. Biol.*, 83, 231-238.
- Riebesell, U. (1989): Comparison of sinking and sedimentation rate measurements in a diatom winter/spring bloom. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 54: 109-118
- Sakshaug, E., Demers, S. og Yentsch, C.M. (1987): *Thalassia oceanica* and *T.pseudonana*: two different photo-aptional responses. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 41, 275-282.
- Samuelson, M.O. (1986): Dissimilatory nitrate reduction in the marine environment. Dr.grads-avhandling. Universitetet i Gøteborg, Institutt for Marin Mikrobiologi.
- Smith, S.D. (1980): Wind Stress and Heat Flux over the Ocean in Gale Force Winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 709-726.
- Stigebrandt, A. (1976): Vertical Diffusion Driven by Internal Waves in a Sill Fjord. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 486-495.
- Stigebrandt, A. (1977): On the Effect of Barotropic Current Fluctuations on the Two-Layer Transport Capacity of a Constriction. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 8-12.
- Stigebrandt, A. (1979): Observational Evidence for Vertical Diffusion Driven by Internal Waves of Tidal Origin in the Oslofjord. *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 435-441.
- Stigebrandt, A. (1985): A Model for the Seasonal Pycnocline in Rotating Systems with Application to the Baltic Proper. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1392-1404
- Stigebrandt, A. (1987): A Model for the Vertical Circulation of the Baltic Deep water. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 1772-1785.
- Stigebrandt, A. og Aure, J. (1989): Vertical Mixing in Basin Waters in Fjords. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 917-926.
- Stumm, W. & Morgan, J.J (1981): Aquatic chemistry. John Wiley & Sons, Inc.
- Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C. & Skei, J.M. (1986): Fjords. Processes and Products. *Springer-Verlag*. 379 sider.
- Sørensen, K., Gilstad, M., Danielsen, M, Andersen, H.B., Skeie, G.M. og Albert, O.T. (1984): Døgnundersøkelse av en del marinbiologiske parametre på en stasjon i Bunnefjorden, samt en sammenligning med forholdene på en stasjon i Vestfjorden. *Rapport fra hovedfagskurs BM301 26/4-10/5 1984. Universitet i Oslo.*
- Val Klump, J. og Martens, C. S. (1989): The seasonality of nutrient regeneration in an organic-rich coastal sediment: Kinetic modeling og changing pore-water nutrient and sulfate distributions. *Limnol. Oceanogr.* 34(3), 559-577
- Zehr, J.P., Falkowski, P.G., Fowler, J. og Capone, D.G. (1988): Coupling between ammonium uptake and incorporation in a marine diatom: Experiments with the short-lived radioisotope ¹³N. *Limnol. Oceanogr.*, 44(4, part 1), 518-527.
- Westrich og Berner (1984): The role of sedimentary organic matter in bcaterial sulfate reduction: The G model tested. *Limnol. Oceanogr.*, 29(2), 236-249.

Appendiks 1. Korreksjon av akkumulert organisk stoff på bunn i startfasen av en simulering

Utveksling mellom vannmasser og bunnsediment må ventes å foregå med tildels ganske store tidskonstanter, dvs. at det tar lang tid før det innstilles likevekt mellom akkumulering av nytt sediment, overdekning av gammelt sediment og nedbryting/utlekking tilbake til vannmassen. Det er derfor lagt inn spesielle korreksjonsmekanismer for å hjelpe modellen igang i startfasen av en simulering. Uten slike mekanismer måtte en simulering startet med "tomt" sediment, dvs. med mengde organisk stoff pr. flateenhet satt til 0, og måtte kjøres i flere år før mengdene $eSED$, ($e=N, P, Si$ eller R) hadde bygd seg opp slik at vekselvirkningen mellom vann og sediment ble riktig.

Under simuleringen beregnes innholdet av organisk stoff på bunnen som akkumulert mengde siden simuleringen startet. Vi lar nå $S(t)$ betegne en hvilken som helst av mengdene $eSED$ som funksjon av t . Denne variabelen har startverdi $S(0)=0$, og endringen pr. tidsenhet omfatter virkningen av tilførsel og tapsledd:

$$\frac{dS(t)}{dt} = q(t) - r(t, \dots) \cdot S(t) \quad (151)$$

I denne ligningen er q tilførsler, mens r en spesifikk tapsrate som omfatter både at innholdet brytes ned og tilbakeføres til vannmassene, og at det forsvinner fra systemet ved overdekning med nytt sediment. Det er antydning i ligningen over at denne tapsraten kan variere over tid eller med andre forhold, men det antas at den for dette formålet er uavhengig av gjenværende mengde. Vi tenker oss nå at vi beskriver et helt konkret tidsforløp. Selv om r funksjonelt avhenger av S kan de variasjoner det gir for et konkret tidsforløp ses som en funksjon av tid. Hvor godt korreksjonsmekanismen vil virke avhenger av hvor overførbart dette er mellom ulike perioder.

Ligningen kan også skrives som integral-ligning:

$$S(t) = \int_0^t [q(\tau) - r(\tau, \dots) \cdot S(\tau)] d\tau \quad (152)$$

Korreksjonsmekanismen består nå i at sedimentene ved starten av simulering antas å ha inneholdt en viss mengde av de forskjellige komponentene som inngår. Foreløpig må vi betrakte denne mengden som en ukjent, og vi tenker oss derfor definert en dynamisk størrelse X , som ved start av simuleringen har en eller annen verdi som tilsvarende innholdet i sedimentet, og senere under simuleringsforløpet har en synkende verdi $X(t)$ som er den del av startmengden $X(0)$ som er igjen i systemet. Analysen nedenfor tar sikte på å bruke verdier fra starten av simuleringsforløpet til å anslå en startmengde, slik at vi kan korrigere for dette og derved oppnå et realistisk forløp noe tidligere i simuleringen. Det kan ha en praktisk verdi ved at det tillater utprøving av modellen med kortere simuleringstidsrom enn ellers.

Det antas at mengden $X(t)$ brytes ned med samme spesifikke rate som $S(t)$, men det er pr. definisjon av X ingen tilførsler. Differensialligningen for $X(t)$ blir:

$$\frac{dX(t)}{dt} = -r(t, \dots) \cdot X(t) \quad (153)$$

som har løsningen:

$$X(t) = X(0) \cdot \exp\left(-\int_0^t r(\tau, \dots) d\tau\right) \quad (154)$$

Den totale mengden i sedimentet blir da:

$$\begin{aligned} M(t) &= S(t) + X(t) \\ &= S(t) + X(0) \cdot \exp\left(-\int_0^t r(\tau, \dots) d\tau\right) \end{aligned} \quad (155)$$

Under forutsetning av at tilførsler og nedbrytning følger samme variasjonsmønster fra år til år og har omtrent det samme gjennomsnitt, kan en anta at $M(t)$ vil være omtrent lik den ukjente $X(0)$, dvs. vi har:

$$M(t) = S(t) + M(t) \cdot \exp\left(-\int_0^t r(\tau, \dots) d\tau\right) \quad (156)$$

hvor X_0 nå er den ukjent mengden ved tid $t_0=0$. Ligningen over gir mulighet til å estimere den totale korrigerede mengden:

$$M(t) = \frac{S(t)}{1-x} \quad \text{hvor} \quad x = \exp\left(-\int_0^t r(\tau, \dots) d\tau\right) \quad (157)$$

Korreksjonen vil bare være god for tider t som er endel større enn perioden for variasjon i ratene q og r . For små t vil $x \rightarrow 1$, og for å hindre divergens blir uttrykket skjønnsmessig modifisert til:

$$M(t) = \frac{S(t)}{1-x \cdot (1-0.2x)} \quad (158)$$

slik at korreksjonsfaktoren aldri blir >5 , selv for små tider t .

I eutfimodellen beregnes $x(t)$ ut fra nedbrytningsratene for organisk karbon. For de andre stoffene kan korreksjonsfaktoren regnes om ved å utnytte antagelsen om et konstant relativt forhold $f_{e:C}$ mellom spesifikk rate for stoff e og karbon:

$$x_e = x^{f_{e:C}} \quad (159)$$

I modellen er det lagt inn en justerbar koeffisient som gjør at brukeren kan skru denne mekanismen av og på.

Appendiks 2. Modell for å beskrive varierende nedbrytbarhet av organisk stoff.

I kap. 13.2. ble det presentert en matematisk modell som er brukt til å beskrive nedbrytningen av organisk stoff som er sammensatt av et spektrum av forskjellige komponenter med ulik nedbrytbarhet. Nedbrytningsmodellen unngår å splitte det organiske stoff opp i fraksjoner, men bestemmer i stedet nedbrytningsraten som en dynamisk funksjon, bestemt av tilførsels- og nedbrytningsforløp. Modellen gir høy spesifikk nedbrytningsrate dersom ferskt materiale dominerer, og synker dersom det tilføres lite nytt materiale over en periode, slik at det bare er igjen små rester av materiale som i hovedsak er nedbrutt.

Utgangspunktet for den formulerte modellen er en artikkel av Middelburg (1989), som presenterer en modell hvor den spesifikke nedbrytningsraten for gjenværende mengde organisk stoff G uten tilførsler av nytt materiale varierer kontinuerlig med tid:

$$\frac{dG(t)}{dt} = -r(t) \cdot G(t) \quad (\text{A.1})$$

Modellen er satt opp for å beskrive variasjon i nedbrytningsrate med alder, dvs. den tiden som er gått siden nedbrytningen begynte, men hensikten er nettopp å vise virkningen av en fraksjonering i komponenter av ulik nedbrytbarhet, nå betraktet som et kontinuum. Ser vi f.eks. på det organiske stoffet nedover i et sediment vil alderen til det gjenværende organiske stoffet øke med sedimentdyb, og være lik den tid som er gått siden det organiske stoffet sank til bunns. Samtidig vil det som er igjen i sedimentet være mindre nedbrytbart jo lenger ned vi kommer.

Nedbrytningsraten eller remineraliseringsraten r som funksjon av alderen t til det organiske stoffet er bestemt ved empirisk tilpasning til data, og viser seg å variere omtrent omvendt proporsjonalt med tiden. De ligningene Middelburg gir[§] kan generelt skrives på formen:

$$r = r_0 \left(\frac{t}{t_0} \right)^{-(1-\alpha)} \quad (\text{A.2})$$

For å få en fornuftig tilpasning må hver type "ferskt" materiale tilskrives en startverdi r_0 på nedbrytningsraten og en tilsvarende nominell alder t_0 , ligningen gjelder da for $t \geq t_0$. Koeffisienten α har verdier i nærheten av 0.

Funksjonen for r er tilpasset data fra eksperimenter og feltmålinger på ulike typer organisk materiale, bl.a. fyttoplankton, samt marine sedimenter av forskjellig type. Anslått alder t_0 spenner over 8 dekader, fra ca. 1 dag til 1 million år, og den stemmer godt innenfor en faktor 5 omtrent.

[§] Middelburg skriver ligningene på formen $\log r = a - b \log t$ og oppgir altså tallverdier på $b=1-\alpha$. Middelburg bruker også symbolet k istedet for r .

Tilpasning til forskjellige datasett gir litt varierende verdier på α :

Aerob nedbrytning av plankton over tid:	-0.26 (± 0.05)
Sammen med andre eksperimentelle data for alger, bakterier og slam:	0.00 (± 0.06)
Feltdata fra marine sedimenter:	0.12 (± 0.03)
Feltdata og eksperimentelle data samlet:	0.05 (± 0.01)

For en opprinnelig mengde organisk stoff G_0 som nedbrytes gradvis uten tilførsler av nytt materiale, vil Middelburgs modell gi en analytisk løsning for $G(t)$:

$$G(t) = \begin{cases} G_0 \cdot (t/t_0)^{-r_0 t_0} & \alpha = 0 \\ G_0 \cdot \exp\left[-r_0 t_0 \cdot \left((t/t_0)^\alpha - 1\right)/\alpha\right] & \alpha \neq 0 \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

Hvis $\alpha \geq 0$ vil $G \rightarrow 0$ for $t \rightarrow \infty$, dvs. at alt etterhvert blir brutt ned. For $\alpha < 0$ vil det bli igjen en endelig mengde som ikke brytes ned: $G \rightarrow G_0 \cdot \exp(r_0 t_0 / \alpha)$ for $t \rightarrow \infty$.

Sammenhengen mellom r og t er imidlertid litt tilfeldig. Hvis nedbrytningen går langsomt pga. f.eks. lav temperatur, er det naturlig å anta at relativ endring i nedbrytbarhet over tid vil gå tilsvarende langsommere. Fastsettelsen av konstantene r_0 og t_0 er knyttet direkte til et tidsforløp, og disse konstantene kan derfor ikke ventes å være generelt gyldige uavhengig av temperatur eller andre faktorer som har betydning for nedbrytningen. Siden modellen tar sikte på å vise virkningene av at de lettest nedbrytbare fraksjoner blir borte først, er det mer naturlig å se r som funksjon av hvor stor del av den opprinnelige mengden som er igjen, gitt ved G/G_0 . Ved å løse ut t som funksjon av G/G_0 fra den analytiske løsningen og sette resultatet inn i uttrykket for r finner vi følgende løsning, hvor $\beta = 1/(r_0 t_0)$ nå er innført som en empirisk dimensjonsløs parameter i stedet for nominell alder t_0 :

$$r = \begin{cases} r_0 \cdot (G/G_0)^\beta & ; \alpha = 0 \\ r_0 \cdot [1 + \alpha \cdot \beta \cdot \ln(G_0/G)]^{-(1-\alpha)/\alpha} & ; \alpha \neq 0 \end{cases} \quad (\text{A.4})$$

Denne formuleringen bør gi mer generelt gyldige konstanter. De kurvetilpasninger Middelburg presenterer antyder som nevnt at α ligger nokså nær 0, og at verdien på β ligger i nærheten av 2 eller 3. Ligning (A.4) kan ut fra dette brukes til å modellere nedbrytbarheten uansett om den går langsomt pga. lav temperatur eller mangel på oksygen. Slike miljøbestemte variasjoner i nedbrytningen kan nå legges inn ved å multiplisere r_0 med en faktor, og dette representerer matematisk bare en omskalering av tiden. Koeffisientene α og β vil ut fra denne tankegangen være uavhengig av hvor raskt nedbrytningen går, og bare knyttet til fraksjoneringen av materialet. Fordi koblingen til alder nå er borte, kan en slik modell også brukes til en grov modellering av hovedtrekkene i et forløp med både nedbrytning og nye tilførsler uten å splitte opp biomassen etter alder.

For å sette opp en slik modell ser vi først litt mer på modellen for en gitt mengde ferskt organisk stoff G_0 , med fraksjoneringsparametre α og β , som brytes ned uten tilførsler av nytt materiale. Nedbrytningsraten for ferskt materiale under vilkårlig valgte standard betingelser betegnes r_0 . Ved et tidspunkt t vil det være igjen en mengde $G(t)$, som under standard-

betingelser vil ha en nedbrytningsrate r gitt av ligningen ovenfor. Den faktiske nedbrytningsraten kan skrives $f \cdot r$ hvor f nå er en funksjon av temperatur og biokjemisk miljø, og gjerne kan variere over tid. Hvis størrelsen $R = r \cdot G$ nå innføres som betegnelse på samlet "nedbrytningspotensiale" til mengden G under standardbetingelser, definert som mengde nedbrutt materiale pr. tidsenhet, kan vi ut fra generelle regler for differensialregning sette opp denne differensialligningen:

$$\frac{dR}{dt} \stackrel{def}{=} \left(r + G \frac{dr}{dG} \right) \frac{dG}{dt} \quad (\text{A.5})$$

For mengden organisk stoff gjelder en modifikasjon av ligning (A.1):

$$\begin{aligned} \frac{dG}{dt} &= -f \cdot r \cdot G \\ &= -f \cdot R \end{aligned} \quad (\text{A.6})$$

Ved å derivere r gitt av ligning (A.4) som funksjon av G får vi generelt for alle verdier $\alpha < 1$:

$$G \frac{dr}{dG} = r_0 \cdot (1 - \alpha) \beta \left(\frac{r}{r_0} \right)^{\frac{1}{1-\alpha}} \quad (\text{A.7})$$

og ved å kombinere de tre siste ligningene kan differensial-ligningen for R skrives

$$\frac{dR}{dt} = -f \cdot \left[r + r_0 \cdot (1 - \alpha) \beta \left(\frac{r}{r_0} \right)^{\frac{1}{1-\alpha}} \right] \cdot R \quad (\text{A.8})$$

Tidsforløpet kan nå beregnes ved å integrere G og R fra startverdier G_0 og R_0 ved hjelp av differensial-ligningene (A.6) og (A.15), med r beregnet dynamisk som $r = R/G$. Med denne formuleringen er det altså ikke lenger nødvendig å bruke ligningen for $r(G)$, og den siste ligningen kan forenkles til:

$$\frac{dR}{dt} = -f \frac{R}{G} \cdot \left[1 + \gamma \cdot \left(\frac{R}{G} \right)^{\alpha/(1-\alpha)} \right] \cdot R \quad (\text{A.9})$$

dvs. at nedbrytningspotensialet R reduseres med en større spesifikk rate enn gjenværende mengde organisk stoff G . Koeffisienten γ i ligningen over er gitt som

$$\gamma = r_0^{-\alpha/(1-\alpha)} \cdot (1 - \alpha) \beta \quad (\text{A.10})$$

og kan betraktes som en empirisk koeffisient. Hvis vi velger $\alpha = 0$, får ligning (A.9) en spesielt enkel form, med $\gamma = \beta$:

$$\frac{dR}{dt} = -f \cdot (1 + \beta) \cdot \frac{R^2}{G} \quad (\text{A.11})$$

Middelburgs modell er enkel å bruke så lenge det organiske stoffet kan aldersbestemmes. Slik den er formulert av Middelburg er den derfor mest egnet til å beskrive variasjonen nedover i et stabilt sediment som har akkumulert over lang tid, eller til å følge nedbrytningen av en definert mengde organisk stoff over tid, uten tilførsler underveis. De ligninger som er avledet ovenfor kan imidlertid brukes også til en grov modellering av en situasjon hvor det stadig

tilføres nytt materiale, slik at det som er igjen ikke har noen helt veldefinert alder. Det gjøres rett og slett ved å addere tilførsler av nytt materiale som et nytt ledd i differensialligningene ovenfor, og anta at de modifiserte ligningene kan brukes til å beskrive forløpet iallfall tilnærmet. Når tilført mengde organisk stoff pr. tidsenhet betegnes g og den opprinnelige nedbrytbarheten av ferskt organisk stoff settes til r_0 blir de modifiserte ligningene:

$$\frac{dG}{dt} = g(t) - f R \quad (\text{A.12})$$

$$\frac{dR}{dt} = r_0 g(t) - f \frac{R}{G} \cdot \left[1 + \gamma \cdot \left(\frac{R}{G} \right)^{\alpha'} \right] \cdot R \quad (\text{A.13})$$

hvor α' er innført som en ny modifisert parameter: $\alpha' = \alpha / (1 - \alpha)$ for å forenkle ligningen. Nedbrytningsraten R/G er nå ikke lenger veldefinert som for en mengde organisk stoff med samme alder på alt materiale. Vi betrakter de utvidete ligningene som en selvstendig empirisk modellering, hvor den effektive gjennomsnittlige nedbrytningsraten er definert ved

$$\tilde{r} \stackrel{\text{def}}{=} R/G \quad (\text{A.14})$$

med R og G er definert av differensialligningene. Størrelsen f er altså som nevnt ovenfor en faktor som endrer nedbrytningen som funksjon av temperatur og biokjemisk miljø, og er tenkt å kunne variere over tid. Denne modellen ikke eksakt gyldig ut fra Middelburgs modell, fordi ligningene ikke er av 1. orden i både R og G , men den er i stand til å gi en kvalitativt riktig beskrivelse av nedbrytbarhet som funksjon av residualmengde. Dersom g blir svært stor i en periode vil $R \rightarrow r_0 G$, dvs. at $\tilde{r} \rightarrow r_0$, mens perioder med liten eller ingen tilførsel vil gi en reduksjon i effektiv nedbrytningsrate over tid, fordi R reduseres relativt raskere enn C .

Hvis vi antar at $\alpha=0$ blir ligningen for dR/dt enklere:

$$\frac{dR}{dt} = r_0 g(t) - f \left(1 + \gamma \right) \cdot \frac{R^2}{G} \quad (\text{A.15})$$

For bruk i eutrofimodellen gjøres enda en modifikasjon. Siden det organiske stoffet kommer fra forskjellige kilder som alle skal behandles under ett m.h.t. nedbrytning, skrives tilførselsleddet som en sum over de forskjellige kildene, og med ulike verdier på r_0 . I tillegg må selvsagt virkningen av transporter mellom lagene, og fra vannfasen til bunnen tas hensyn til. Den generelle formen på de ligningene som brukes i eutrofimodellen blir derfor som nedenfor, hvor U er brukt generelt til å angi netto tilførsler fra andre vannlag eller fra vann til bunn, og indeks j angir type dødt organisk stoff (tilførsel fra land, dødt fyttoplankton, dødt zooplankton)

$$\frac{dG}{dt} = U_G + \sum_j g_j(t) - f R \quad (\text{A.16})$$

$$\frac{dR}{dt} = U_R + \sum_j r_{0,j} g_j(t) - f \cdot \left[1 + \gamma \cdot \left(\frac{R}{G} \right)^{\alpha'} \right] \cdot \frac{R^2}{G} \quad (\text{A.17})$$

Ligningene anvendes primært på organisk karbon som mål på organisk stoff. Remineralisering av N, P og Si som inngår i det organiske stoffet beregnes ut fra nedbrytningen av karbon, og styres derfor også av de samme ligningene.

Det ville ikke by på noen problemer å opprettholde skillet mellom forskjellige typer organisk stoff under nedbrytningen, men det vil kreve lagt flere tilstandsvariable, og gjøre modellen større og tyngre. I første omgang er det valgt å se hva den enkle modellen kan gi, siden det i alle fall er snakk om grove tilnærmelser til virkeligheten, dessuten finnes det neppe datagrunnlag for å separere i ulike biomasser under nedbrytningen.

Appendiks 3. Beregning av vekselvirkning mellom denitrifisering og sulfatreduksjon.

I kap. 13.5.4.5. og 13.5.4.6. på side 88ff ble det utledet ligninger for hvordan den delen av nedbrytningen som skjer uten fritt oksygen kan fordeles på denitrifisering og sulfatreduksjon. For en gitt mengde organisk partikulært karbon er fordeling og omfang av denitrifisering og sulfatreduksjon, som nedbrutt mengde karbon pr. tidsenhet, formulert generelt ved de to ligningene:

$$R_{denitr} = f_{denitr} R_{C,max} \quad (A.18)$$

$$R_{sulf} = f_{sulf} R_{C,max} \quad (A.19)$$

hvor $R_{C,max}$ er maksimal nedbrytning for aerob nedbrytning, dvs. mengde organisk stoff multiplisert med effektiv nedbrytningsrate.

Det ble også utledet ligninger for hvordan de to ukjente koeffisientene f_{denitr} og f_{sulf} skulle bestemmes. I den formuleringen var det tatt hensyn til at ammonium som frigjøres ved denitrifisering eller sulfatreduksjon kan bli nitrifisert i sediment eller partikler, og deretter diffundere tilbake til anoksisk sone og bidra til økt denitrifisering. De ligningene som ble satt opp var:

$$f_{denitr} = k_{denitr} \cdot \frac{Q_{N,ext} + Q_{D,ox} + h \cdot \left[(1 - F_{d,NH_3}) f_{denitr} + f_{sulf} \right]}{Q_{N,max} + Q_{D,ox} + h \cdot \left[(1 - F_{d,NH_3}) f_{denitr} + f_{sulf} \right]} \quad (131')$$

$$f_{sulf} = u_{sulf} - w_{sulf} \cdot f_{denitr} \quad (137')$$

hvor alle andre størrelser lar seg beregne direkte ut fra ligninger gitt i kap. 13.5.4.5. og 13.5.4.6.

Dersom det i det hele tatt er nedbrytbart organisk stoff tilstede, er alle disse størrelsene veldefinert med endelige verdier ≥ 0 . Hvis $Q_{N,max}=0$ eller $h=0$ følger løsningen direkte, det er drøftet i kap. 13.5.4.7. på side 96.

Hvis imidlertid både $Q_{N,max}>0$ og $h>0$ må ligningene løses som et ligningssystem, og den første ligningen er da av 2. orden. Hvordan løsningen da skal beregnes er beskrevet nedenfor.

Vi antar i første omgang at løsningen gir $f_{sulf}>0$. Da kan de to ligningene kombineres til en 2.gradsligning for den ukjente $x = h \cdot \left[(1 - F_{d,NH_3}) f_{denitr} + f_{sulf} \right]$, hvor vi fra nå av sløyfer indeks *sulf* på variablene *u* og *w*:

$$(Q_{N,max} + Q_{D,ox} + x) \cdot (x - hu) = \beta \cdot (Q_{N,ext} + Q_{D,ox} + x) ; \quad \beta = (1 - F_{d,NH_3} - w) h k_{denitr} \quad (A.20)$$

som også kan skrives:

$$G(x) \equiv x^2 + (Q_{N,max} + Q_{D,ox} - hu - \beta) x - \left[hu \cdot (Q_{N,max} + Q_{D,ox}) + \beta \cdot (Q_{N,ext} + Q_{D,ox}) \right] = 0 \quad (A.21)$$

Vi er nå ute etter en løsning $x \geq 0$ for ligningen $G(x)=0$. Funksjonen $G(x)$ kan skrives

$$\begin{aligned}
 G(x) &\equiv x^2 + (A - B)x - [huA + \beta(A - E)] \\
 &\equiv x^2 + (A - B)x - [BA - \beta E]
 \end{aligned}
 \tag{A.22}$$

hvor vi har innført tre hjelpevariable A , B og E definert slik:

$$A = Q_{N,\max} + Q_{D,ox} ; \quad B = hu + \beta ; \quad E = Q_{N,\max} - Q_{N,ext} \tag{A.23}$$

Den generelle løsningen av ligningen blir da:

$$x = \frac{1}{2} \left(-(A - B) \pm \sqrt{(A - B)^2 + 4BA - 4\beta E} \right) \tag{A.24}$$

Ved å sette inn de uttrykkene vi har brukt for de forskjellige koeffisientene i ligningene får vi:

$$BA - \beta E = \theta_s(Ox_{eff}) \cdot (Q_{N,\max} + Q_{N,ext}) + (1 - F_{d,NH_3}) r_{denitr} \cdot (Q_{N,ext} + Q_{D,ox}) \geq 0 \tag{A.25}$$

Det følger av at alle størrelsene som inngår er >0 og at $F_{d,NH_3} \leq 1$. Det vil si at $G(0) \leq 0$, og siden det fremgår direkte at $G(x) \rightarrow +\infty$ for $x \rightarrow \pm\infty$, har ligningen én og bare en løsning $x \geq 0$. Løsningen kan skrives:

$$x = \frac{1}{2} \left(-(A - B) + \sqrt{(A + B)^2 - 4\beta E} \right) \tag{A.26}$$

Nå kan f_{denitr} beregnes av ligning (131'), som kan skrives:

$$f_{denitr} = k_{denitr} \cdot \frac{Q_{N,ext} + Q_{D,ox} + x}{Q_{N,\max} + Q_{D,ox} + x} \tag{A.27}$$

For at løsningen skal være brukbar må den gi $f_{sulf} = x - (1 - F_{d,NH_3}) f_{denitr} \geq 0$.

Hvis dette ikke er oppfylt gjelder den ikke, fordi ligning (137') for f_{sulf} da skal erstattes med betingelsen $f_{sulf} = 0$. Isåfall kan vi finne f_{denitr} av ligning (131') på denne måte:

Hvis $F_{d,NH_3} = 1$ reduserer ligningen seg til et direkte uttrykk for f_{denitr} :

$$f_{denitr} = k_{denitr} \frac{Q_{N,ext} + Q_{D,ox}}{Q_{N,\max} + Q_{D,ox}} \tag{A.28}$$

I motsatt fall fås følgende ligning for den ukjente $x = h \cdot (1 - F_{d,NH_3}) \cdot f_{denitr}$:

$$(Q_{N,\max} + Q_{D,ox} + x) \cdot x = \beta \cdot (Q_{N,ext} + Q_{D,ox} + x) ; \quad \beta = h k_{denitr} \geq 0 \tag{A.29}$$

Denne ligningen vil alltid ha én og bare en løsning $x \geq 0$:

$$x = \frac{1}{2} \left(-(A - \beta) + \sqrt{(A + \beta)^2 - 4\beta E} \right) \tag{A.30}$$

med A og E som ovenfor, som da gir

$$f_{denitr} = \frac{x}{h \cdot (1 - F_{d,NH_3})} \geq 0. \quad (\text{A.31})$$

Dette vil alltid være en brukbar løsning.

Definisjoner av endel symboler brukt i modell-beskrivelsen

Koeffisienter og andre konstanter som settes som modellparametre er merket med •, mens konstanter som er bygd inn i programkoden er merket med ☒. For verdier på disse modellparametrene henvises dels til teksten i denne rapporten, dels til rapport 3 med EDB-teknisk beskrivelse og praktisk brukerbeskrivelse.

- α Eksponent i sammenhengen mellom vertikal blandingskoeffisient K i vannet og Brunt-Väisälä frekvens N , se side 19.
- α_{nitr} Eksponent i responsfunksjon for hvordan mengde lokalt nitrifisert ammonium fra aerob nedbrytning avhenger av omfanget av aerob bakteriell nedbrytning, se side 92.
- α_{PP} Eksponent i responsfunksjon for fosfatutfelling som funksjon av oksygenkonsentrasjon, se side 100.
- α_s Eksponent i uttrykk for raten for sulfatreduksjon som funksjon av oksygenkonsentrasjon, se side 95.
- β_R Eksponent i ligningen for hvor raskt spesifikk nedbrytning for dødt organisk stoff reduseres som funksjon av hvor mye som er nedbrutt. Se side 71ff. Hvis $\beta_R > 0$, vil reduksjonen i nedbrytningsraten etterhvert gå langsommere.
- β_{NH_4} Eksponent i ligningen for hemning av nitratopptak hos fytoplankton som funksjon av ammonium-konsentrasjon. Økende verdier på β_{NH_4} gir bråere respons i nitratopptaket som funksjon av ammoniumkonsentrasjonen.
- ☒ $\gamma_{d,N:N}$ Tilleggsforbruket av nitrat-N ved denitrifisering etter reaksjon (IV), se side 79, knyttet til pr. mengde remineralisert organisk N. antas å være en fast konstant
 $= 3/5 \text{ (gN:gN)}$, bygd inn i modellen.
- ☒ $\gamma_{N:C}$ Forbruk av nitrat pr. mengde nedbrutt organisk karbon ifølge reaksjon (III), se side 79.
 $= \gamma_{ox:C} \cdot 4 \cdot 14 / (5 \cdot 12) \text{ (gN:gC)}$
- $\gamma_{ox:C}$ Vektforhold mellom forbrukt O_2 og nedbrutt mengde C ved aerob nedbrytning av organisk karbon, se side 97. Verdien kan varieres, se side 78. Standardverdi for karbohydrat sammensatt etter formel $(CH_2O)_x$ er $= 2.67 \text{ gO}_2/\text{gC}$, eller $1.87 \text{ mlO}_2/\text{mgC}$.
- ☒ $\gamma_{ox:N}$ Vektforhold mellom forbrukt O_2 og omsatt mengde N ved nitrifisering av ammonium, se side 97. Antas å være en fast konstant
 $= 3.2 \text{ mlO}_2/\text{mgN}$.
- γ_r Eksponent for hvordan reproduksjonskoeffisienten E_r hos blåskjell avhenger av individvekt, se side 62.

- γ_s Eksponent som justerer hvor raskt nedsynkingsrate hos diatoméer øker med næringsstoffbegrensning av veksthastigheten, se side 41.
- λ Eksponent i responsfunksjon for optimal fødekonsentrasjon C_{opt} hos blåskjell som funksjon av individ-vekt ($C_{opt} \propto W^\lambda$).
- μ Spesifikk veksthastighet for fytoplankton (dag^{-1})
- μ_{20} Asymptotisk øvre grense for spesifikk veksthastighet (dag^{-1}) for fytoplankton ved $T=20^\circ\text{C}$.
- μ_{\max} Asymptotisk øvre grense for spesifikk veksthastighet hos fytoplankton som funksjon av temperatur.
- μ_Z Netto effektiv veksthastighet for zooplankton når vekst, respirasjon og dødelighet tas i betraktning.
- Θ Kortsiktig (akutt) relativ reduksjon i veksthastighet hos fytoplankton pga. lav lysstyrke.
- θ_s Reduksjonsfaktor på rate for sulfatreduksjon pga. oksygen i vannet, relativt til asymptotisk maksimum ved store sulfidkonsentrasjoner, se side 95.
- ρ Tetthet av vann, som funksjon av salinitet og temperatur.
- $\tau_{b,M}$ Tidskonstant for oppfylling av ledig areal ved bunnslåing av blåskjell-yngel.
- τ_{bact} Tidskonstant som angir en nedre grense for hvor raskt pelagiske bakterier kan omsette det som finnes av fritt DOC, N eller P i vannmassene
- ☒ τ_{Nutr} Generelt symbol for tidskonstanter som angir laveste omsetningstid (*turnover time*) for fritt næringsstoff ved næringsopptak hos fytoplankton.
- τ_{Sp} Tidskonstant for forbruk av lagret gytemateriale under gyting hos blåskjell.
- ω_Z Eksponent $[0,1]$, regulerer i hvor stor grad zooplankton kompenserer for fødefattig på N og P ved å filtrerer større mengder.
- A_{bact} Øvre grense for vekst av bakterier (mengde pr. tid og vannvolum) ut fra tilgang på karbon, N og P og minste omsetningstid T_{bact} .
- A_C Assimilering av karbon pr. tidsenhet pr. blåskjell-individ
- A_i Assimilering av karbon pr. tidsenhet pr. blåskjell i aldersklasse i .
- A_{\max} Maksimal grense på assimilering pr. individ hos blåskjell.
- A_N Assimilering av nitrogen pr. tidsenhet pr. blåskjell-individ
- A_P Assimilering av fosfor pr. tidsenhet pr. blåskjell-individ

- a_R Empirisk koeffisient i ligningen for hvor raskt spesifikk nedbrytningsrate for dødt organisk stoff reduseres som funksjon av hvor mye som er nedbrutt. Med $a_R > 0$ vil nedbrytningspotensialet R_D reduseres raskere enn gjenværende mengde organisk karbon C_D uten nye tilførsler.
- a_u $= \partial u / \partial z$ = økning i synkehastighet u for dødt organisk materiale pr. dybdeenhet.
- A_r Horisontalt tverrsnittsareal i et fjordbasseng, funksjon av dyp.
- A_{r_B} Samlet bunnareal innenfor et modell-lag i et fjordbasseng
- $ASED$ Innhold av sulfid i sedimentet, gitt som mengde oksyngjeld pr. areal, altså integrert over et sedimentsjikt.
- $ASED^*$ Verdi av $ASED$ korrigert til gjeld i forhold til likevekt mot gjeldende oksygenkonsentrasjon i vannet.
- $ASED_{max}$ Terskelverdi for lagret oksyngjeld i sedimentet, mengder ut over dette lekkes ut til vannmassene med endret rate.
- $ASED_p$ Den mengde lagret oksyngjeld i sedimentet som gjør at grensen for fosfat-adsorpsjon i sedimentet $PADS_{lim}=0$
- B_Σ Samlet bunnareal som er belagt av den totale blåskjellpopulasjonen innenfor et modell-lag.
- $B(z)_{ox}$ Transport av oksygen ut av vannmassene til atmosfæren pga. bobledannelse ved overkonsentrasjoner.
- B_0 Bunnareal som opptas pr. skjell ved bunnslåing.
- B_{max} Maksimalt bunnareal som er egnet for blåskjell.
- b Overdekningsrate for sedimentert materiale (tid^{-1}) angir hvor raskt materialet i bunnsedimentet blir utilgjengelig for nedbrytning og utveksling av reaksjonsprodukter med vannmassene.
- b_1 Eksponent for sultrespirasjonens vektavhengighet for blåskjell med vekt $< W_c$
- b_2 Eksponent for sultrespirasjonens vektavhengighet for blåskjell med vekt $> W_c$
- b_{ox} Spesifikk rate (tid^{-1}) for avbobling av en overkonsentrasjon av oksygen
- C Brukes generelt om konsentrasjon av et stoff/tilstandsform
- C Grunnstoffet karbon

- $C_{f,Z}^*$ Korrigert fødekonsentrasjon for zooplankton som karbon pr. vannvolum, tar hensyn til C:N:P-sammensetningen på føden i forhold til zooplanktonets behov.
- $C_{Z,1}^*$ Terskelverdi for konsentrasjon av zooplankton som gir dødelighet pga. beiting fra høyere trofiske nivåer (maks. $DR_{Z,1}$)
 - $C_{Z,2}^*$ Halvmetningsverdi for konsentrasjon av zooplankton - terskelverdi ($C_{zoo} - C_{Z,1}^*$) for dødelighet pga. beiting fra høyere trofiske nivåer (maks. $DR_{Z,1}$)
- C_{bact} Konsentrasjon av bakterier som mengde karbon/vannvolum.
- C_D Mengde dødt organisk stoff, brukes generelt om mengde organisk karbon pr. volum (C_{DET}) eller areal (C_{SED}).
- $C_{f,m}$ Effektiv fødekonsentrasjon for blåskjell som karbon, før korreksjon for begrenset vannutskiftning rundt blåskjellene.
- $C_{f,min}$ Terskelverdi for partikulær fødekonsentrasjon $C_{f(p)}$ for blåskjell hvor pumpingen opphører på individnivå.
 - $C_{f,Z}^{sat}$ Halvmetningsverdi for total fødekonsentrasjon når det gjelder zooplanktonbeiting på fyttoplankton og bakterier.
- $C_{f(p)}$ Partikulær andel av effektiv fødekonsentrasjon for blåskjell som karbon ($C_{f,m}$), dvs. uten bidraget fra bakterier.
- C_{opt} Tilstrekkelig fødekonsentrasjon som mengde organisk karbon pr. volumenhet vann for blåskjell, dvs. den konsentrasjon hvor blåskjellet oppnår metning i forhold til maksimal assimileringsevne. Definert ved $C_{opt} = C_{opt,1} W^\lambda$
- $C_{opt,1}$ = verdi på C_{opt} for et blåskjell med bløtdel tørrvekt 1 g.
 - C_S Terskelverdi på diatomé-konsentrasjon ($\mu\text{gC/l}$) som gir forhøyet utsynking, se side 41.
- C_{zoo} Konsentrasjon av zooplankton som mengde karbon pr. vannvolum
- C_{DET} Dødt organisk materiale (detritus) i vannet som mengde organisk karbon pr. vannvolum
- $CFYT$ Konsentrasjon av karbon bundet i fyttoplankton
- $CFYT_D$ Halvmetningsverdi for fyttoplankton-konsentrasjon i forhold til dødelighet som funksjon av bestand.
- CHL Konsentrasjon av klorofyll (egentlig evne til lysutnyttelse).

- $CP_{f,Z}$ Effektiv partikulær fødekonsentrasjon for zooplankton som karbon, dvs. utenom bakterier.
- $CP_{f,Z}^{\min}$ Terskelverdi for partikulær del av fødekonsentrasjon for zooplankton, beiting kuttes ved lavere konsentrasjoner.
- $CSED$ Dødt organisk materiale akkumulert på og i sediment som mengde organisk karbon pr. bunnareal
- D_{bact} tapsledd for bakterioplankton, konstant spesifikk rate for overgang fra til dødt organisk materiale, dvs. at bakteriebiomassen "hektes" på partikulært dødt organisk materiale og deltar i nedsynkning og videre nedbrytning.
- D_i Samlet dødelighetsrate (dag^{-1}) hos blåskjell i aldersklasse i .
- $D_{k,i}$ Delbidrag nr. k til dødelighetsrate (dag^{-1}) hos blåskjell i aldersklasse i .
- $D_{r,20}$ Maksimal dødelighet hos fytoplankton (dag^{-1}) ved $T=20^\circ\text{C}$.
- D_r Dødelighet hos fytoplankton (dag^{-1}) som funksjon av bestandstetthet og vekstforhold.
- D_Z Samlet spesifikk dødsrate for zooplankton.
- DOC Oppløst organisk karbon.
- DR_1 Koeffisient for dødelighetsrate (dag^{-1}) for blåskjell på grunn av arealbegrensninger, angir dødelighet når plasskravet for eksisterende blåskjellbestand B_Σ er dobbelt så stort som dimensjonerende tilgjengelig areal B_{max} .
 - DR_2 Konstant bidrag til dødelighetsrate (dag^{-1}) for blåskjellyngel.
 - DR_3 Konstant bidrag til dødelighetsrate (dag^{-1}) for blåskjell fra fjoråret og eldre.
 - DR_4 Koeffisient for dødelighetsrate (dag^{-1}) for blåskjell på grunn av alder, angir bidrag til dødelighet i eldste aldersklasse.
 - $DR_{Z,1}$ Maksimal spesifikk dødsrate for zooplankton pga. beiting fra høyere nivåer.
 - $DR_{Z,2}$ Maksimal spesifikk dødsrate for zooplankton pga. lavt oksygeninnhold, ved 20°C .
- E Vertikal-blanding som arbeid pr. volum og tidsenhet mot gravitasjonsfeltet.
- $E_{a,C}$ Øvre grense for assimilasjonseffektivitet for karbon hos blåskjell.
 - $E_{a,N}$ Øvre grense for assimilasjonseffektivitet for nitrogen hos blåskjell.

- $E_{a,P}$ Øvre grense for assimilasjonseffektivitet for fosfor hos blåskjell.
- ✕ E_{bact} Assimilerings effektivitet for karbon i pelagiske bakterier = den andel av forbrukt DOC som assimileres. Resten blir respirert i forbindelse med opptaket.
- E_r Andel av assimilert materiale som brukes til produksjon av gytemateriale hos blåskjell, funksjon av individvekt, se side 62.
- $E_{r,i}$ Verdi på E_r for blåskjell i aldersklasse i .
- $E_{r,max}$ Øvre grense for E_r for store blåskjell.
- E_s Blandingsarbeid mot tetthetssjiktningen som påvirkning fra vannoverflaten, se side 20.
- $E_{s,0}$ Asymptotisk verdi for blandingsarbeid E_s nær overflaten (ved $z \rightarrow 0$).
- E_V Reduksjonsfaktor på effektiv fødekonsentrasjon for blåskjell knyttet til begrensninger i tilgangen på nytt vann ved pumpingen.
- E_V^* Korrigert verdi på E_V pga. nedtrapping av pumpingen hos blåskjell ved begrensninger i tilgangen på nytt vann.
- $E_{Z,C}$ Øvre grense på andel assimilert C fra føden for zooplankton.
- $E_{Z,N}$ Øvre grense på andel assimilert N fra føden for zooplankton.
- $E_{Z,P}$ Øvre grense på andel assimilert N fra føden for zooplankton.
- e_{bact} Effektivitetskoeffisient for blåskjell ved filtrering av bakterier.
- $e_{fy,i}$ Effektivitetskoeffisient for blåskjell ved filtrering av fyttoplankton-gruppe i .
- e_{zoo} Effektivitetskoeffisient for blåskjell ved filtrering av zooplankton.
- F_C Filtrert mengde karbon pr. tidsenhet pr. blåskjellindivid.
- $F_{C,\Sigma}$ Samlet filtrering av føde fra vannet for blåskjellbestanden innenfor et modell-lag.
- $F_{C,i}$ Gjennomsnittlig filtrering pr. individ for blåskjell i aldersklasse i , funksjon av vekt og temperatur
- F_{d,NH_3} Konstant som angir hvor stor andel [0,1] av denitrifiseringen som skjer ved reaksjon (IV), se side 79, dvs. med direkte denitrifisering av frigjort remineralisert NH_4^+ til N_2 .

- F_N Filtrert mengde nitrogen pr. tidsenhet pr. blåskjellindivid.
- F_P Filtrert mengde fosfor pr. tidsenhet pr. blåskjellindivid.
- F_{sed} Funksjon av indre næringsstoffbegrensning i diatoméer som styrer nedsynkningen, se side 41.
- FD_{Nutr} Koeffisient [0,1] i dødelighetsfunksjon F_r for fytoplankton, angir hvor stor del av næringsstoff (N,P) som remineraliseres ved forhøyet dødelighet. Det resterende beholdes i fytoplanktongruppen, dvs. at lav FD_{Nutr} er uttrykk for at dødeligheten er en intern konkurranse om N og P innenfor fytoplanktongruppen.
 - $FR_{D,Nitr}$ Andel av nitrifisert nitrogen fra aerob nedbrytning som vil diffundere inn til anoksisk sone og derved kan bli brukt til denitrifisering direkte, se side 93.
- FZ Spesifikk filtreringsrate ved fødeopptak for zooplankton som karbon.
- FZ_{20} Spesifikk filtreringsrate FZ for zooplankton ved 20°C, gode oksygenforhold og rikelig med føde.
- f_{CDET} Forholdstall mellom faktisk nedbrytningsrate bestemt av temperatur og kjemisk miljø og nedbrytningsraten under de standardbetingelser som $RDET$ er definert ut fra.
- f_{CSED} Forholdstall mellom faktisk nedbrytningsrate bestemt av temperatur og kjemisk miljø og nedbrytningsraten under de standardbetingelser som $RSED$ er definert ut fra.
- f_{denitr} Angir omfanget av nedbrytning ved denitrifisering relativt til maksimal realiserbar nedbrytning ved gitt dyp og temperatur.
- $f_{k,DET}$ Spesifikk nedbrytningsrate (tid^{-1}) for organisk materiale i vannet som funksjon av biokjemisk miljø, relativt til nedbrytning i permanent oksisk miljø, se side 76.
- $f_{k,SED}$ Spesifikk nedbrytningsrate (tid^{-1}) for organisk materiale på bunnen som funksjon av biokjemisk miljø, relativt til nedbrytning i permanent oksisk miljø, se side 76.
- $f_{N:C}$ Forhold mellom spesifikk remineralisering av nitrogen og karbon ved nedbrytning av dødt organisk materiale.
- f_{nitrat} Reduksjonsfaktor på opptak av NO_3^- hos fytoplankton som funksjon av konsentrasjonen av NH_4^+ .
- $f_{O_2,zoo}$ Aktivitetsfaktor for zooplankton som funksjon av oksygenforhold.
- f_{ox} Angir omfanget av oksisk nedbrytning relativt til maksimal realiserbar nedbrytning for gitt dyp og temperatur ved god oksygentilgang.

$f_{ox,b}$	Rent bakteriell aerob nedbrytning som funksjon av effektiv oksygenkonsentrasjoner, relativt til asymptotisk rate ved høyt oksygeninnhold.
$f_{ox,f}$	Faunarelatert andel av total aerob nedbrytning f_{ox} , funksjon av oksygenkonsentrasjon $[O_2]$.
$f_{ox,s}$	Relativ reduksjon av aerob faunarelatert nedbrytning pga. sulfidinnhold i sedimentet.
• $f_{P:C}$	Forhold mellom spesifikk remineralisering av fosfor og karbon ved nedbrytning av dødt organisk materiale.
• $f_{S:C}$	Forhold mellom spesifikk remineralisering av silisium og karbon ved nedbrytning av dødt organisk materiale.
f_{sulf}	Angir omfanget av nedbrytning med sulfatreduksjon relativt til maksimal realiserbar nedbrytning for gitt dyp og temperatur $R_{D,max}$.
f_T	Relativ nedbrytningsrate for dødt organisk materiale i forhold til raten ved 20°C.
$f_{T,zoo}$	Aktivitetsfaktor for zooplankton som funksjon av temperatur, i forhold til aktivitet ved 20°C.
f_z	Justerbar reduksjonsfaktor i nedbrytningsraten som funksjon av dyp, $\rightarrow 0$ ved overflaten og $\rightarrow 1$ for store dyp, se side 77.
f_{zoo}	Aktivitetsfaktor for zooplankton som funksjon av temperatur og oksygenforhold, i forhold til aktivitet ved 20°C og gode oksygenforhold.
• $g_{b,20}$	Øvre grense for vekst av pelagisk bakteriepopulasjon ved $T=20^\circ\text{C}$
• g_{bact}	Koeffisient for hvor effektivt zooplankton er i stand til å utnytte bakterier som næring.
• $g_{fyt,i}$	Koeffisient for hvor effektivt zooplankton er i stand til å utnytte fytoplankton av gruppe i som næring.
$g_j(t)$	Tilførsel av nytt organisk stoff av type j (konsentrasjonstilskudd pr. tidsenhet) innenfor hvert lag fra land og fra plankton og blåskjell.
H	Grunnstoffet hydrogen.
$[H_2S]$	Kjemisk formel for hydrogensulfid, utvikles når organisk stoff oksideres ved reduksjon av sulfat
h	Størrelse som inngår i ligningssystem for denitrifisering, se side 94.
▣ $h_{ox,T}$	Eksponent for temperaturavhengighet for diffusiv oksygenutveksling gjennom vannoverflaten. Lagt inn i modellkoden som en konstant $=0.029 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.

- h_s Vertikal dimensjon som angir hvor raskt blandingsenergien E_s avtar med dypet
- $h_{v,zoo}$ Vertikal avstand som dimensjonerer virkning i en gradient i zooplanktons levevilkår på "vandringstrykket" $p_{Z,migr}$
- I Lysstyrke
- ✕ I_0 Koeffisient med dimensjon *lysstyrke*, inngår i ligning for lystilpasning hos fyttoplankton. Lagt inn i modellkoden som en fast konstant =40W/m² synlig lys.
- I_k Dynamisk tilpasset kritisk lysstyrke, tilsvarer overgang mellom lysbegrenset og temperaturbegrenset vekst hos fyttoplankton.
- I_S Gjennomsnittlig erfart lysstyrke, styrer lystilpasningen hos fyttoplankton.
- K Vertikal blandingskoeffisient (m²/s) i vann som funksjon av sjikting.
- K_0 Blandingskoeffisient K_t pga. tidevannsblandning ved dimensjonerende sjikting N_0 , se side 19.
- $K_{A_{sed,ox}}$ Forholdet mellom oksygenkonsentrasjon i vannet og likevektsverdi for oksygen i sediment.
- $K_{A_{sox}}$ Forhold mellom reduksjon i effektiv oksygenkonsentrasjon (mengde/volum) ved nedbrytning på bunnen og sulfid-utlekking $U_{A_{sed}}$ (mengde/areal/tid) fra sedimentene. $K_{A_{sox}}$ har enhet tid/dybde, og kan fysisk tolkes som transport-hastigheten for sulfid gjennom det sjiktet hvor nedbrytningen på bunnen foregår..
- K_{NH_4} Halvmetningskonsentrasjon for opptak av ammonium i fyttoplankton (generelt betegnet med K_{Nutr}), brukes også i ligning for hemning av nitratopptak pga. ammonium.
- $K_{Nitr,d}$ Halvmetningsverdi for nitratkonsentrasjon m.h.t. forbruk av fritt nitrat ved dominerende denitrifisering, dvs. ved oksygenkonsentrasjon=0, se side 90.
- K_{Nutr} Halvmetningskonsentrasjon, dvs. den konsentrasjon som gir halvparten av maksimalt opptak av næringsstoff hos fyttoplankton.
- $K_{Ox,b}$ Halvmetningskonstant i uttrykket for bakteriell aerob nedbrytning $f_{ox,b}$. En oksygenkonsentrasjon $Ox=K_{Ox,b}$ gir halvert rate for ren bakteriell nedbrytning i forhold til asymptotisk maksimum.
- $K_{Ox,f}$ Halvmetningskonstant i uttrykket for faunarelatert aerob nedbrytning $f_{ox,f}$. 50% av full rate nåes når $[O_2]=Ox_{l,f}+K_{Ox,f}$.

- $K_{Ox,Nitr}$ Halvmetningskonsentrasjon av oksygen i responsfunksjon for nitrifisering av fritt ammonium i vannmassene, se side 97.
- K_g Del av vertikalblandingskoeffisienten K (m^2/s) antatt knyttet til innstrømning av tyngre vann over terskelen til avstengte bassenger.
- K_q Relativt overskuddsinnhold ut over minimumskvoten av næringsstoffer i fyttoplankton.
- K_{sed} Reduksjonsfaktor for oksygen-konsentrasjon og nitratkonsentrasjon i fri vannmasser i forhold til aerob nedbrytning og denitrifisering av materiale på bunnen, se side 84. Brukes også for å angi reduksjon i virkning av sulfid i sedimentet på fauna-relatert nedbrytning i vannmassene.
- K_s Del av vertikalblandingskoeffisienten K (m^2/s) antatt knyttet til blandingsprosesser generert i overflaten utenom vind (ferskvann, båttrafikk).
- K_t Del av vertikalblandingskoeffisienten K (m^2/s) antatt knyttet til tidevannsgenererte indre bølger.
- $k_{I,1}$ Lyssvekningskoeffisient uten organiske partikler (m^{-1})
- $k_{I,2}$ Økning i lyssvekningskoeffisient pr. mengde organisk partikulært C [$m^{-1}/(\mu g C/l)^{-1}$].
- ☒ $k_{Nutr,0}$ Kapasitet for næringsopptak hos fyttoplankton i mørke, som faktor på $V_{max} = 0.5$
- ☒ $k_{Nutr,I}$ Økning av kapasitet for næringsopptak hos fyttoplankton under gode lysforhold, som faktor på $V_{max} = 0.5$.
- k_{nitr} Dimensjonsløs koeffisient, angir en nedre grense for aerob bakteriell nedbrytning $f_{ox,b}$ som gir vesentlig grad av nitrifisering av lokalt remineralisert ammonium, se side 92. Virkningen avhenger av eksponent α_{nitr} .
- k_{ox} Utvekslingskoeffisienten for oksygen gjennom overflaten, med enhet *dyp/tid*.
- $k_{ox,N}$ Maksimal økning i halvmetningsverdi $K_{Nitr,d}$ for nitratkonsentrasjonen m.h.t. forbruk av fritt nitrat til denitrifisering pga. transportbegrensninger gjennom en dominerende oksisk sone i partikler eller sediment, se side 90.
- $k_{ox,S}$ Det inverse av den verdi på sulfidinnhold $ASED$ i sedimentet som gir halvering av fauna-aktiviteten når det gjelder nedbrytning på bunnen.
- $k_{T,fty}$ Koeffisient ($^{\circ}C^{-1}$) for eksponensiell økning av veksthastighet og dødelighet hos fyttoplankton som funksjon av temperatur.
- $k_{T,R}$ Koeffisient ($^{\circ}C^{-1}$) for eksponensiell økning av nedbrytningsrate for dødt organisk materiale som funksjon av temperatur, se side 77. Brukes også for

planktoniske bakterier, og for nitrifisering av fritt ammonium i vannmassene.

- $k_{T,rm}$ Koeffisient ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) for eksponensiell økning av sultrespirasjonen hos blåskjell som funksjon av temperatur.
- $k_{T,zoo}$ Koeffisient ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) for eksponensiell økning av zooplankton-aktivitet med temperatur.
- $k_{V,1}$ Minste grense på hvor stor andel nytt vann blåskjellene får tilgang på når de filtrerer.
- $k_{V,2}$ Justeringsfaktor for forholdet mellom vind og tilgjengelig nytt vann for blåskjellenes filtrering. Normal verdi=1.
- $k_v(T)$ Reduksjonsfaktor på filtrering hos blåskjell som funksjon av temperatur.
- L_0 Skall-lengde hos blåskjell som tilsvarer vekten ved bunnslåing.
- L_i Skall-lengde for blåskjell med gjennomsnittsvekt i aldersklasse i .
- $M_{a,i}$ Samlet mengde organisk karbon i blåskjell innenfor et modell-lag, som vekst-aktivt vev for aldersklasse i .
- ▣ MG Antall aldersklasser for blåskjell.
- MG_{max} Aldersklasse hvor maksimal dødelighet pga. alder inntreer.
- $M_{t,i}$ Samlet mengde organisk karbon i blåskjell innenfor et modell-lag, total mengde vev for aldersklasse i .
- N Grunnstoffet nitrogen.
- $(\text{N:C})_{\text{Myt}}$ N:C-forhold i vevet hos blåskjell.
- $(\text{N:C})_{\text{min}}$ Minste N:C-forhold i fytoplankton.
- $(\text{N:C})_{\text{opt}}$ Optimalt N:C-forhold i fytoplankton.
- $(\text{N:C})_{\text{zoo}}$ Fiksert N:C-forhold i zooplankton.
- $(\text{N:C})_{\text{bact}}$ Fiksert N:C-forhold i bakterier.
- N Brunt-Väisälä frekvens, mål på stabilitet av en vannsøyle i gravitasjonsfeltet, definert ved $N^2 = g \cdot \frac{d\rho/dz}{\rho}$
- N_0 Dimensjonerende sjikting i ligningen for blandingskoeffisient K , se side 19.

$N_{f,\Sigma}$	Effektiv total fødekonsentrasjon for zooplankton som nitrogen.
$N_{f,m}$	Effektiv fødekonsentrasjon for blåskjell som nitrogen, før korreksjon for begrenset vannutskiftning rundt blåskjellene.
▣ NG_{fyt}	Antall fytoplanktongrupper i modellen.
$[\text{NH}_4^+]$	Konsentrasjon av fritt ammonium i vannet.
N_i	Antall individer av blåskjell innenfor et modell-lag, i aldersklasse i .
n_1	Antall larver av blåskjell som bunnsår pr. tidsenhet i et modell-lag.
$NDET$	Dødt organisk materiale (detritus) i vannet som mengde nitrogen pr. vannvolum.
$NFIX$	Nitrogenfiksering pr. volumenhet hos fytoplankton, som dynamisk bestemt funksjon av mengde og C:N:P-sammensetning.
$NFYT$	Konsentrasjon av nitrogen bundet i fytoplankton.
$Nitr$	Effektiv nitratkonsentrasjon, redusert med faktor K_{sed} for nedbrytning på bunnen.
$NSED$	Dødt organisk materiale akkumulert på og i sediment som mengde nitrogen pr. bunnareal.
$NUTFAC$	Næringsbegrensning hos fytoplankton, definert som relativ reduksjon i veksthastighet.
• $NUTFAC_S$	kritisk verdi for næringsstoffbegrensning hos diatoméer: Hvis $NUTFAC < NUTFAC_S$ vil utsynkingsraten øke, se side 41.
$Nutr$	Generelt for konsentrasjon av tilgjengelig næringsstoff (N, P, Si) i vannet.
O, O ₂	Grunnstoffet oksygen.
$O_{2,sat}$	Metningskonsentrasjon av oksygen i vann ved gjeldende temperatur og salinitet.
$[\text{O}_2]_{sat}^0$	Metningskonsentrasjon av oksygen i vann i overflaten ($z=0$) ved gjeldende temperatur og salinitet.
$[\text{O}_2]$	Oksygenkonsentrasjon i vannet.
Ox	Effektiv oksygenkonsentrasjon Ox_{eff} hvis den er >0 , ellers $= 0$.
Ox_{eff}	Effektiv oksygenkonsentrasjon, eventuelt oksygen gjeld som negativ verdi. Redusert med faktor K_{sed} for nedbrytning på bunnen.
• $Ox_{l,f}$	Terskelverdi for oksygenkonsentrasjon - faunarelatert nedbrytning kan ikke foregå ved lavere oksygenkonsentrasjoner i vann.

- $Ox_{min,zoo}$ Nedre grense for oksygenkonsentrasjon som gir aktivitet og levevilkår for zooplankton.
- $Ox_{opt,zoo}$ Halvmetnings-verdi for oksygenkonsentrasjon i forhold til aktivitet og levevilkår for zooplankton, gir $f_{O_2,zoo}=0.5$.
- $Ox_{PP,max}$ Terskelkonsentrasjon av oksygen for utfelling av fosfor, utfellingsraten synker når oksygenkonsentrasjonen blir lavere.
- $Ox_{s,lim}$ Øvre grense for effektiv oksygenkonsentrasjon Ox_{eff} som tillater nedbrytning ved sulfatreduksjon. Se side 95.
- $Ox_{s,sat}$ Koeffisient i responsfunksjon for sulfatreduksjon som funksjon av oksygenkonsentrasjon, angir omtrent hvor mye lavere enn $Ox_{s,lim}$ den effektive oksygenkonsentrasjon må være for å få vesentlig nedbrytning ved sulfatreduksjon. Se side 95.

P Grunnstoffet fosfor.

- $(P:C)_{bact}$ Fiksert P:C-forhold i bakterier.
- $(P:C)_{Myt}$ P:C-forhold i vevet hos blåskjell.
- $(P:C)_{min}$ Minste P:C-forhold i fyttoplankton.
- $(P:C)_{opt}$ Optimalt P:C-forhold i fyttoplankton.
- $(P:C)_{zoo}$ Fiksert P:C-forhold i zooplankton.

P Netto lokal produksjon av stoffet eller tilstandsformen pr. volum, midlet horisontalt.

P_{DOC} Produksjon og utskilling av løst organisk karbon fra fyttoplankton, funksjon av vekstforhold.

$P_{f,m}$ Effektiv fødekonsentrasjon for blåskjell som fosfor, før korreksjon for begrenset vannutskiftning rundt blåskjellene.

$P_{f,Z}$ Effektiv total fødekonsentrasjon for zooplankton som fosfor.

- P_{luxus} grad av luksusopptak i forhold ut over det som skal til for å opprettholde optimalt C:P-forhold, som faktor på opptaket.
- $p_{DOC,1}$ Forhold mellom utskilt og assimilert karbon hos fyttoplankton ved gode næringsforhold.

- $p_{DOC,2}$ Økning i forholdet mellom utskilt og assimilert karbon hos fytoplankton ved sterk næringsstoffbegrensning av veksten.
- p_V Reduksjonsfaktor for samlet pumping gjennom filtersystemet for hele blåskjellpopulasjonen innenfor et modell-lag.
- $p_{Z,migr}$ Vertikalt "vandringstrykk" for zooplankton ut fra vertikal forskjell i vekstvilkår, angir vandringshastighet i forhold til maksimal verdi.
- $PADS$ Mengde fosfat bundet til sedimentene, adsorbert til uorganiske partikler.
- PAD_{max} absolutt øvre grense for fosfatlagring i sulfidfritt oksisk sediment
- $PADS_{lim}$ Grense for varig lagret mengde fosfat i sedimentet, lineær funksjon av mengde oksyngjeld som er lagret.
- $PARTC$ Konsentrasjon av partikulært organisk karbon i vannet.
- $PDET$ Dødt organisk materiale (detritus) i vannet som mengde fosfor pr. vannvolum.
- $PFYT$ Konsentrasjon av fosfor bundet i fytoplankton.
- PP Utfelling av P ved adsorpsjon av fosfat til partikler, som vertikal fluks (mengde pr. areal og tid).
- $PP_{a,max}$ Øvre grense for PP .
- $PP_{r,max}$ Øvre grense for utfelling av fosfor adsorbert til partikler fra oksiske vannmasser, som spesifikk utsynkningshastighet (lengde/tid) fra konsentrasjonen av fritt ortofosfat.
- $PSED$ Dødt organisk materiale akkumulert på og i sediment som mengde fosfor pr. bunnareal.
- Q Netto endring direkte knyttet til andre transportprosesser og tilførsler utenfra, inkludert vannutveksling mellom bassengene og evt. vertikal bevegelse av partikulært materiale i forhold til vannet.
- Q_b Netto langbølget varmestråling fra vann til atmosfære.
- Q_{CDET} Netto tilførsel av dødt organisk materiale til et lag ved nedsynkning, som mengde karbon pr. vannvolum og tidsenhet.
- Q_{CSED} Netto tilførsel av dødt organisk materiale til bunnen ved nedsynkning, som mengde karbon pr. areal og tidsenhet.
- Q_D Øvre grense for hvor mye lokalt produsert nitrat som kan transporteres direkte tilbake til den anoksiske sone i partikkel eller sediment ved ubegrenset behov, se side 91.

$Q_{D,ox}$	Tilgjengelig mengde lokalt produsert nitrat Q_D til denitrifisering fra aerob nedbrytning.
$Q_{D,anox}$	Den delen av nitrifisert ammonium fra remineralisering i anoksisk sone som kan bli ført tilbake og denitrifisert lokalt i partikkel eller sediment uten å komme ut i de frie vannmasser, se side 93.
Q_e	Netto varmetap/tilskudd knyttet til fordampning og kondensering av vann.
Q_h	Varmeledning fra vann til atmosfære.
Q_{inn}	Netto varmetilførsel gjennom overflaten (W/m^2)
Q_N	Samlet nitratforbruk til denitrifisering.
$Q_{N,ext}$	Øvre grense for tilgjengelig mengde fritt nitrat fra vannmassene som er tilgjengelig for denitrifisering pr. tidsenhet og volum eller areal.
$Q_{N,max}$	Øvre grense for nitratforbruket ved denitrifisering ut fra tilgangen på nedbrytbart materiale i oksygenfritt miljø.
$Q_{NH_3,anox}$	Totalt frigjort mengde ammonium-N ved denitrifisering og sulfatreduksjon i anoksiske soner.
$Q_{Nitr,anox}$	Mengde ammonium remineralisert i anoksisk sone og nitrifisert lokalt i partikkel eller sediment, se side 93.
$Q_{Nitr,ox}$	Mengde lokalt nitrifisert ammonium av det som er remineralisert i oksisk sone, se side 92.
$Q_{ox,d}$	Diffusiv transport av oksygen (mengde/areal og tid) gjennom overflaten.
Q_s	Innstråling av solenergi, i stor grad (50%) som synlig lys.
• q_0	Nedre grense for innhold av et næringsstoff (minimumskvote) i fytoplankton.
• q_1	EkspONENT for pumpings vektavhengighet for blåskjell med vekt $<W_c$.
• q_2	EkspONENT for pumpings vektavhengighet for blåskjell med vekt $>W_c$.
q_N	Variabelt N:C-forhold i fytoplankton.
q_P	Variabelt P:C-forhold i fytoplankton.
q_{Si}	Variabelt Si:C-forhold i fytoplankton.
$R_{a,1}$	Respirasjonsledd styrt av aktiv vekt $W_{a,1}$ for blåskjell i aldersklasse 1. (yngel).
R_{anox}	Den del av potensiell aerob bakteriell nedbrytning som ikke blir realisert pga. begrensninger i oksygentilgangen.

R_C	Generelt for nedbrytbarhets-potensiale for mengde eller konsentrasjon C_D , dvs. hvor mye som vil brytes ned pr. tidsenhet under standardbetingelser.
$R_{C,max}$	Nedbrytningsrate (mengde pr. tid) for en gitt mengde organisk stoff ved gitt temperatur og dyp, under god oksygentilgang, med ren aerob nedbrytning.
$R_{denitr,max}$	Øvre grense for hvor mye karbon pr. tidsenhet som kan brytes ned ved denitrifisering ut fra tilgangen på nedbrytbart materiale i oksygenfritt miljø.
R_i	Respirasjon pr. blåskjell i aldersklasse i .
R_{Myt}	Samlet respirasjon pr. individ hos blåskjell, inkludert andel av assimilert materiale.
R_m	Sultrespirasjon pr. individ hos blåskjell (" <i>maintenance</i> ").
R_N	Samlet brutto remineralisering av organisk bundet nitrogen ved nedbrytning av dødt organisk stoff.
R_{Ox}	Samlet forbruk av fritt oksygen pr. volum eller bunnareal pga. nedbrytningsprosesser.
$R_{ox,b}$	Faktisk nedbrytning av organisk karbon ved aerob rent bakteriell nedbrytning, som erstatning for redusert faunarelatert nedbrytning. (mengde pr. volum eller areal og pr. tid).
R_{PSED}	Remineralisering av P i sedimenter som mengde pr. areal og tid.
$RDET$	Nedbrytningspotensiale i dødt organisk materiale (Detritus) i vannet som mengde organisk karbon pr. vannvolum og tidsenhet, definert i forhold til standardbetingelser: 20°C, varig høyt oksygeninnhold.
$RESP_f$	Respirasjon (dag ⁻¹) hos fyttoplankton som funksjon av temperatur.
• $RESP_{f,20}$	Respirasjon (dag ⁻¹) hos fyttoplankton ved $T=20^\circ\text{C}$.
• $RESUSP$	Resuspensjonsfaktor som skal uttrykke i hvor stor grad avsetningen på bunnen blir redusert fordi det skjer en oppvirvling av materiale som deretter kan bli transportert videre nedover, se side 75.
$RSED$	Nedbrytningspotensiale i dødt organisk materiale akkumulert på og i sediment som mengde karbon pr. bunnareal og dag, definert i forhold til standardbetingelser: 20°C, varig høyt oksygeninnhold.
R_{sulf}	Omfang av nedbrytning ved sulfatreduksjon som mengde karbon pr. volum eller areal og pr. tid.
• $r_{0,j}$	Spesifikk nedbrytbarhet (tid ⁻¹) for tilført nytt organisk stoff av type j under definerte standardbetingelser. Definert med separat verdi for ulike typer materiale (plankton, døde blåskjell, organisk stoff tilført fra land).

- $r_{0,Z}$ Respirasjon hos zooplankton ved 20°C og høyt oksygeninnhold i vannet.
- $r_{b,SP}$ Faktor på overdekningsraten b anvendt på utfelt sulfid og fosfat i sedimentet, ut fra at kjemisk utfelte forbindelser kan tilgjengelig ned til større sedimentdyp ved skiftninger mellom oksiske og anoksiske forhold.
- r_{denitr} Forholdet mellom spesifikk nedbrytningsrate ved denitrifisering med ubegrenset tilgang på nitrat, og maksimal rate for aerob bakteriell nedbrytning.
- r_{fyt} Summen av spesifikke tapsledd hos fyttoplankton (dag^{-1}).
- r_G Andel av netto assimilering hos blåskjell som respireres som tilleggsrespirasjon til sultnivået ved oppbygging av nytt vev.
- $r_{m,15}$ Sultrespirasjon pr. individ hos blåskjell med tørrvekt W_c av aktivt bløtdelsvev, ved 15°C.
- r_{Nfix} Øvre grense for evnen til nitrogenfiksering i fyttoplankton (tid^{-1}), relativt til optimalt N-innhold.
- r_{Nitr} Maksimal spesifikk rate for nitrifisering av fritt ammonium i vannmassene, se side 97.
- $r_{ox,b}$ Maksimal aerob nedbrytningsrate uten fauna, relativt til maksimal nedbrytning under gode oksygen-forhold og full fauna-aktivitet.
- r_{PADS} Andelen av remineralisert P i sedimentet som holdes tilbake ved adsorpsjon til partikler.
- $r_{sed,1}$ Nedsynkingsrater (dag^{-1}) hos diatoméer uten næringsstoffbegrensning
- $r_{sed,2}$ Nedsynkingsrate (dag^{-1}) hos diatoméer med sterk næringsstoffbegrensning.
Se side 41.
- r_{sulf} Asymptotisk maksimum for spesifikk nedbrytning ved sulfatreduksjon i forhold til rent bakteriell aerob nedbrytning. Se side 95.
- S Grunnstoffet svovel
- $SDET$ Dødt organisk materiale (detritus) i vannet som mengde silisium pr. vannvolum.
- $SFYT$ Konsentrasjon av silikat bundet i fyttoplankton (bare for diatoméer).
- Si Grunnstoffet silisium.

- $(\text{Si:C})_{\min}$ Minste Si:C-forhold i fytoplankton.
- $(\text{Si:C})_{\text{opt}}$ Optimalt Si:C-forhold i fytoplankton.
- S_i Materiale som avgis ved gyting pr. blåskjell i aldersklasse i .
- Sp Gyting (*spawning*) hos blåskjell som mengde karbon pr. individ pr. tidsenhet.
- $SSED$ Dødt organisk materiale akkumulert på og i sediment som mengde silisium pr. bunnareal.
- T Temperatur i °C.
- t Tid.
- TOC Totalt organisk karbon.
- U Vindhastighet [m/s].
- U_{ASED} Utlekking av oksyngjeld (sulfid) fra sedimentene pr. areal og tid
- U_{PADS} Utlekking av fosfat fra sedimenter.
- u Synkehastighet for dødt organisk materiale som funksjon av dypet.
- u_* Vindens friksjonshastighet.
- u_0 Verdi på synkehastighet u for dødt organisk materiale nær overflaten.
- $u_{Ased,k}$ Spesifikke rater for utlekking av lagret oksyngjeld til sedimentet, verdi for $k=1$ angir rate for mengder under terskelverdi $ASED_{\max}$, mens verdi for $k=2$ angir rate for overskytende mengde.
- u_{PADS} Spesifikk utlekkingsrate (tid^{-1}) for den fosfatmengden som overstiger grensen $PADS_{\text{lim}}$.
- u_{sulf} Forholdet mellom faktisk sulfatreduksjon og maksimal total nedbrytning, se side 95.
- Vol Vannvolum for et modell-lag.
- V_{Σ} Øvre grense for samlet pumping av vann gjennom filtersystemet for blåskjellbestanden innenfor et modell-lag.
- $V(W_a, T)$ Maksimal filtrering pr. individ hos blåskjell som vannvolum pr. tidsenhet.
- V_c Maksimal filtrering pr. individ hos blåskjell med vekt W_c .
- V_{lim} Tilgjengelig mengde nytt vann pr. tidsenhet for blåskjellbestanden innenfor et modell-lag, begrenset av vind og spesifiserte koeffisienter $k_{V,1}$ og $k_{V,2}$.

- V_{Nutr} Næringsopptak hos fytoplankton (g/gC/dag).
- $V_{Nutr,max}$ Øvre grense for næringssaltopptak V_{kap} hos fytoplankton ved ytre metning.
 - $V_{Nutr,omsetn}$ Øvre grense på samlet næringssopptak hos fytoplanktonbestanden ut fra omsetning av gjenværende mengde fritt næringsstoff (g/dag).
 - $V_{Nutr,opt}$ Øvre grense på næringssopptak hos fytoplankton ut fra behov og forbruk, dvs. tilpasset næringsinnhold og veksthastighet.
 - v_{fl} Vertikal midlere vandringshastighet for fytoplankton gruppe 2 (dinoflagellater).
 - $v_{fl, ned}$ Maksimal vandringshastighet nedover for fytoplankton gruppe 2 (når næringsbegrensning dominerer).
 - $v_{fl, opp}$ Maksimal vandringshastighet nedover for fytoplankton gruppe 2 (når lysbegrensning dominerer).
 - $v_{Z,m}$ Maksimal vertikal vandringshastighet for zooplankton mellom modell-lag.
 - v_{zoo} Midlere vertikal vandringshastighet for zooplankton mellom modell-lag.
 - ✕ W_0 Bløtdelsvekt ved bunnslåing for blåskjell = $1 \cdot 10^{-6}$ g tørrstoff bløtdel.
 - ✕ W_{1cm} Maksimal aktiv bløtdelsvekt (tørrstoff) for blåskjell med lengde 1 cm = 0.00592 g.
 - $W_{a,i}$ Mengde vekst-aktivt vev pr. blåskjell i aldersklasse i .
 - W_c Kritisk blåskjellvekt for knekkpunkt i funksjonen for pumping og respirasjon som funksjon av vekt.
 - W_m Blåskjellvekt (tørrstoff aktivt vev) hvor pumpekapasiteten slutter å øke med vekt.
 - W_r Blåskjellvekt (tørrstoff aktivt vev) hvor øvre grense $E_{r,max}$ for reproduksjonsfaktor E_r blir nådd.
 - $W_{t,i}$ Total bløtdel tørrstoffvekt pr. blåskjell i aldersklasse i .
 - w Midlere vertikal strømhastighet i vannet, >0 for strøm rettet opp mot overflaten.
 - w_{sulf} Forholdet mellom oksyngengitt reduksjon i sulfatreduksjon og maksimal rate for denitrifisering relativt til aerob bakteriell nedbrytning, se side 95.
 - X_{FZ} Relativ reduksjon i fødeopptak hos zooplankton pga. begrenset fødetilgang.

- Y_I Lysutnyttelse hos fytoplankton, uttrykt som forhold mellom maksimal veksthastighet μ_{\max} og kritisk lysstyrke I_k , se side 37.
- $Y_{I,opt}$ Lysutnyttelse Y_I hos fytoplankton ved optimal tilpasning til gjeldende lysstyrke.
- z Dyp (0 i overflaten, >0 under overflaten).
- z_r Halvmetningsdyp i funksjonen for nedbrytning som funksjon av dyp for detritus i vannfasen, se side 77.
 - z_s Det dypet hvor påtrykt blandingsenergi E_s fra antatte overflateprosesser er halvert i forhold til asymptotisk overflateverdi $E_{s,0}$, se side 20.

NIVA



Norsk institutt for vannforskning

Postboks 173 Kjelsås, 0411 Oslo

Telefon: 22 18 51 00 Fax: 22 18 52 00

ISBN 82-577-2626-5