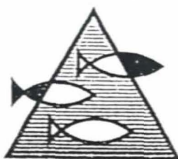


PROSJEKTRAPPORT

ISSN 0071-5638



HAVFORSKNINGSINSTITUTTET

MILJØ - RESSURS - HAVBRUK

Nordnesparken 2 Postboks 1870 5024 Bergen

Tlf.: 55 23 85 00 Fax: 55 23 85 31

Forskningsstasjonen

Flødevigen

4817 His

Tlf.: 37 01 05 80

Fax: 37 01 05 15

Austevoll

Havbruksstasjon

5392 Storebø

Tlf.: 56 18 03 42

Fax: 56 18 03 98

Matre

Havbruksstasjon

5198 Matredal

Tlf.: 56 36 60 40

Fax: 56 36 61 43

Distribusjon:

ÅPEN

HI-prosjektnr.:

04.01.1

Oppdragsgiver(e):

Nærings- og
energidepartementet

Oppdragsgivers referanse:

NOE 93/309

Rapport:

FISKEN OG HAVET

NR. 9 - 1994

Tittel:

SIMULERING AV STRØMFELT, HYDROGRAFI,
ISDEKKE OG PRIMÆRPRODUKSJON I DET
NORDLIGE BARENTSHAV

Senter:

Marint miljø

Seksjon:

Havmiljødata og modellering

Forfatter(e):

Dag Slagstad og Svein Stokke
SINTEF Regulerings-teknikk
7034 Trondheim

Antall sider, vedlegg inkl.:

47

Dato:

01.09.1994

Sammendrag:

Rapporten beskriver en 3-dimensjonal numerisk modell som simulerer strømfelt, hydrografi, isutbredelse og primærproduksjon. Modellen bruker meteorologiske data fra Det norske meteorologiske institutts hindcast-database og hydrografiske data fra Havforskningsinstituttet.

Modellen simulerer endringer i hvordan fysiske forhold innvirker på primærproduksjon i et kaldt (1981) og et varmt (1984) år. Resultatene viser at primærproduksjonen i de atlantiske deler av Barentshavet er betydelig høyere enn i de arktiske dominerte områder. Varme år har ca. 30% høyere primærproduksjon enn kalde år.

Emneord - norsk:

1. Simuleringsmodell
2. Klima
3. Primærproduksjon

Prosjektleder

Emneord - engelsk:

1. Simulating model
2. Climate
3. Primary production

Seksjonsleder

INNHOLDSFORTEGNELSE	Side
Forord/ <i>Foreword</i>	3
Sammendrag/ <i>Summary</i>	4
1 Innledning	5
2 Modellbeskrivelse	6
2.1 Basisligninger	6
2.2 Vertikal blanding	8
2.3 Ismodell	9
2.4 Numerisk regneskjema og grensebetingelser	11
2.5 Planteplanktonmodell	11
3 Modellkonfigurasjon og drivkrefter	14
3.1 Modellområde	14
3.2 Grensebetingelser	15
3.3 Tetthetsfelt	14
3.4 Atmosfæriske drivkrefter	16
4 Simuleringsresultater	17
4.1 Strømfelt	17
4.2 Isutbredelse	19
4.2.1 Kaldt år (1981)	19
4.2.2 Varmt år (1984)	19
4.3 Hydrografiske forhold	22
4.4 Sesongvariasjoner i planteplanktonets utbredelse	27
4.4.1 Kaldt år (1981)	27
4.4.2 Varmt år (1984)	27
4.4.3 Isens innflytelse på produksjonen	28
4.4.4 Svalbardbanken	28
4.4.5 Klorofyllmaksimum	28
5 Konklusjon og sårbarhetsvurdering	36
6 Litteratur	37
7 Appendiks	39

2829

Forord

Denne rapporten er et av flere bidrag til et utredningsprosjekt for Arbeidsgruppen for Konsekvensundersøkelser av Petroleumsvirksomhet (AKUP). Prosjektet har tittelen "Geografisk og sesongmessig fordeling av plante- og dyreplankton" (Prosjekt nr. 2.2.3) og hører under AKUPs utredningsprogram "Barentshavet Nord".

Prosjektet gjennomføres av forskere ved Havforskningsinstituttet, Universitet i Bergen, Norges Fiskerihøgskole, SINTEF og Akvaplan-NIVA under ledelsen av forsker Harald Loeng, Havforskningsinstituttet.

Et underprosjekt har hatt som målsetning å simulere fysiske og biologiske forhold i det nordlige Barentshav. Modellene som er brukt ble delvis utviklet under forskningsprogrammet ProMare (1984-1989), men er, med støtte fra Norges forskningsråd (tidl. NFFR) videreutviklet i prosjektene: *Modellering av fiskebestanders fysiske og biologiske omgivelser* (Flerbestandsprogrammet), *Modeller for hydrodynamikk og plankton i kyststrømmen* (MARE NOR) og *Modeller for lodde - plankton interaksjoner* (FITEK).

Modelleringsprosjektet har delvis sammenfallende målsetning som de overnevnte prosjekter og har derfor vært utført i samtidig med disse. Vi vil gjerne rette en takk til Harald Loeng for verdifulle kommentarer til rapporten.

Trondheim, juni 1994

Foreword

This report is one of several contributions to a project for the Working group on Consequences Analyses of Petroleum Activities (AKUP). The project report is called "Geographical and seasonal distribution of phyto- and zooplankton" (project no. 2.2.3) and is a part of AKUP's program "The northern Barents Sea".

The project is being carry out by scientists at the Institute of Marine Research, University of Bergen, The Norwegian College of Fisheries, SINTEF and Akvaplan-NIVA under the leadership of Harald Loeng, Institute of Marine Research.

A sub-project was aimed to simulate physical and biological conditions in the northern Barents Sea. The models used were partly developed during the Norwegian national Program on Marine Arctic Ecology (ProMare) (1984-1989), and further developed with support from The Norwegian Research Council (former: NFFR) during the projects: "Modelling of Physical and Biological Environment of Fish Stocks" (The Multispecies program), Models for hydrodynamics and Plankton in the Coastal Current" (MARE NOR) and "Models for capelin - plankton interactions" (FITEK).

The modeling project has partly the same aims as the mentioned projects and it has, therefore, been carried out in close connections to those. We would like to thank Harald Loeng for helpful comments to this report.

Trondheim, June 1994

Sammendrag

Rapporten beskriver en numerisk 3-dimensjonal modell som simulerer, strømfelt, hydrografi, isutbredelse og primærproduksjon. Modellen bruker inngangsdata fra norske meteorologiske stasjoner og data fra Det norske meteorologiske institutts (MI) hindcast-database. Ut fra et startfelt for hydrografi simuleres endringer i hydrografien som et resultat av transport, avrenning fra land, avkjøling og smelting/frysing av is. Det er valgt ut to år, et kaldt (1981) og et varmt (1984) som studeres med hensyn på klimatisk påvirkning av primærproduksjonen. Modellen simulerer i overensstemmelse med observerte verdier mye is i 1981 og tilsvarende lite i det varme året slik at dette gir et grunnlag for videre simulering av primærproduksjon. Årsproduksjonen av plantoplankton er spesielt avhengig av isutbredelsen om våren. Når isen smelter, blir det høy vertikal stabilitet noe som reduserer vertikal transport av næringssalter sammenlignet med områder hvor det er termisk oppvarming som skaper stabilitet. Jo større deler av Barentshavet som er dekket av is, jo større områder vil ha høy stabilitet nå isen har smeltet. Sammenligner vi det kalde og det varme året som er simulert her, viser det seg at primærproduksjonen er mellom 25 og 250% høyere i det området som var isfritt i 1984, men isdekt i 1981. Totalt steg primærproduksjonen i Barentshavet med rundt 30% fra 1981 til 1984.

Summary

This report describes a numerical 3-dimensional model that simulates, current field, ice distribution, hydrography and primary production. The model uses input data from norwegian meteorological stations and data from the Det norske meteorologiske institutts (MI) hindcast-database. From initial fields of temperature and salinity, change in the hydrography as a result transport, fresh water supply from land, cooling/heating and melting/freezing of ice is simulated. A warm year (1984) and a cold year (1981) are selected in order to study how the climate may affect primary production. The model simulates, according to the observed values, a large, southern ice distribution in 1981 and much less in the warm year which form a basis for simulations of the primary production. The annual production of phytoplankton is in particular dependant on the ice distribution during the spring. When the ice melts, strong vertical stability is created which reduces the vertical transport of nutrients compared with conditions where thermal heating alone creates stability. The larger the ice cover is, the larger area would obtain strong stability after the ice melts. When comparing the cold and the warm year simulated here, the primary production is between 25 and 250% higher in the area which were free of ice in 1984, but ice covered in 1981. The total annual production for the whole Barents Sea increased about 30% from 1981 to 1984.

1 Innledning

Primær og sekundærproduksjonen i det sørlige Barentshavet starter tidlig om våren, mens isen ennå dekker den nordlige delen. Hydrografien som i stor grad er med på å styre denne produksjonen gjennom sin virkning på vertikal blanding er ikke kjent i tilstrekkelig grad til at 3D-modeller kan brukes for beregning av våroppblomstringen. Vi har i dette arbeidet derfor tatt utgangspunkt i et hydrografi-felt for en høstsituasjon der data for hydrografi er tilgjengelig gjennom Havforskningsinstituttets årlige høsttokt i Barentshavet. Ut fra vindfelt (MIs hindcast database) og temperatur, skydekke, og luftfuktighetsdata fra meteorologiske stasjoner i modelområdet er varmekraften mellom atmosfære og hav beregnet og derved temperatur på havoverflaten. Saltholdigheten blir påvirket gjennom avrenning fra land og frysing/smelting av is. Transport og vertikal blanding vil så fordele temperatur og saltholdighet i vannmassene.

Det finnes mange muligheter for at feil i modellen og unøyaktigheter i drivkreftene skal påvirke resultatene til det ugjenkjennelige etter ett års simulering uten at modellen blir oppdatert til virkeligheten. De data som er tilgjengelig gjennom vinteren er isfordeling samt overflate-temperatur og hydrografi fra den sørlige del. Om våren eller sommeren har det gjerne vært et tokt til området noe som gjør at vi kan sammenligne modellresultatene med observerte verdier også nedover i dypet.

Simuleringene som er beskrevet i denne rapporten skal belyse forskjellen i primærproduksjon i det nordlige Barentshav mellom et varmt og et kaldt år. Vi har derfor valgt ut 1981 som eksempel på et kaldt år, og 1984 som et varmt år.

2 Modellbeskrivelse

Modellen som beskrives er en 3-dimensjonal, baroklin, endelig differens "nivå-modell" som er definert ved en sekvens av faste, men gjennomtrengelige nivå. Hvert nivå har en fast tykkelse, unntatt nivået som ligger nær overflata og det nivå som tilfeldigvis er nær bunnen. Antall nivå vil således være en funksjon av de horisontale koordinatene.

2.1 Basisligninger

Ligningene som beskriver bevegelse av en inkompressibel væske på et roterende underlag kan, når en tar med horisontal og vertikal turbulent diffusjon av bevegelsesmengde skrives:

Akselerasjon i x-retning:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv - u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_v \nabla^2 u + \frac{\partial}{\partial z} A_v \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1)$$

Akselerasjon i y-retning:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu - u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \nabla^2 v + \frac{\partial}{\partial z} A_v \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2)$$

Vertikal hastighet (w) finnes fra kontinuitetsligningen:

$$\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

og overflateelevasjon (η) fra:

$$\eta = \int w_1 dt \quad (4)$$

hvor

- u, v - horisontale hastighetskomponenter i hhv. x- og y-retning
- w₁ - vertikal hastighet av overflata
- η - høyden av den frie overflate relativt til en uforstyrret middelverdi
- f - Coriolis-parameteren
- ρ - tetthet
- A_h - horisontal turbulent diffusjon av bevegelsesmengde

A_v - vertikal turbulent diffusjon av bevegelsesmengde

p - trykk som finnes av den hydrostatiske ligningen

$$p(z) = \int_z^{\eta} \rho g dz + P_a \quad (5)$$

hvor P_a er atmosfæretrykket

Rom- og tidsvariasjoner av tetthet, ρ , finnes fra tilstandsligningen

$$\rho = \rho(S, T) \quad (6)$$

hvor S og T er saltholdighet og temperatur. Disse skalare feltene kan modelleres ved en balanseligning av formen

$$\frac{\partial c}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x}(uc) - \frac{\partial}{\partial y}(vc) - \frac{\partial}{\partial z}(wc) + K_h \nabla^2 c + \frac{\partial}{\partial z}(K_v \frac{\partial c}{\partial z}) + \delta_c \quad (7)$$

hvor

c - S eller T

K_h - horisontal turbulent diffusjon av saltholdighet og temperatur

K_v - vertikal turbulent diffusjon av saltholdighet og temperatur

δ_c - $c=T$: termodynamisk interaksjon mellom det øvre nivå (lag) og atmosfæren
 $c=S$: tilførsel av salt eller ferskt vann under frysing eller smelting av is

og operatoren ∇^2 betyr

$$\nabla^2 \Theta = \frac{\partial^2 \Theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Theta}{\partial y^2} \quad (8)$$

hvor Θ er tilfeldig funksjon av x og y .

2.2 Vertikal blanding

Den vertikale turbulente blandingskoeffisienten, A_v , beregnes som en funksjon av Richardsonstallet (R_i) og havoverflatens tilstand (bølger). Richardsonstallet,

$$R_i = \frac{g \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\rho \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right)} \quad (9)$$

er høyt når vannsøylen er stabil og blir mindre når den vertikale tetthetsgradienten avtar og når det vertikale strømskjæret blir kraftigere. Ifølge Price og Weller (1986) blir strømmingen turbulent når R_i blir mindre enn ca 0.65. Avkjøling på overflaten kan produsere tungt vann som ligger over lettere, noe som skaper konveksjon. Dette simuleres som en momentan blanding med uendelig høy blandingskoeffisient. Formelen som brukes til å beregne vertikal blandingskoeffisient er

$$A_v(\rho, u, v, W, z) = A_{vm} \left\{ \operatorname{atan} \frac{k(R_{i0} - R_i) + 0.5}{\pi} \right\} + a_w(W, z) + a_{\text{tide}} \quad (10)$$

hvor A_{vm} er maksimal vertikal diffusjon, dvs en asymptotisk verdi A_v nærmer seg mot når R_i går mot minus uendelig, R_{i0} er den verdi av Richardsonstallet hvor strømmingen går over fra og være laminær til turbulent og k er en parameter som angir hvor raskt (steilheten) vertikal diffusjon endrer seg når Richardsonstallet ligger rundt R_{i0} .

$a_w(W, z)$ er en funksjon som beskriver vertikal, turbulent diffusjon som funksjon av bølgehøyde og -periode som igjen er en funksjon av vindhastigheten (Ichiye og Leinonen 1977).

$$a_w(W, z) = 0.028 \frac{H^2}{T} e^{-2kz} \quad (11)$$

hvor H er signifikant bølgehøyde, T er gjennomsnittlig bølgeperiode, k er bølgetall og W er vindhastighet. H og T er relatert til vind gjennom en empirisk formel fra JONSWAP programmet (Hasselmann 1973). Hvis fetchlengden¹ er 500 km får vi

$$H = 0.4 W \quad (12)$$

1. fetchlengde - den strekning vinden virker på over et fritt havområde for å skape bølger

$$T = 3.6 W^{0.33} \quad (13)$$

Bølgetallet finnes fra dispersjonsligningen $\omega^2 = gk$, hvor $\omega = 2\pi/T$. a_{tide} avhenger av lokal tidevannshastighet og dybde, beregnet ut fra en formel gitt i Loder and Greenberg (1986):

$$\log \left(\frac{h}{\rho C_D |v|^3} \right) \leq 2.9 \quad (14)$$

Nå betingelsen i (14) er oppfylt antas blandingskoeffisienten så høy at vannsøylen i praksis kan betraktes som gjennomblandet. Bare M_2 er brukt for å beregne tidevannskomponenten. I det modellområdet som er omtalt i denne rapporten er det bare Svalbardbanken og de grunne områdene utenfor Nord-Russland hvor tidevannsblandingen har betydning.

Parametrene som brukes i modellen er: $A_{vm} = 0.03 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $R_{i0} = 0.65$, $k = 30$.

2.3 Ismodell

En modell som skal simulere biologiske forhold i det nordlige Barentshav må ha en representasjon av isdekke. Dette fordi isen påvirker vertikal stabilitet i vannmassene både under frysing og smelting. Under frysing skilles det ut salt som gjør at vannet blir tyngre og etterhvert blander seg med underliggende vannmasser. Smelting av is derimot frigjør nesten ferskt vann som skaper et overflatelag som er lettere enn de underliggende vannmasser. Dessuten vil isen virke som et lokk som hindrer lys i å trenge ned i vannsøylen. Is dannes når avkjølingen bringer overflatetemperaturen ned til frysepunktet. Videre avkjøling fører til isdannelse.

Isen virker imidlertid som en isolator og reduserer varmekraften fra havet til atmosfæren. Råker som oppstår når isen beveger seg pga. vind eller havstrømmer vil da etterhvert bli bestemmende for varmekraften mellom hav og atmosfære. Landfast is (is på innsjøer og i fjorder) kan med relativ stor suksess modelleres med en tilstandsvariabel (istykkelsen). Dersom en kjenner temperaturprofilen nedover i vannsøylen og noen meteorologiske variable (lufttemperatur, luftfuktighet, skydekke og solinnstråling), kan en med relativ stor nøyaktighet beregne isens veksthastighet. I åpent hav derimot, vil råker som dannes pga. isens bevegelse lage et atskillig mer komplisert bilde. Havisen har som regel variabel tykkelse og både tykk og tynn is kan være til stede i samme område samtidig.

Isen er plastisk når den trykkes sammen (konvergens), men rives fort i stykker ved divergens, og det dannes sprekker og råker. Disse råkene har stort varmetap og tynn is blir raskt produsert. Ved konvergens blir den tynne isen lett presset sammen og omdannet til tykk is. Omfattende modeller (Hibler 1979) inneholder fordeling av istykkelsen noe som gjør at varmekraften kan beregnes for de istykkelser som finnes i området.

Den modellen vi skal benytte oss av her ligner på en modell presentert av Hibler (1979) og har to tilstandsvariable: istykkelse (h) og is-kompakthet (A). I en horisontal gridcelle (her: 20 x 20 km) vil h være gjennomsnittlig istykkelse og A andelen av cella som er dek-

ket av "tykk" is. Resten av cella er dekket av tynn is som vi antar har null tykkelse (dvs. åpent vann). Det åpne vannet representerer således en kombinert fraksjon av vann og tynn is, opptil en tykkelse h_0 (vi skal senere komme tilbake til denne størrelsen). Den resterende isen er tilfeldig fordelt. Massen av den tynne isen er imidlertid liten sammenlignet med den tykke og vi antar at den "tykke" isen har tykkelsen h/A .

For midlere istykkelse gjelder følgende kontinuitetsligning:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial (u_{is} h)}{\partial x} - \frac{\partial (v_{is} h)}{\partial y} + S_h \quad (15)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{\partial (u_{is} A)}{\partial x} - \frac{\partial (v_{is} A)}{\partial y} + S_A \quad (16)$$

hvor u_{is} og v_{is} er isens horisontale hastighetskomponenter. Siden A representerer den relative arealdekkningen kreves $A \leq 1$. S_h og S_A er termodynamiske ligninger gitt av

$$S_h = f(h/A) A + (1-A) f(0) \quad (17)$$

$$S_A = \begin{cases} (f(0)/h_0) (1-A), & \text{hvis } f(0) > 0 \\ 0, & \text{hvis } f(0) < 0 \end{cases} + \begin{cases} 0, & \text{hvis } S_h < 0 \\ (A/2h) S_h, & \text{hvis } S_h > 0 \end{cases} \quad (18)$$

$f(h)$ er veksthastighet av is med tykkelse h . S_h er gitt som summen av netto isvekst eller smelting i hhv. åpent vann og i den delen av gridcellen som er dekket av is.

S_A karakteriserer vekselvirkningen mellom den tynne og den tykke isen i en gridcelle. Det første leddet i ligning (18) er en parameterisering av at bevegelser i isen presser sammen den tynne isen slik at den får en tykkelse h_0 og dermed øker arealet med tykk is. h_0 er i disse simuleringene satt til 0.5 m. Det andre leddet tar hensyn til at smelting vil redusere arealet av is gjennom gradvis fjerning av den tynneste isen. Det antas istykkelsen er uniformt fordelt med tykkelse mellom 0 og $2h/A$. Under et tidsskritt Δt vil således all is med tykkelse $-S_h \Delta t$ fjernes og det relative arealet med åpent vann vil øke.

Isens drifhastighet er satt til 2.5% av vindhastigheten med retning 10 grader til høyre for denne (Zubov 1945, Løyning and Vinje 1991), pluss strømhastigheten fra det underliggende vannet.

2.4 Numerisk regneskjema og grensebetingelser

Ligningene for bevegelsesmengde og kontinuitet løses med en endelig differensmetode lignende en måte som er beskrevet i Tingele et al. (1979). Tilstandsvariablene diskretiseres i rom med et såkalt "staggered" grid også kjent som Arakawa C grid (Mesinger & Arakawa 1976). Sentraldifferens er benyttet for integrasjon i rommet, mens et to-nivå, semi-implisitt skjema brukes for tidsintegrasjon. Et hybrid skjema der sentral- og oppstrøms differenser kombineres integrerer de ulineære leddene. Adveksjon av temperatur og salt er approksimert gjennom et 2. ordens oppstrømsskjema. Detaljer om de numeriske metoder som er anvendt kan finnes i Slagstad (1987), Slagstad et al. (1989) og Støle-Hansen et al. (1989). Det såkalte "Flow Relaxation Scheme" (FRS) er brukt ved de åpne grensene (Martinsen og Engedahl 1987).

2.5 Planteplanktonmodell

Modellen av planteplankton som er basert på at nitrogen er det eneste begrensende næringsstoff, har tre tilstandsvariable. Disse er: Konsentrasjon av planteplankton (P , [mg Klo m^{-3}]), adapteringsgrad (A_p) og konsentrasjon av nitrogen (N , [m mol N m^{-3}]). Planteplanktonet vokser som en funksjon av irradians og næringsstoffer. Tapsleddene er respirasjon og sedimentering, som også antas å inkludere beiting fra dyreplankton (ligningene (19) - (21)).

Transport og fordeling i vannmassene er gitt av ligning (7) der vi henter hastigheter og vertikale blandingskoeffisienter fra den hydrodynamiske modellen. I Barentshavet er dessuten is av stor betydning for lysforholdene i vannsøylen og disse data blir derfor hentet fra ismodellen. Ligningene som beskriver lokal vekst av planteplankton i et bestemt dyp er:

$$\frac{dP}{dt} = PP_m^B \frac{Klo}{C} \left[\min \left\{ 1 - \exp \left(\frac{-\alpha^B I_z}{P_m^B} \right), \frac{N}{k_N + N} \right\} \right] - Pr - PS_{sed} \quad (19)$$

$$\frac{dN}{dt} = -PP_m^B \frac{Klo}{C} \left[\min \left\{ 1 - \exp \left(\frac{-\alpha^B I_z}{P_m^B} \right), \frac{N}{k_N + N} \right\} \right] + 0.5Pr \quad (20)$$

$$\frac{dA_p}{dt} = k_A (I_z^{\max} - A_p) \quad (21)$$

hvor P_m^B [$\text{mg C (mg Klo)}^{-1} \text{h}^{-1}$] er maksimal fotosyntesehastighet, Klo/C er klorofyll:karbonforholdet som varierer med adapteringsstatusen, α^B [$\text{mg C (mg Klo)}^{-1} \text{h}^{-1} (\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1})^{-1}$], er den klorofyll- a spesifikke fotosyntese-effektiviteten, k_N [mol N m^{-3}] er halvmetningskonstanten for opptak av nitrogen, r [h^{-1}] er respirasjonsraten, I_z er irradians i dybde z , k_A er en parameter som angir hvor raskt en alge adapterer til et lysnivå og I_z^{\max} er maksimal, daglig irradians. S_{sed} [h^{-1}] er sedimenteringsrate gitt av

$$S_{\text{sed}} = d_{\text{mn}} + (d_{\text{mx}} - d_{\text{mn}}) \exp \left\{ -\frac{N}{(k_N + N)/dg} \right\} \quad (22)$$

hvor d_{mn} [h^{-1}] sedimenteringsrate når næringssaltkonsentrasjonen er høy d_{mx} [h^{-1}] er maksimal sedimenteringsrate når næringssaltkonsentrasjonen er lav og dg er en parameter som angir formen på sammenhengen. Adapteringsstatusen tillates å variere mellom 20 og 200 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Fotosynteseparametre antas å variere lineært med adapteringsstatusen.

Irradiansen i PAR beregnes ut fra solhøyde etter en modell av Bird (1984). Gjennomsnittlig skydekke beregnes daglig ut fra data fra meteorologiske stasjoner på samme måte som for beregning av energifluks mellom atmosfære og hav. Når gjennomsnittlig cosinus for irradians i vann (COSI) settes lik 0.6 kan vi beregne skalar irradians nedover i vannsøylen ifølge (Kirk 1983).

$$I_z = \frac{I_0}{\text{COSI}} \exp \left\{ \int_z^0 \frac{1}{\text{COSI}} (k_w + f_{\text{att}}(\text{Klo})) d\tau \right\} \quad (23)$$

hvor, I_0 er irradians ved overflata, k_w er attenueringskoeffisient for rent vann og $f_{\text{att}}(\text{Klo})$ er en funksjon som beregner dempningen av irradians som funksjon av klorofyllkonsentrasjonen i vannsøylen (Parsons *et al.* 1983).

$$f_{\text{att}} = 0.0088\text{Klo} + 0.054\text{Klo}^{2/3} \quad (24)$$

Enhet for planteplankton i modellen er: mmol N m^{-3} . Resultatene er imidlertid presentert i klorofyllenheter [mg Klo m^{-3}] der klorofyll:karbon-forholdet er beregnet ut fra planteplanktonets adapteringsstatus. Følgende formel benyttes for å beregne Klo:C-forholdet ut fra adapteringsstatus:

$$\frac{\text{Klo}}{\text{C}} = \frac{\text{Klo}}{\text{C}} \Big|_{\text{skygge}} - \frac{\frac{\text{Klo}}{\text{C}} \Big|_{\text{skygge}} - \frac{\text{Klo}}{\text{C}} \Big|_{\text{lys}}}{A_{\text{P}}^{\text{lys}} - A_{\text{P}}^{\text{skygge}}} (A_{\text{P}} - A_{\text{P}}^{\text{skygge}}) \quad (25)$$

hvor indeksene “lys” og “skygge” indikerer hhv lys- og skyggeadaptert planteplankton. Beregning av P_{max} og α^{B} som funksjon av adapteringsstatusen beregnes på samme måte. Parametrene er gitt i Tabell 1.

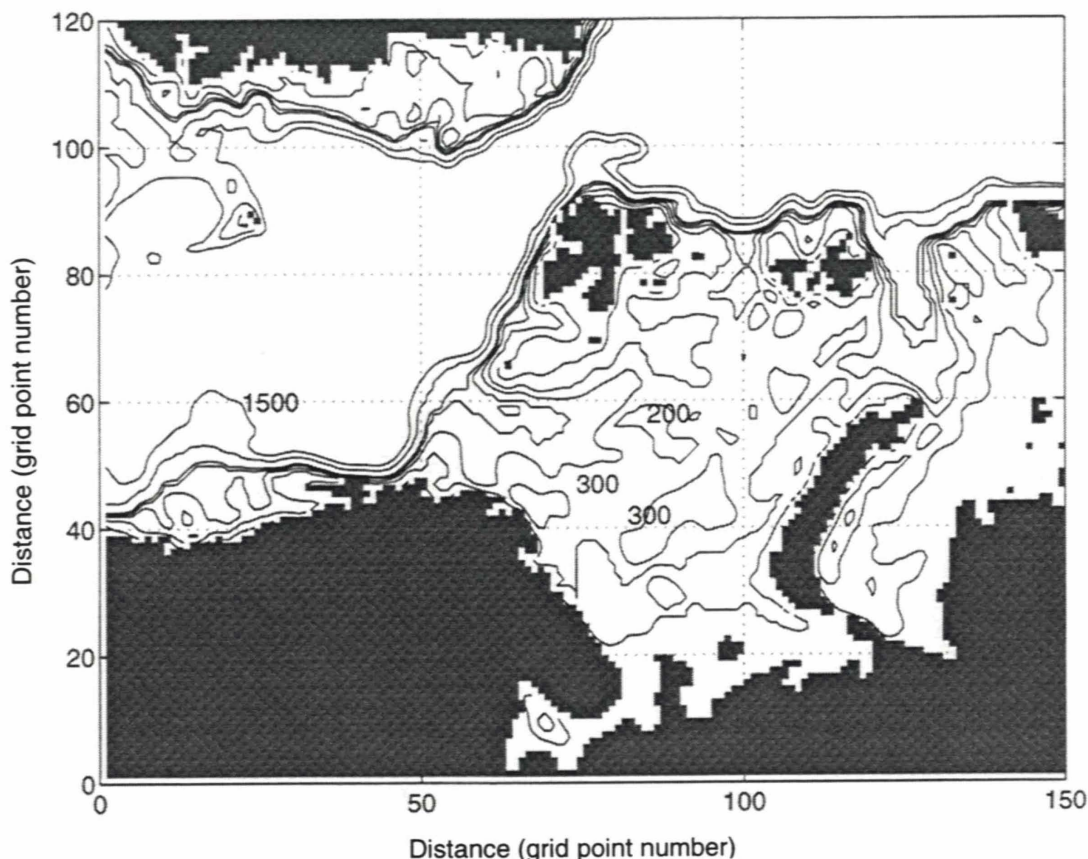
Tabell 1. Parametre brukt i planteplanktonmodellen^a

Symbol	Verdi	Enhet	Betydning
$P_m^B _{\text{skygge}}$	0.9	mg C (mg Klo) ⁻¹ h ⁻¹	maksimal fotosyntesehastighet for skyggeadapterte celler
$P_m^B _{\text{lys}}$	1.6	mg C (mg Klo) ⁻¹ h ⁻¹	maksimal fotosyntesehastighet for lysadapterte celler
$\frac{\text{Klo}}{\text{C}} _{\text{skygge}}$	0.035	-	Klorofyll:Karbon-forhold for skyggeadapterte celler
$\frac{\text{Klo}}{\text{C}} _{\text{lys}}$	0.02	-	Klorofyll:Karbon-forhold for lysadapterte celler
$\alpha^B _{\text{skygge}}$	0.02	mg C (mg Klo) ⁻¹ h ⁻¹ (μmol m ⁻² s ⁻¹) ⁻¹	fotosyntese pr lysenhet ved lav irradians for skyggeadapterte celler
$\alpha^B _{\text{lys}}$	0.026	mg C (mg Klo) ⁻¹ h ⁻¹ (μmol m ⁻² s ⁻¹) ⁻¹	fotosyntese pr lysenhet ved lav irradians for lysadapterte celler
k_N	0.4	μmol N l ⁻¹	halvmetningskonstant for opptak av nitrat
r	0.1	d ⁻¹	respirasjonsrate pr biomasseenhet
k_A		h ⁻¹	adapteringshastighet til lys
d_{mn}	0.0004	h ⁻¹	konverteringsrate fra planteplankton til synkende planteplankton ved høy nitratkons.
d_{mx}	0.00	h ⁻¹	konverteringsrate fra planteplankton til synkende planteplankton ved lav nitratkons.
dg	0.1	-	parameter som bestemmer den funksjonelle sammenhengen mellom næringssaltkonsentrasjon og sedimentering
k_w	0.05	m ⁻¹	attenueringskoeffisient for "rent" vann
COSI	0.6	-	gjennomsnittlig Cosinus for lys i vann

a. De fleste parametrene i tabellen er hentet fra Sakshaug *et al.*, 1992.

3 Modellkonfigurasjon og drivkrefter

3.1 Modellområde



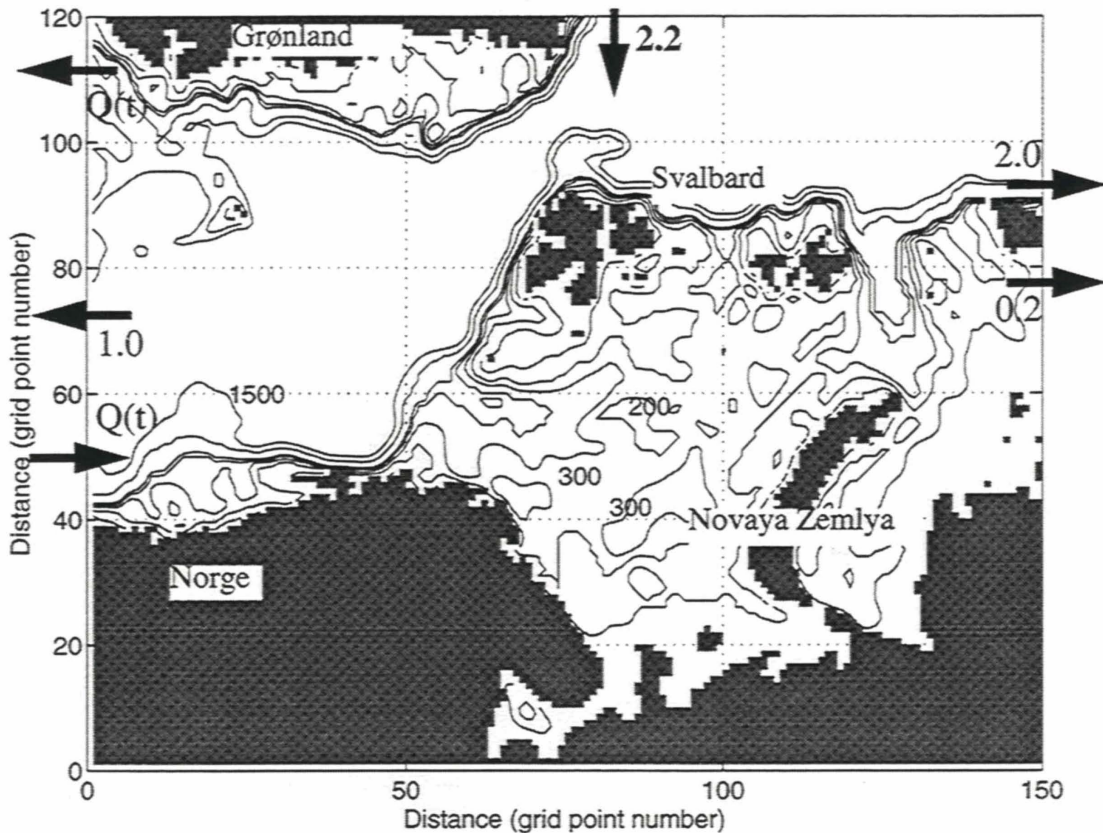
Figur 1 Modellområde. Enhetene på aksene er gridpunktnummer der nedre venstre hjørne er gridpunkt nummer (1,1). Siden avstanden mellom gridpunktene er 20 km, vil gridpunkt nummer 100 utgjøre en distanse på 2000 km fra nedre venstre hjørne.
 (Model area. The units on the axes are grid point numbers where lower left corner is grid point number (1,1). Since the distance between the grid points is 20 km, grid point number 100 is a distance of 2000 km from lower left corner.)

Modelloppsett

Dybde på lagene (nivåene) fra overflate og nedover	: 10, 5, 5, 5, 5, 5, 5, 10, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 50, 50, 100, 200, 400, 1000 m
Horisontal gridpunktavstand	: 20 km
Antall horisontale gridpunkt	: 150 x 120
Tidsskritt (dybdeintegrert modus)	: 75 s
Tidsskritt (baroklin modus)	: 1800 s

3.2 Grensebetingelser

Worthington (1970) beregnet den årlige midlere innstrømning av atlantisk vann til Norske-, Island- og Grønlandshavet basert på varmebudsjettet til omkring 8 Sv. Mysak and Schott (1977) and Gould *et al.* 1985 gjorde lignende estimater. Månedlige gjennomsnittsverdier kan imidlertid variere mellom 4 og 12 Sv (McClimans 1993, Gould *et al.* 1985). I simuleringene som er utført her er det lagt inn en varierende innstrømning av atlantisk vann langs kysten av Møre som varierer på samme måte som beskrevet i McClimans (1993), med minimum (4 Sv) om våren og maksimum (12 Sv) i desember. Utstrømning fra modellområdet skjer hovedsakelig gjennom Øst-Grønlandsstrømmen (Figur 2 viser detaljer).



Figur 2 Fluks gjennom de åpene grensene i Sverdrup ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Dybdekonturer er vist for hhv. 100, 200, 300, 400, 500, 1000 og 1500 m.
(Flux through the open boundaries in Sverdrup ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Isobaths are shown for 100, 200, 300, 400, 500, 1000, and 1500 m.)

3.3 Tetthetsfelt

Det initiale tetthetsfeltet er basert på Levitus verdensdatabase for temperatur og saltholdighet, men forbedret av Havforskningsinstituttet i Barentshavet med data fra hhv. høsten 1980 og 1983.

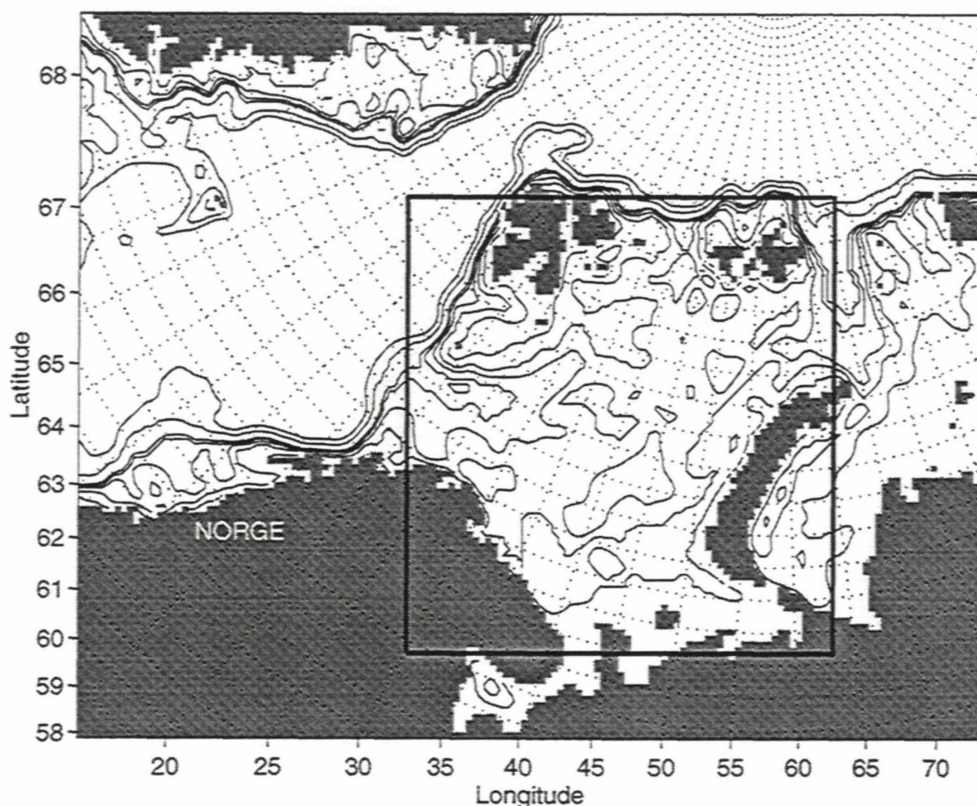
3.4 Atmosfæriske drivkrefter

Vind og atmosfærisk trykk hentet fra Det Norske Meteorologiske Institutt's hindcast-database. Disse data er tilgjengelig på et 75 km grid og interpolasjon av disse data ned til vårt modellgrid har derfor vært nødvendig. Den østlige delen av modellområdet (øst for Novaya Zemlya) er ikke dekket av MIs database og det har vært nødvendig å ekstrapolere vind og lufttrykk.

For å beregne varmekraft er det brukt data (lufttemperatur, luftfuktighet og skydekke) fra norske meteorologiske stasjoner som ligger i modellområdet. Langs kysten er det relativt god dekning, men russiske data har ikke vært tilgjengelig. Vi har derfor, ut fra klimatologisk atlas og delvis gjetning antatt et forløp for de meteorologiske forhold på Franz Josef land, Novaya Zemlya og øst på Kola. Fra disse punktvis målingene av meteorologiske variable er det interpolert ut horisontale felter som dekker modellområdet.

4 Simuleringsresultater

Resultatene fra modellsimuleringene vil i denne rapporten bli presentert fra en del av modellområdet (Figur 3). Det blir ikke vist målte data bortsett fra initialfeltet for temperatur og saltholdighet høsten 1980 og 1983. Data som kan brukes for å sammenligne med modellresultatene finnes imidlertid i Skjoldal *et al.* (1987).



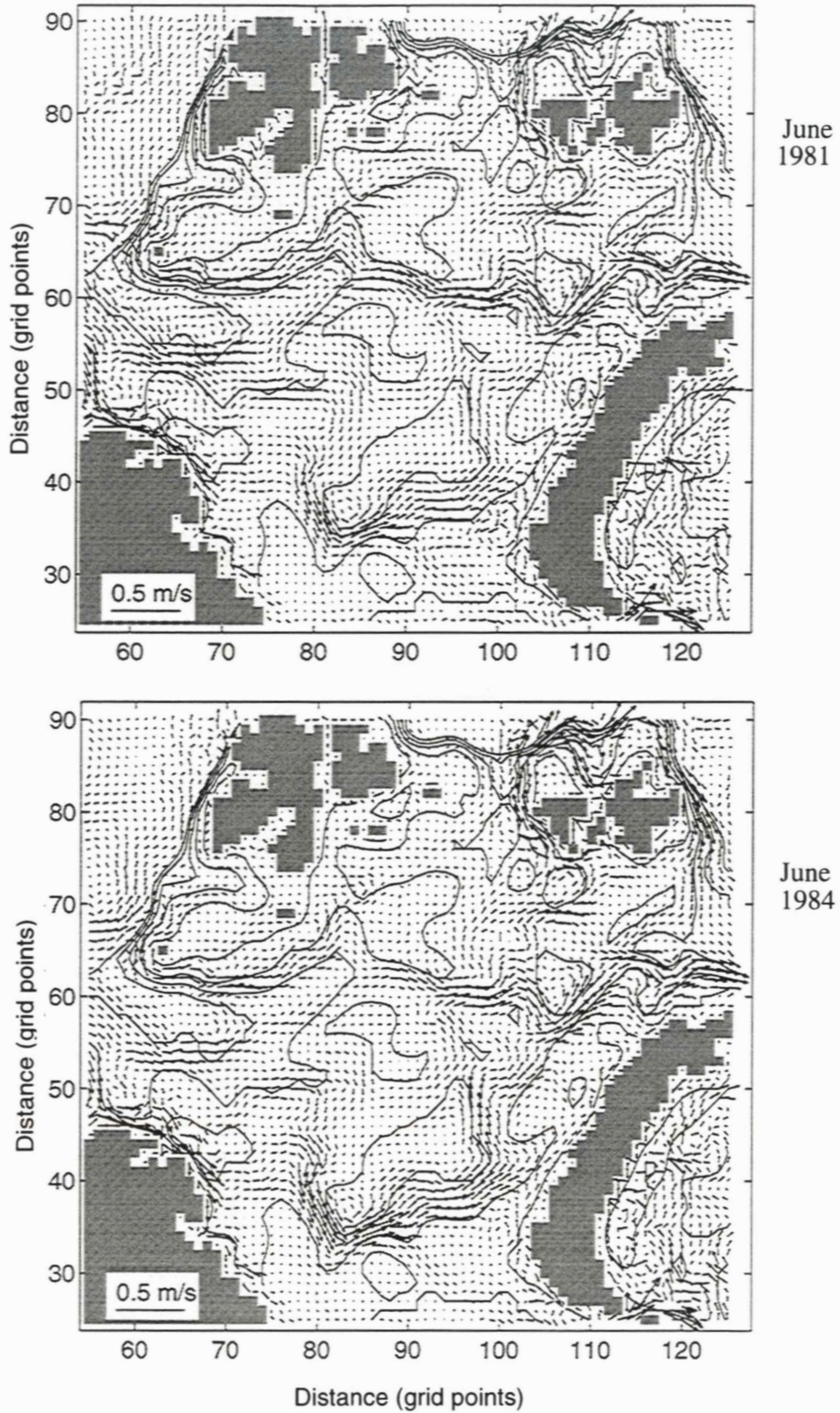
Figur 3 Modellområde. Den rektangulære boksen viser område hvorfra simuleringsdata blir presentert i denne rapporten.

(Model area. The square box shows the area from where simulation data will be presented).

4.1 Strømfelt

Strømfelt skifter raskt med meteorologiske forhold og en god beskrivelse av strømsystemet slik modellen simulerer det vil kreve en omfattende rapport. Eksempel på månedsmiddel av overflatestrøm er vist i Figur 4. Flere kraftige strømgrener er synlige på dette bildet. Innstrømningen sør for Bjørnøya er relativt sterk og fortsetter som en relativt smal strømgren inn i Hopendypet der den splittes opp i en gren som går østover mellom Sentralbanken og Storbanken, og en som går nordover i sadelpunktet mellom Storbanken og Svalbardbanken. Dette innstrømningsmønsteret finner vi igjen i flere modeller (Harms 1994, McClimans and Nilsen, J. H. 1990). I Slagstad *et al.* (1989) var det imidlertid et annet strømbilde i dette område noe som skyldes at grensebetingelsene var forskjellige. Persey-strømmen som går i sørvestlig retning nord for Storbanken er synlig i Juni 1981, men nærmest fraværende i Juni 1984.

Den sørvestgående, kalde strømmen på østsiden av Svalbardbanken er meget svak. Denne strømmen er tetthetsdrevet, og med en horisontal gridpunktavstand på 20 km er det vanskelig å opprettholde den nødvendige tetthetsgradienten som driver strømmen.



Figur 4 Gjennomsnittlig overflatestrøm for juni 1981 (øverst) og 1984 (nederst)
(Average surface current for June 1981 (upper) and 1984 (lower))

4.2 Isutbredelse

4.2.1 Kaldt år (1981)

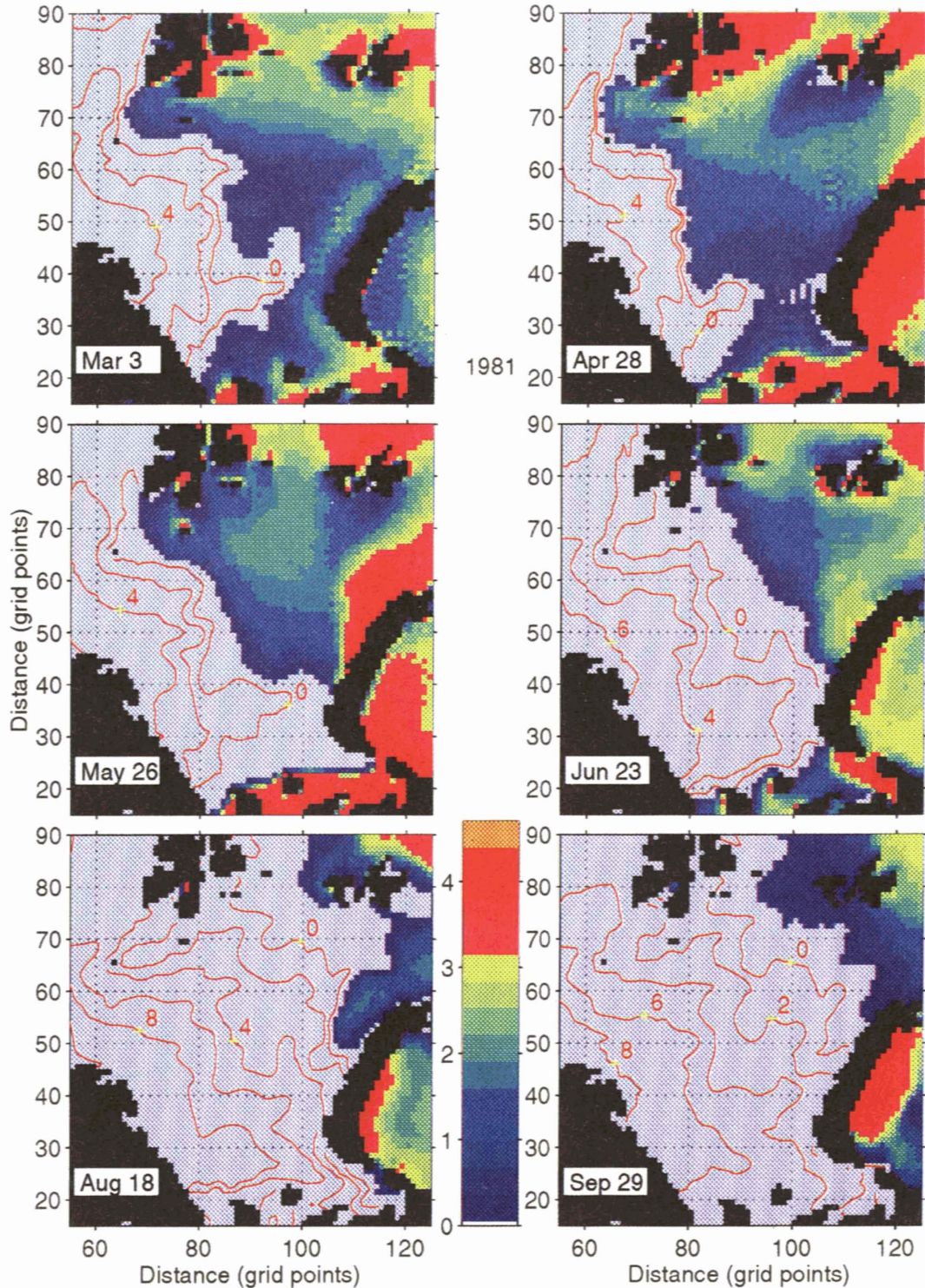
Simulert isutbredelse og overflatetemperatur er de variable som enkelt kan sammenlignes med måledata. I Figur 5 er det vist simulert isutbredelse på utvalgte datoer. Som initialverdi på isdekket er det lagt 2 m is nord og øst for en linje som strekker seg fra Svalbard - Franz Josef Land - Novaya Zemlya. Simuleringen starter 1. oktober 1980. I løpet av høsten og forvinteren dekket isen hele det nordlige Barentshav, en sone langs Novaya Zemlya og de grunne områdene i sørøst. Fremherskende nord og nordøstlig vindretning førte til at isen i mars og april forflyttet seg sør og vestover. Maksimal isutbredelse finner vi i slutten av april, noe som også stemmer bra med MIs iskart basert på satelittdata. Tilbaketrekningen av isen går rakt på strekningen Vardø Novaya Zemlya noe som skyldes den varme, østgående strømmen vi finner i bakken ned mot Sørøstbassenget. Ellers merker en seg den le-effekten Franz Josef Land og Novaya Zemlya har på isfordelingen. Ved nordlig vind vil således isen pakkes opp på nordsiden av øyene, mens en på sørsiden får minking i iskonsentrasjonen og til dels åpne råker. Avsmeltingen av isen utover sommeren ser ut til å være noe større i modellen enn observert på østsiden av Svalbard.

4.2.2 Varmt år (1984)

Simulert isutbredelse for 1984 (Figur 6) viser en betydelig mindre utbredelse enn for 1981. Dette skyldes flere forhold:

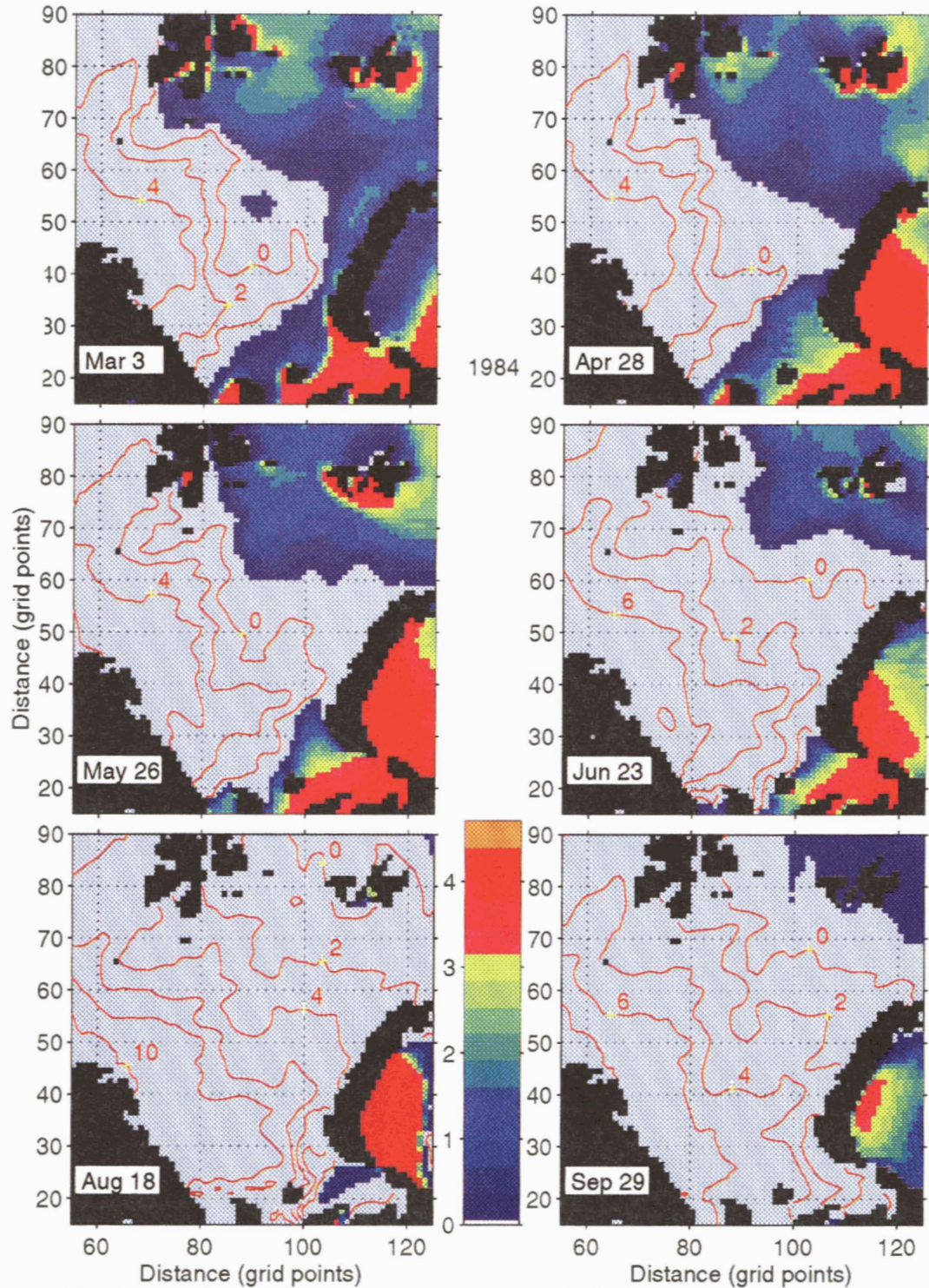
- Varmeinnholdet i Barentshavet ved simuleringsstart (1. oktober) var større i 1984 enn i 1981 noe vi kan se ut fra temperatursnittene i Figur 8
- Isutbredelsen ved simuleringsstart var mindre enn i 1981. Dette viste seg å ha betydning for simulert utbredelse for 1984. Liten ismengde det foregående år fører til at varmemengden som finnes i dypere vannlag når overflaten gjennom konveksjon. Simuleringer utført med samme isutbredelse som høsten 1980, ga nesten like mye is våren 1984 som våren 1981.

I den sørøstlige del av Barentshavet er ismengden betydelig større enn det som er observert. Dette tyder på at lufttemperaturen på Kola har vært satt til for lave verdier dette året (NB! Meteorologiske data fra den russiske delen av modellområdet har ikke vært tilgjengelig slik at data her er mer eller mindre gjettet). Simulert ismengde i Karahavet var betydelig større enn observert dette året noe som også tyder på for lav lufttemperatur på inngangsdata.



Figur 5 Simulert isutbredelse (angitt som gjennomsnittlig istykkelse i meter) og overflate-temperatur på utvalgte datoer i tidsrommet mars til september 1981. Isolinjer for temperatur er vist for hver 2. °C. Sammenheng mellom geografisk posisjon og grid-punktnummer er vist i Figur 7.

(Simulated ice distribution (shown as average ice thickness in meters) and sea surface temperature at selected dates from March to September 1981. Isolines for temperature are shown for every 2. °C. The connection between geographical position and grid point number is found in Figure 7).

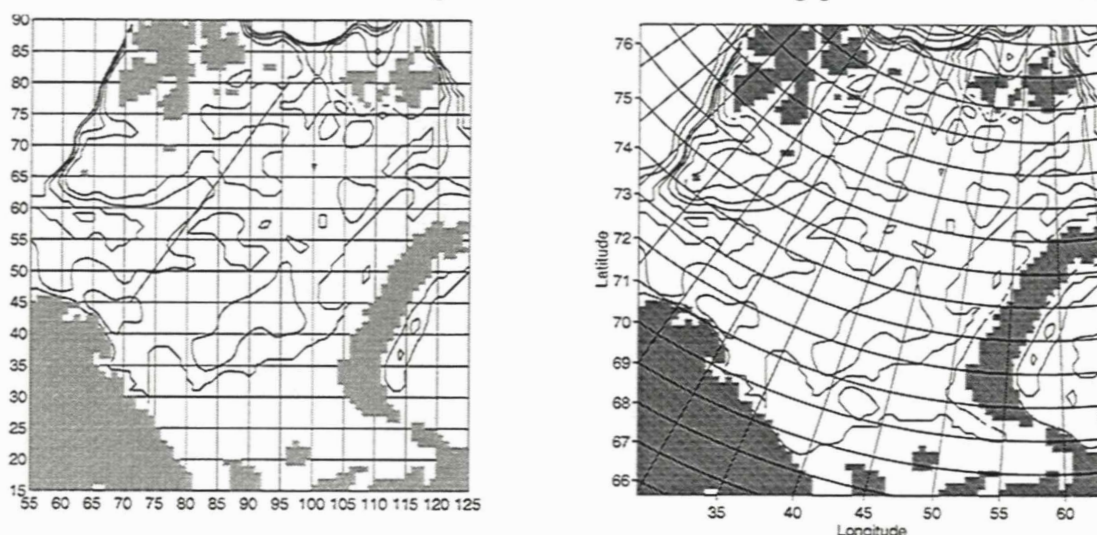


Figur 6 Simulert isutbredelse (angitt som gjennomsnittlig istykkelse i meter) og overflate-temperatur på utvalgte datoer i tidsrommet mars til september 1984. Isolinjer for temperatur er vist for hver 2. °C. Sammenheng mellom geografisk posisjon og grid-punktnummer er vist i Figur 7.

(Simulated ice distribution (shown as average ice thickness in meters) and sea surface temperature at selected dates from March to September 1984. Isolines for temperature are shown for every 2. °C. The connection between geographical position and grid point number is found in Figure 7).

4.3 Hydrografiske forhold

Utvikling av temperatur og saltholdighet gjennom året i de forskjellige deler av Barentshavet er enkelt å vise fra en modell, men tilgjengelige data for å verifisere simuleringsresultatene er en mangelvare. Fra 1979 og ut programperioden for PRO MARE ble det ofte gjort målinger langs et snitt som strakk seg fra Finnmarkskysten til Storbanken. Ofte ble bare korte deler av snittet dekket. Vi vil her vise hvordan de hydrografiske forhold langs dette snittet (Figur 7) utvikler seg gjennom året. Snittet berører den vestlige delen av Sentralbanken og går over hele Storbanken.

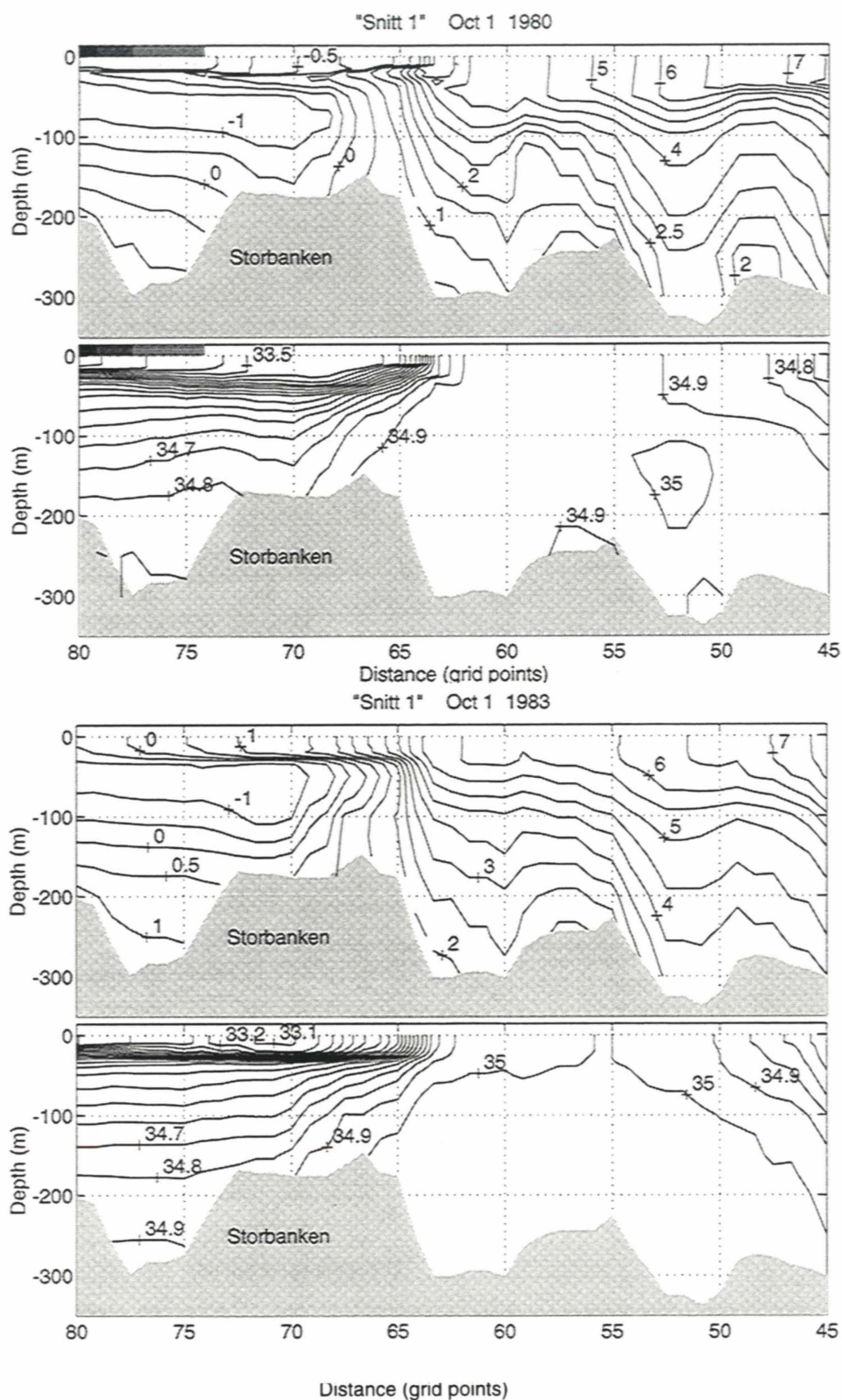


Figur 7 Sammenheng mellom geografisk posisjon og gridpunkt nummer. Figuren til venstre viser posisjon av "Snitt 1". Dybdekonturer for figuren til venstre er vist for 200, 300, 400 og 500m og den til høyre for 100, 200, 300, 400, 500, 1000 og 1500 m. (Connection between geographical position and grid point number. The left hand figure shows position of "Section 1". Isobaths are shown at 100, 200, 300, 400, 500, 1000 and 1500 m (right hand figure)).

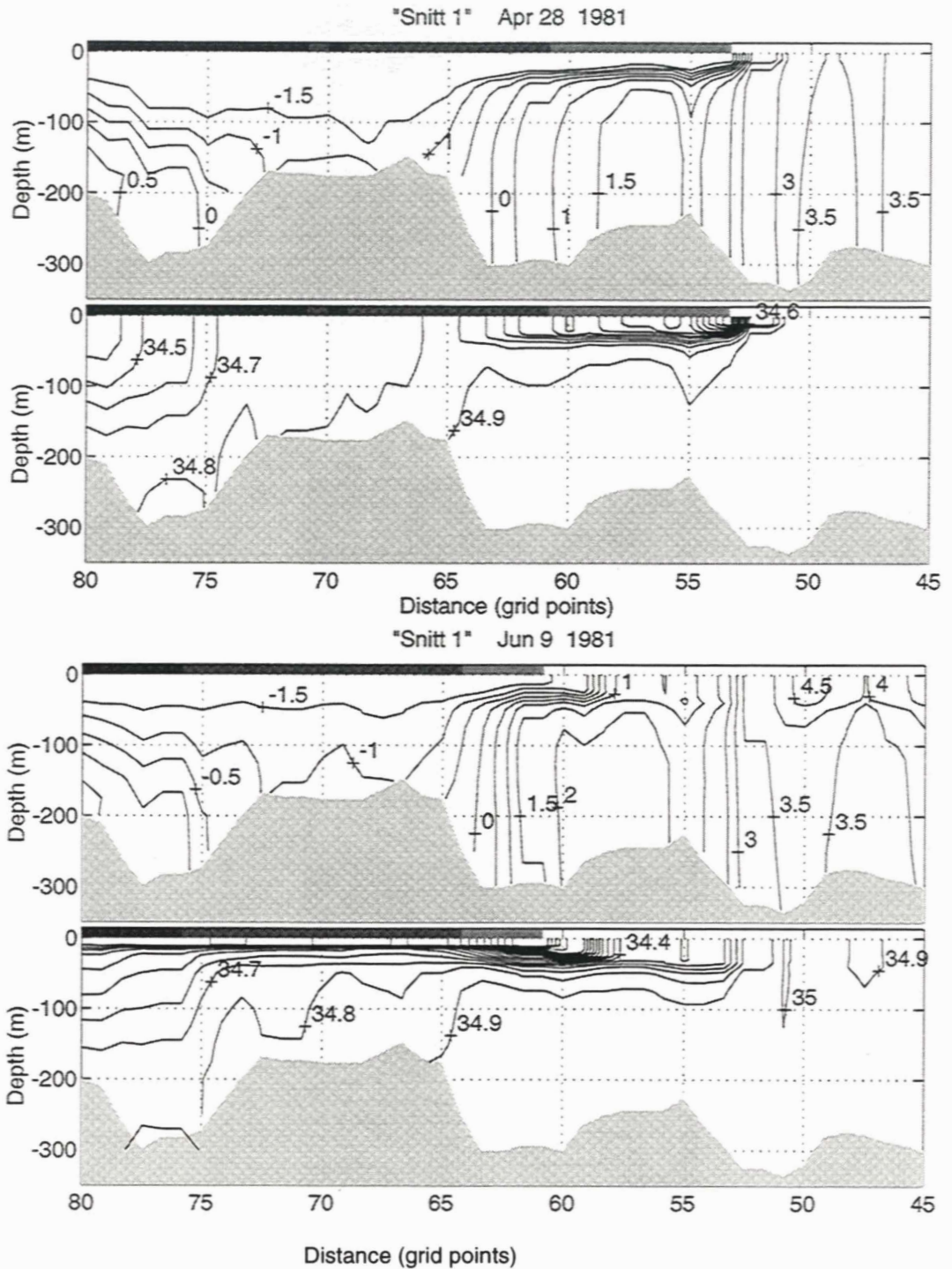
Avkjøling i oktober og november fører til at isen legger seg raskt i området som er dominert av vintervann fra forrige vinter og smeltevann fra den påfølgende issmelting. Dette skyldes at blandingslaget er tynt og stabiliteten høy slik at varmekapasiteten her er liten. Siden saltholdigheten i dette smeltevannslaget er lav, er avkjøling ned til frysepunktet ikke tilstrekkelig for at blandingen skal gå særlig dypt. Sør for Storbanken er vannmassene tidlig på høsten stratifisert gjennom gradvis økning av temperaturen fra bunn til overflate. Saltholdigheten er nærmest homogen. Avkjøling gir da etterhvert homogene vannmasser her. Varmekapasiteten er stor og det er stadig tilførsel av "varmt" vann opp gjennom Hopen dypet. Når isen transporteres sørover og legger seg over det Atlantiske vannet smelter noe av denne og stabiliserer vannmassene. Dette virker da som et "teppe" som straks reduserer avkjølingen og vi får økning i temperaturen pga horisontal transport av varmere vannmasser inn i området.

Eksempel på isens innflytelse på temperatur og saltholdighet langs "Snitt 1" ser vi i Figur 9. Store deler av snittet får lav saltholdighet i overflata pga. av vindtransportert, delvis smeltende is som i løpet av mars og april dekker det meste av snittet. I juni er det fremdeles lavere saltholdighet langs snittet og oppvarming vil nå forsterke stabiliteten. I 1984 var det mye mindre is og vi ser at saltholdigheten er høyere langs snittet, sør for iskanten (Figur 9).

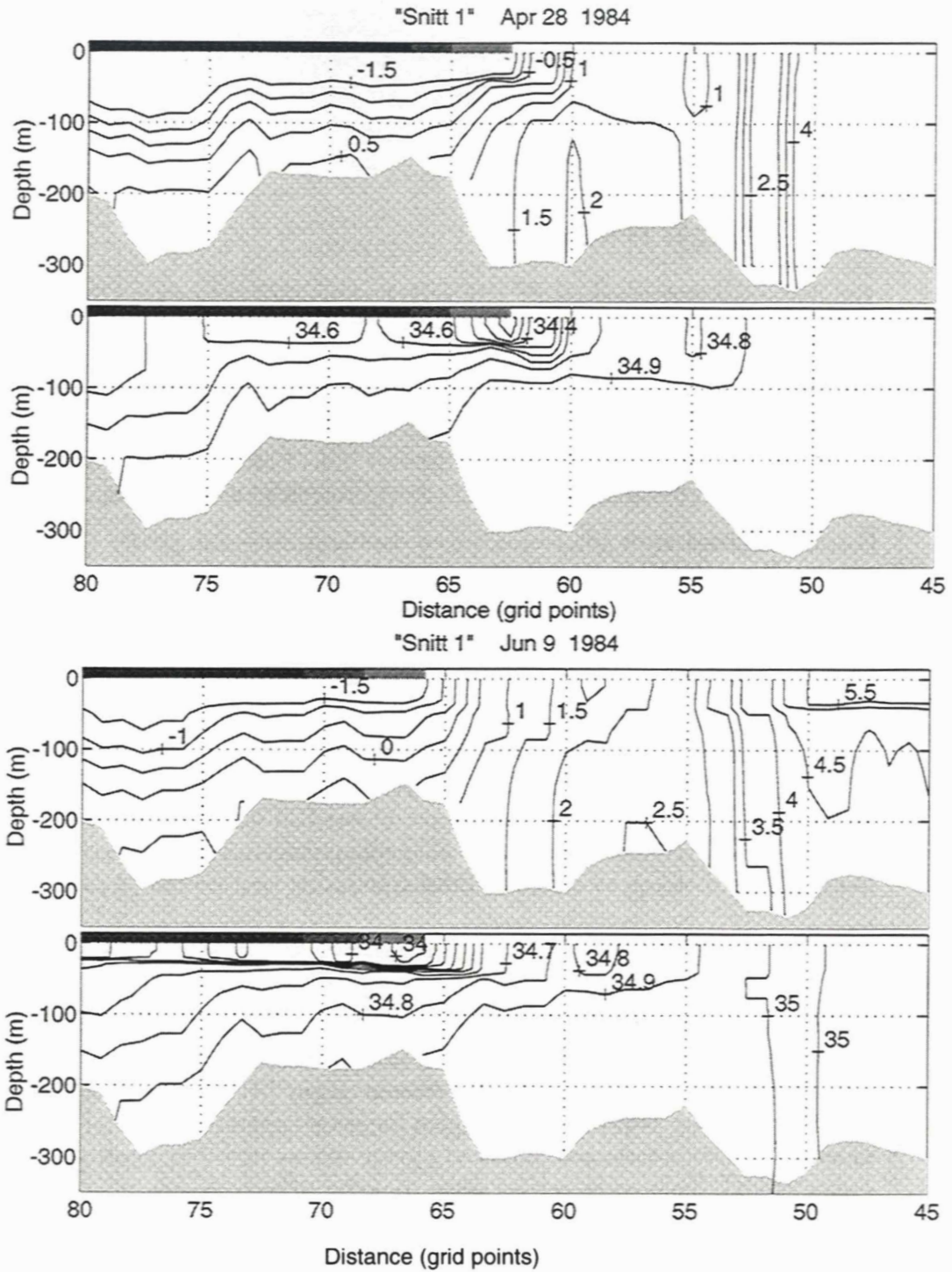
Simuleringsdata fra flere utvalgte datoer er vist i Appendiks A. (Figur A1 til Figur A4). Mot slutten av simuleringen, 15 september, ser vi her at tungen med kaldt vintervann som hver høst ligger over Storbanken har høyere temperatur enn det som måleverdier for 1980 og 1983 viser (Figur 8). Dette skyldes sannsynligvis at modellen har for liten vertikal oppløsning slik at tungt, varmt vann som strømmer inn langs bunnen av Storbanken blandes for raskt oppover i vannsøylen.



Figur 8 Målt temperatur (øverst) og saltholdighet (nederst) langs "Snitt 1" i september 1980 (øverest) og september 1983 (nederst). Det grå feltet nær overflata viser isdekke. (Measured temperature and salinity along "Section 1" in September 1980 (upper) and September 1983 (lower). The gray, shaded area near the surface shows ice cover).



Figur 9 Simulert temperatur og saltholdighet langs "Snitt 1" i 1981 etter simulering i 210 dager (øverst) og 252 dager (nederst). Flere eksempler er vist i Appendiks (Figur A1- Figur A4)
(Simulated temperature and salinity along "Section 1" in 1981 after a simulation period of 210 days (upper) and 252 days (lower). More examples are shown in Appendix (Figur A1- Figur A4)).



Figur 10 Simulert temperatur og saltholdighet langs "Snitt 1" i 1984 etter simulering i 210 dager (øverst) og 252 dager (nederst). Flere eksempler er vist i Appendiks (Figur A1-Figur A4)

(Simulated temperature and salinity along "Section 1" in 1984 after a simulation period of 210 days (upper) and 252 days (lower). More examples are shown in Appendix (Figur A1- Figur A4)).

4.4 Sesongvariasjoner i planteplanktonets utbredelse

Planktonsimuleringene startet 1. mars drevet med fysiske data fra strømodellen. Disse data var: Døgnmiddel av hastighet i 3 retninger, vertikal blanding, temperatur, istykkelse og iskonsentrasjon. Startkonsentrasjonen av planteplankton og nitrat var hhv. $0.2 \text{ mg Klo m}^{-3}$ og 11 mmol N m^{-3} over hele modellområdet.

4.4.1 Kaldt år (1981)

Simulert overflatekonsentrasjon av planteplankton for 1981 er vist i Figur 13. I slutten av april ser vi en økning i smeltevannssonen rundt iskanten og i begynnelsen av mai blir det virkelig fart over produksjonen og da særlig i smeltevannssonen mellom Norge og Novaya Zemlya. Utover i mai kommer også andre områder som oppnår stabilitet gjennom ferskvannstilførsel som f. eks kysten av Finnmark. I slutten av Mai er det blomstring i hele det isfrie området, med en liten forsinkelse i Bjørnøyrenna. I begynnelsen av juni er blomstringen i overflata over bortsett fra iskantsonen og i det atlantiske vannet i de vestlige deler av Barentshavet.

Øst for Svalbard viser simuleringene en oppblomstring som starter i begynnelsen av Juni og som etterhvert strekker seg langt bak isgrensen. En nærmere undersøkelse av dette viser at årsaken til dette var at den modellerte iskonsentrasjonen var lav (40 - 60% isdekning) slik at lys ble tilgjengelig i vannsøylen. Data fra MIs iskart bekrefter at det virkelig var lav iskonsentrasjon i dette området.

Isens fremrykning i mars/april førte til at store områder ble dekket av et brakkvannslag da isen trakk seg tilbake igjen noe som førte til høy vertikal stabilitet. Planteplanktonproduksjonen startet så snart iskonsentrasjonen ble så lav at tilstrekkelig med lys kom ned i vannsøylen. Klorofyllkonsentrasjonen kom ofte opp i 13 mg Klo m^{-3} . Etter hvert som næringssaltene ble brukt opp, sank/sedimenterte deler av planteplanktonet ut av dette overflatelaget noe som skapte mulighet for utvikling av et klorofyllmaksimumslag med verdier på rundt 14 mg Klo m^{-3} .

4.4.2 Varmt år (1984)

Produksjonen starter noe senere dette året enn i 1981 noe som skyldes mindre ferskvannstilførsel fra ismelting og dermed lavere vertikal stabilitet. I begynnelsen av mai er øker klorofyllmengden raskt særlig langs iskanten (Figur 14). De østlige delene er igjen tidligst ute med blomstringen. Bjørnøyrenna er igjen forsinket i oppblomstringen i forhold til resten av området og maksimal biomasse finner vi i første uke av juni. I de nordlige deler av Barentshavet følger produksjonen stort sett iskanten. Enkelte tilfeller av høy planteplanktonbiomasse nær overflata skyldes lavtrykkspassasje som har erodert pyknoklinen noen meter ned i vannsøylen og blandet næringssalter og planteplankton opp i overflatelaget. I slutten av juli har isen forsvunnet i hele modellområdet og det er bare lave konsentrasjoner av klorofyll i overflata. Dette vedvarer resten av sommeren.

Vertikale snitt av klorofyll og nitrat (Figur 15) viser at klorofyllkonsentrasjonen er nærmest omvendt proporsjonalt med blandingslagts dybde. Høyest konsentrasjon av klorofyll finner vi nesten alltid nær iskanten. Utover sommeren, når iskonsentrasjonen blir lavere får vi tilstrekkelig med lys gjennom isen til at produksjonen kan være betydelig langt bak isgrensen. I Barentshavet observeres det om sommeren som regel et klorofyll maksimum under pyknoklinen. Et slikt maksimum er betinget av stor vertikal stabilitet og at klorofyll i overflaten enten

beites bort eller synker slik at tilstrekkelig med lys kan slippe ned, under pyknoklinen. Siden beiting ikke er tatt med i denne modellen, vil også tidspunkt for dannelse av klorofyllmaksimum være noe usikkert.

4.4.3 Isens innflytelse på produksjonen

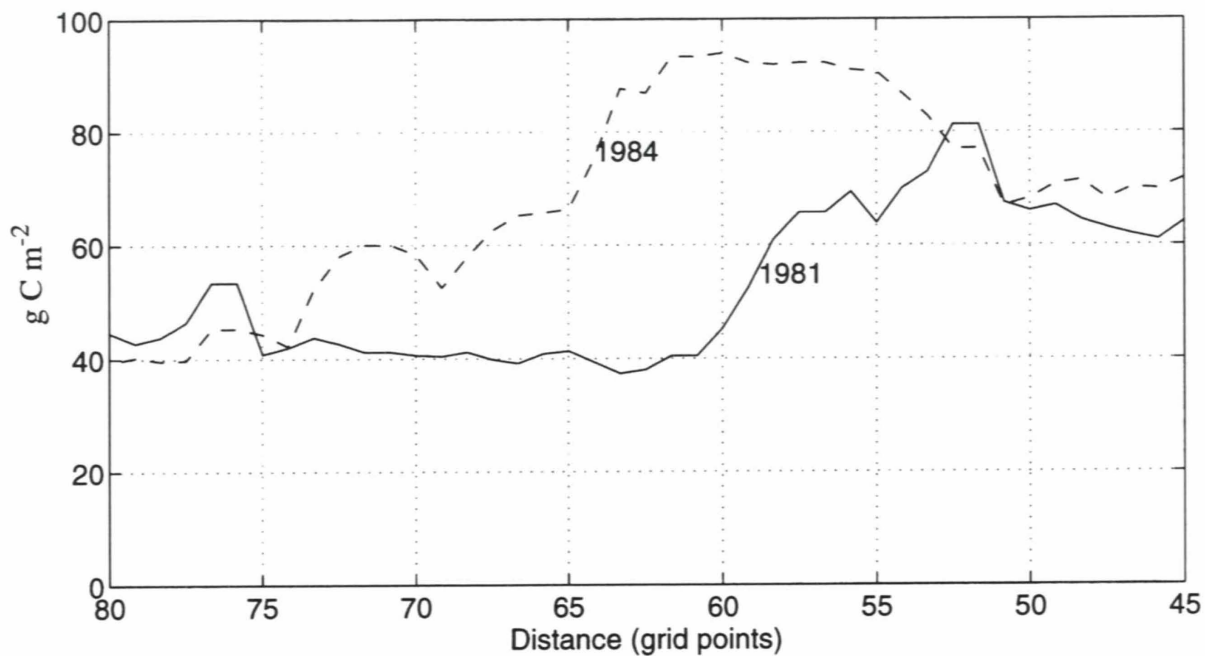
Sammenligner vi årsvariasjonene i forbruk av nitrat langs "Snitt 1", ser vi at en større del av nitrat i vannsøylen er tatt opp av planteplanktonet i 1984 enn i 1981. Årsproduksjonen langs snittet ligger betydelig høyere for 1984 enn for 1981. Størst forskjell finner vi i det atlantiske vannet, vest for Sentralbanken, hvor produksjonen i 1984 er mer enn dobbelt så stor som i 1981 (Figur 11). Årsproduksjon for 1984 relativt til 1981 for hele området er vist i Figur 12. Vi merker oss at det er et bredt bånd mellom Novaya Zemlya og Svalbardbanken hvor produksjonen er betydelig høyere det varme året. Dette er en direkte effekt av isutbredelsen om våren. I enkelte områder, nordvest for Novaya Zemlya og nord for Franz Josef Land, er produksjonen økt mer enn 4 ganger. Dette skyldes at det kalde året hadde isdekke hele simuleringsperioden, mens isen forsvant i 1984. Dette illustrerer også den store forskjellen det kan være i produksjonen i områder der isdekke ikke forsvinner hvert år. I en sone et stykke utenfor kysten av Finnmark og Kola er produksjonen faktisk litt mindre (ca. 10%) i 1984 enn i 1981. Når vi ser bort fra områdene langs kysten av Nord-Russland som har lavere produksjon i 1984 enn i 1981, finner vi at den totale primærproduksjonen i Barentshavet var rundt 30% høyere i 1984 enn i 1981.

4.4.4 Svalbardbanken

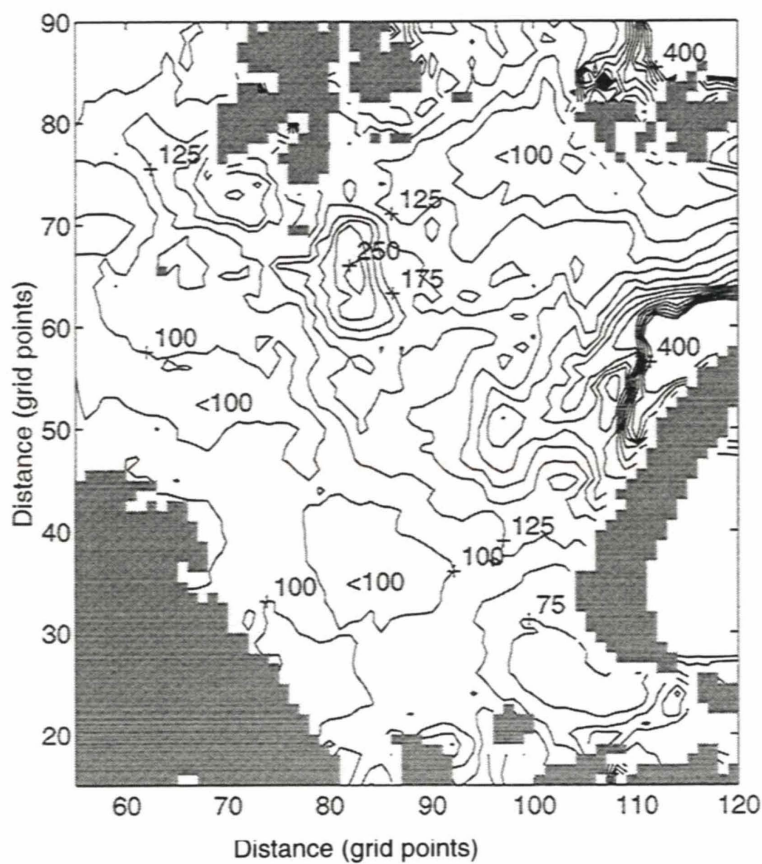
Blomstringen på Svalbardbanken starter relativt tidlig i modellen, men data fra enkelte tokt indikerer en ennå tidligere start på blomstringen. Dette skyldes at en av modelltekniske årsaker er nødt til å glatte bunntopografien. Svalbardbanken er, med gridpunktavstand på 20 km, en relativt liten struktur og minimumsdypet i modellen (50 m) er dypere enn i virkeligheten. For å få bedre resultat her bør horisontal gridpunktavstand reduseres. Vannmassene her er alltid blandet vertikalt, noe som gjør at de næringssalter som er i vannsøylen er tilgjengelig for vekst av planteplankton. Dessuten vil lateral blanding bringe inn næringssalter gjennom nederste deler av tidevannsfronten.

4.4.5 Klorofyllmaksimum

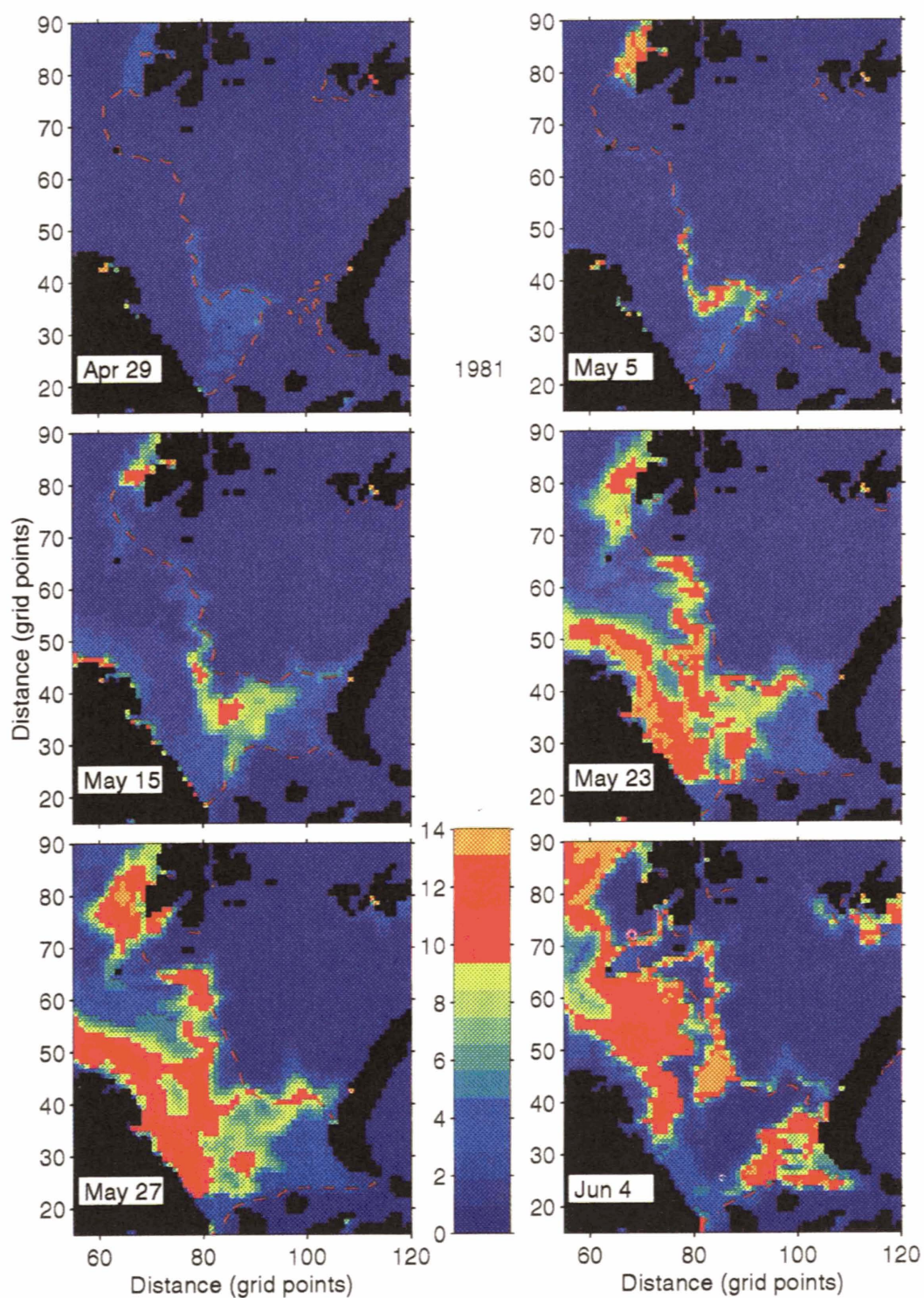
Vertikal fordeling av planteplankton er demonstrert gjennom resultater fra "Snitt 1" og viser en klassisk oppblomstring nær iskanten i midten av april. Senere kommer oppblomstring i Atlantisk vann (Figur 15). Utover sommeren ser vi et maksimum i konsentrasjonen (klorofyll maksimum) av planteplankton som gradvis beveger seg nedover i vannsøylen. Selv ved den nordligste posisjonen i snittet er dette mønsteret framtrepende. Riktignok starter denne prosessen så sent på sommeren at maksimumskonsentrasjonen bare rekker å "vokse" ned til ca. 20 m før høsten nærmer seg og lysnivået umuliggjør videre vekst



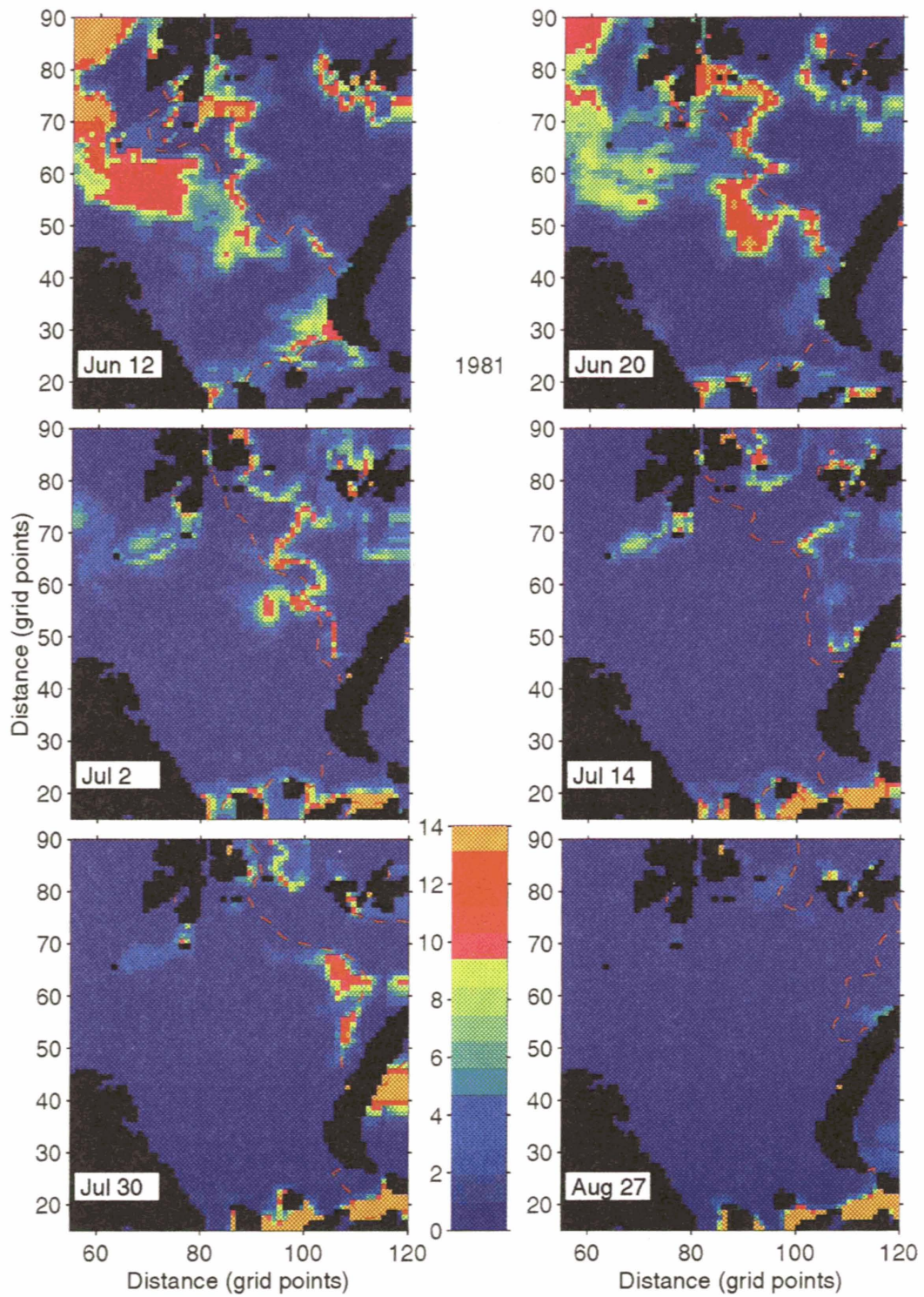
Figur 11 Simulert årsproduksjon av planteplankton langs "Snitt 1" for årene 1981 og 1984
(*Simulated annual primary production along "Section 1" for the years 1981 and 1984*).



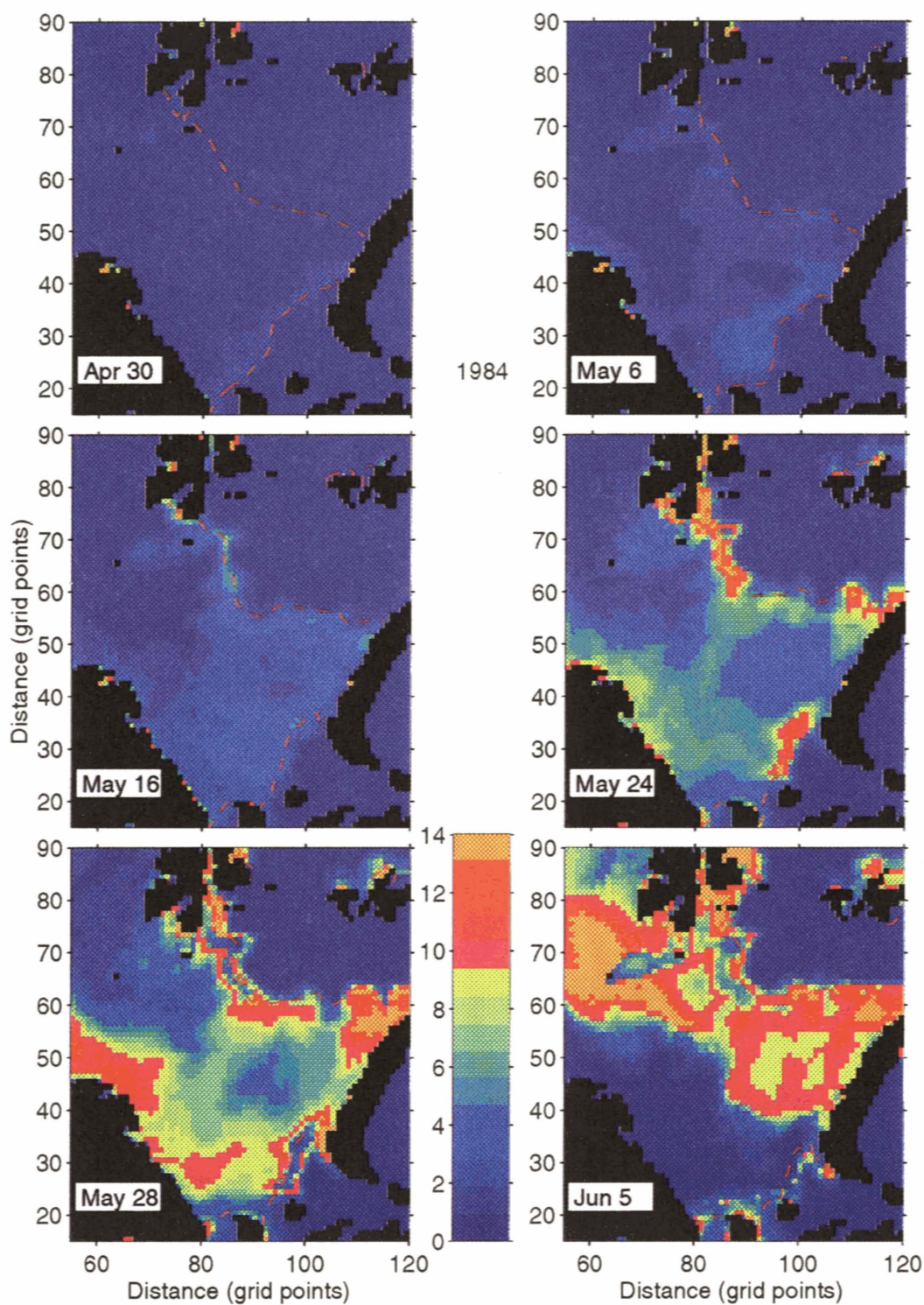
Figur 12 Relativ årsproduksjon av planteplankton i 1984 i prosent av produksjonen i 1981.
(*Relative annual primary production in 1984 in percent of the production in 1981*).



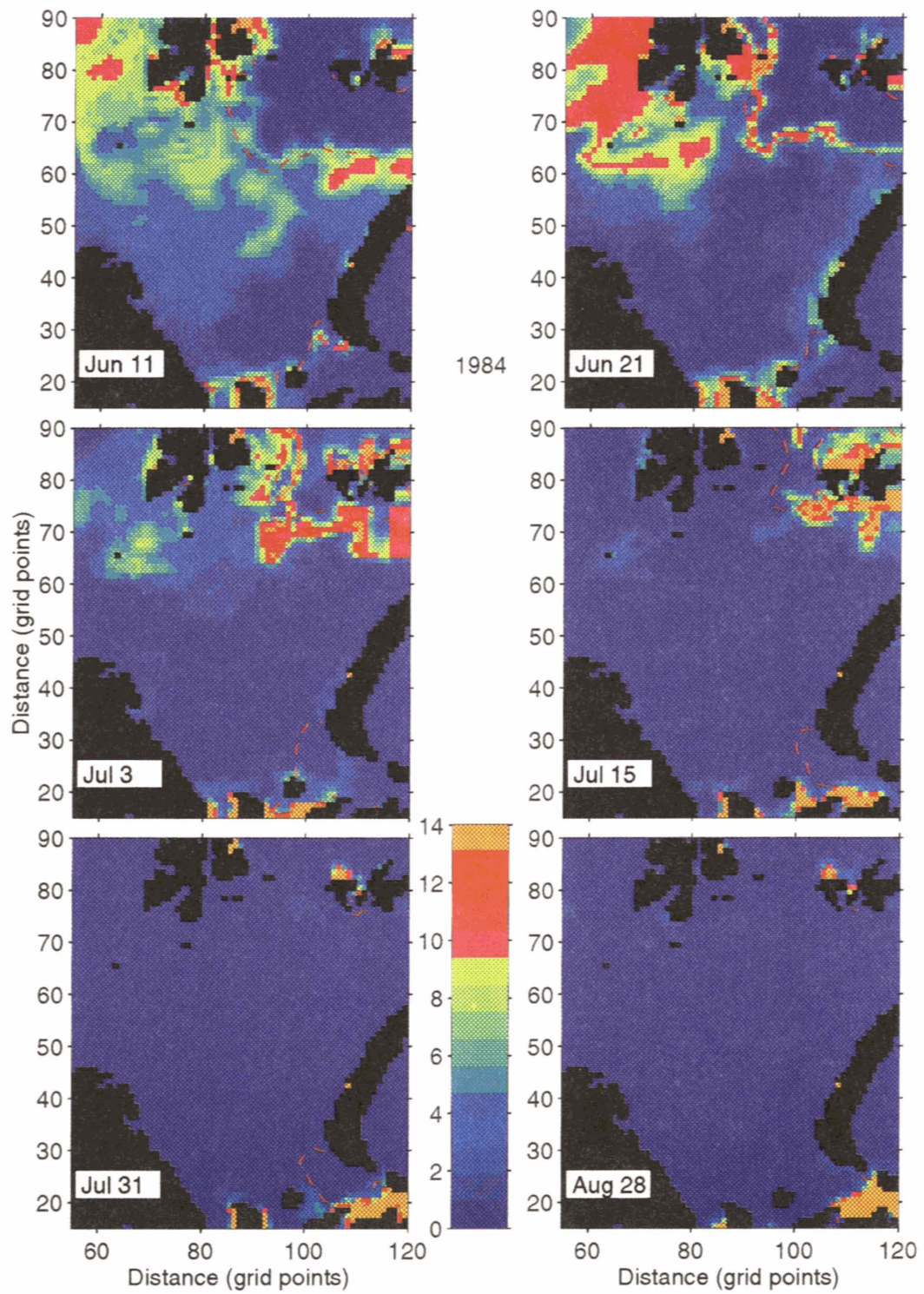
Figur 13 Simulert konsentrasjon av klorofyll (mg Chl m^{-3}) nær overflata på utvalgte datoer vår og sommer 1981. Den strekede linjen angir isgrensen.
 (Simulated surface concentration of chlorophyll (mg Chl m^{-3}) at the surface at selected dates spring and summer 1981. The broken line shows the ice boarder.)



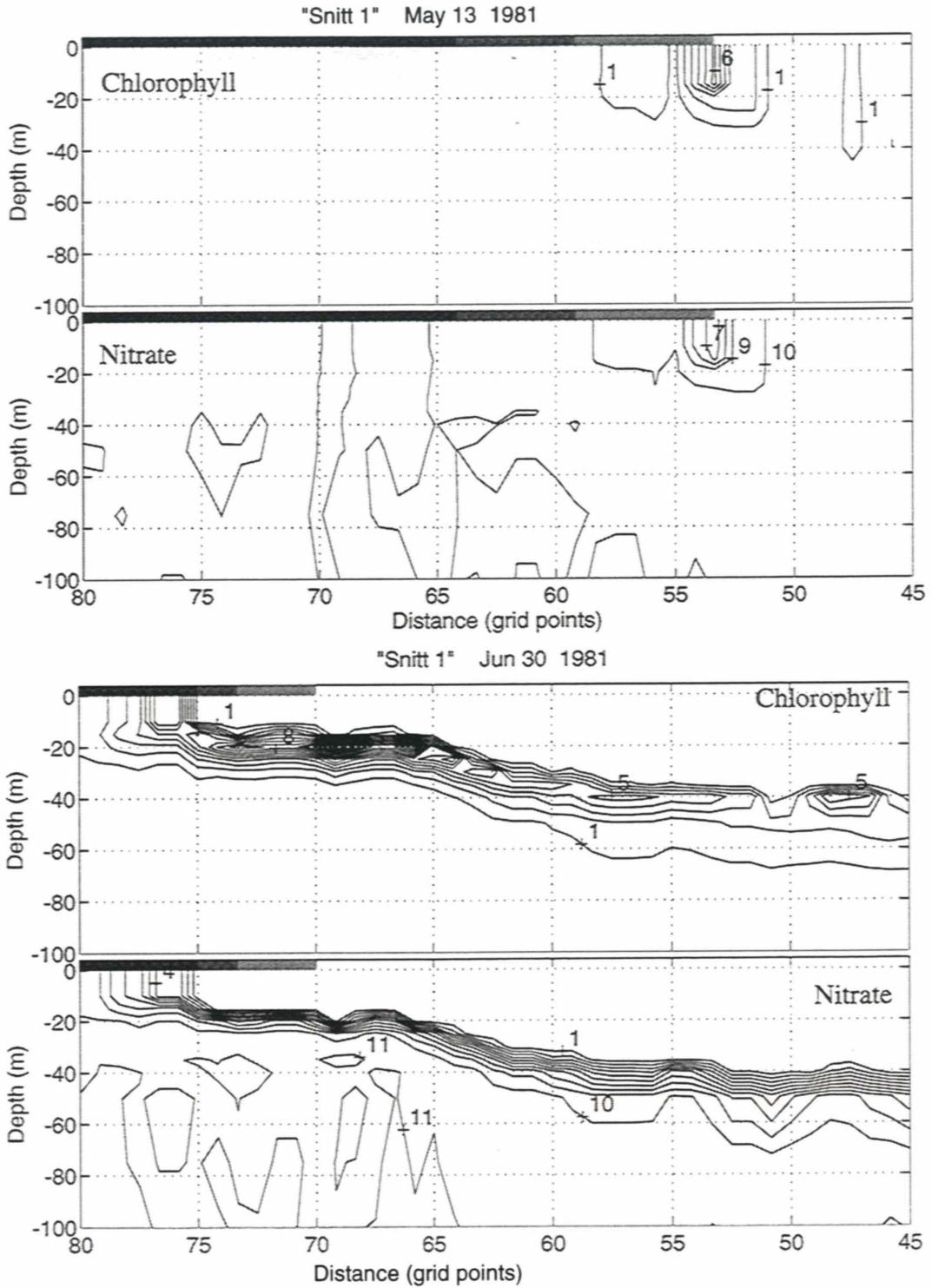
Figur 13 (forts.)
(continued)



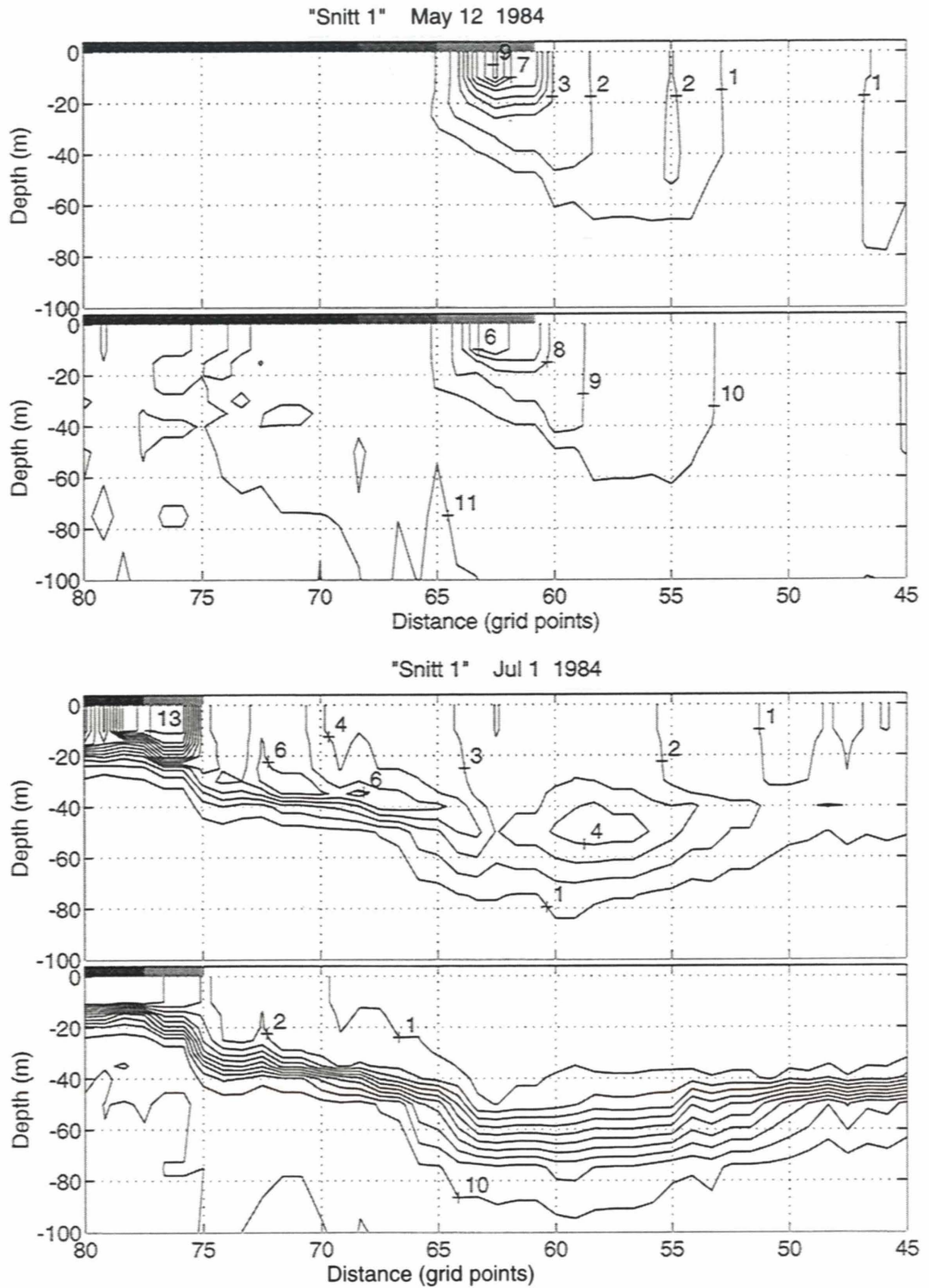
Figur 14 Simulert konsentrasjon av klorofyll (mg Klor m^{-3}) nær overflata i perioden mars til september 1984. (Figuren fortsetter på neste side).
 (Simulated concentration of chlorophyll (mg Chl m^{-3}) at the surface at selected dates spring and summer 1981. (The figure continues on the next page)).



Figur 14 (forts.)
(continued)



Figur 15 Simulert vertikal fordeling av planteplankton (mg Chl m^{-3}) og nitrat (mmol N m^{-3}) langs "Snitt 1" 13. mai og 30. juni året 1981.
(Simulated vertical distribution of phytoplankton (mg Chl m^{-3}) and nitrate (mmol N m^{-3}) along "Section 1" May 13th and June 30 in 1981).



Figur 16 Simulert vertikal fordeling av planteplankton (mg Chl m^{-3}) og nitrat (mmol N m^{-3}) langs "Snitt 1" 12. mai og 1. juli året 1984.
 (Simulated vertical distribution of phytoplankton (mg Chl m^{-3}) and nitrate (mmol N m^{-3}) along "Section 1" May 12th and July 1st in 1984).

5 Konklusjon og sårbarhetsvurdering

I denne rapporten er det vist ved hjelp av modellsimuleringer hvordan et varmt og et kaldt år kan påvirke fysiske og biologiske variable i Barentshavet. De viktigste forskjellene mellom det kalde og det varme året slik det er simulert her er:

- Isutbredelsen var betydelig større i det kalde året enn i det varme, noe som skyldes en kombinert effekt av vannmassenes varmekapasitet og isutbredelse om høsten og dominerende vindretning den påfølgende vinter.
- Det kalde året med sørlig isutbredelse førte til at større deler av Barentshavet fikk arktiske forhold med hensyn på vertikal stabilitet fordi smeltevannet fra isen reduserte vertikal blanding. I vannsøylen, under pyknoklinen var gjennomsnittlig temperatur om sommeren 0.5 - 2 °C lavere i det kalde enn i det varme året.
- Primærproduksjonen i de atlantiske deler av Barentshavet er betydelig høyere enn i de arktiske dominerte områder. Dette fordi lyset ikke blir redusert av is om våren og at lavere vertikal stabilitet tilfører næringssalter fra dypet til den eufotiske sonen. I et kaldt år med mye is, vil større deler av Barentshavet ha "arktiske" produksjonsforhold og derved lavere total primærproduksjon. Forskjellen i primærproduksjon mellom det varme og det kalde året som er simulert i denne rapporten var rundt 30%.

En vurdering av effekter av olje på planteplankton finnes i Rey (1993). De vurderinger vi kan gjøre basert på modellresultater er lik konklusjonene til Rey og vi skal her bare gjenta de viktigste punktene.

I åpent farvann vil fysiske prosesser bidra til nedbrytning oljen. Fordampning fjerner en del av de letteste komponentene, mens bølger sørger for at oljen blir lettere tilgjengelig for bakteriell nedbrytning. I isfylte farvann derimot, vil oljen samle seg under isen. Hvis isen er i en vekstfase, kan oljen bli frosset inne og først bli frigjort under avsmeltningen om våren eller ved iskanten.

Våroppblomstringen starter som regel ved iskanten i et tynt, gjennomblandet lag som er skapt gjennom smelting av is. Avsmeltningen vil ofte foregå i en sone innenfor iskanten der det danner råker som absorberer solinnstråling. Normalt er det tilstrekkelig med lys slik at planteplanktonet kan vokse i denne smeltesonen. Is som inneholder olje vil således kunne påvirke primærproduksjonen i denne perioden gjennom sin toksiske virkning eller næringssaltkonkurranse med oljenedbrytende bakterier.

Den kraftige vertikale stabiliteten vi har om sommeren i de områder som har vært dekket av is, fører til at tyngden av produksjonen etterhvert forflytter seg nedover i vannsøylen. Næringssaltene vil være oppbrukt i det relativt tynne overflatelaget og primærproduksjonen her er stort sett basert på regenererte næringssalter. Et oljespill under disse forhold vil kunne ha stor innvirkning på denne produksjonen fordi den bakterielle nedbrytningen kan reduseres pga. næringssaltbegrensning og at sollyset gjennom fotooksidasjonsprosesser kan øke mengden av giftige oljekomponenter. Totalt sett betyr nok denne produksjonen lite og andelen som transporteres oppover i næringskjeden ennå mindre. Storparten av produksjonen som er viktig for dyreplankton som *Calanus glacialis* finner vi nede i et lag under pyknoklinen. Dette laget vil neppe bli påvirket av olje ved overflata.

6 Litteratur

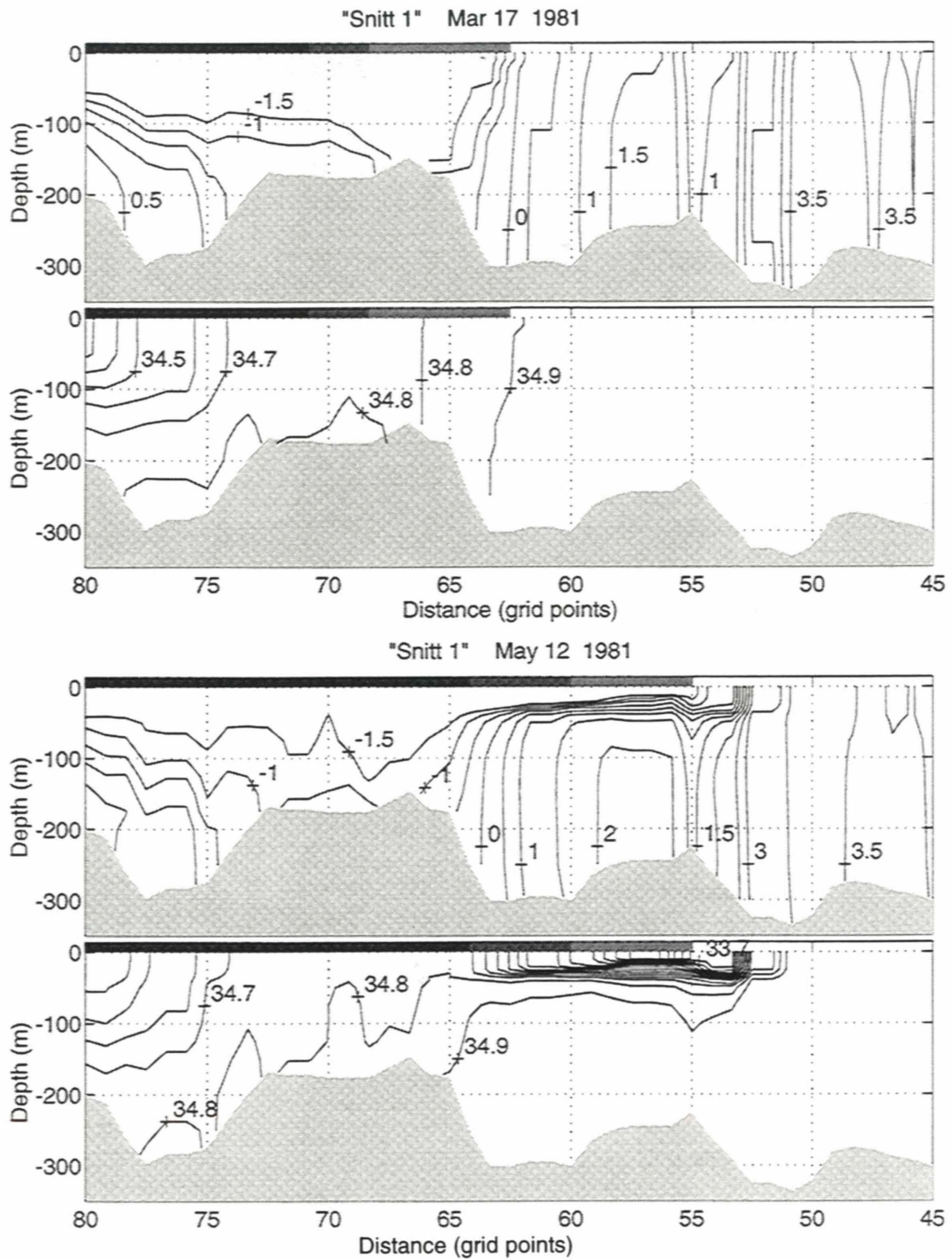
- Berntsen, H., Kowalik, Z., Sælid, S. and Sørli, K. (1981). Efficient numerical simulation of ocean hydrodynamics by a splitting procedure. *Modeling, Identification and Control* 2, 181-199.
- Bird, R. E. (1984). A simple, solar spectral model for direct- normal and diffuse horizontal irradiance. *Solar Energy*, 32, 461-471.
- Gould, W. J., Loynes, J. and Backhaus, J. (1985). Seasonality in slope current transport NW of Shetland. ICES Paper C.M. 1985/C:7.
- Harms, I. (1994). Numerische Modellstudie zur winterlichen Wassermassenformation in der Berentssee. Ph. D. thesis. Institut für Meereskunde. Hamburg
- Hasselmann, (1973). Measurements of Wind-Wave Growth and Swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Reihe A (8^o)*, No. 12.
- Ichiye and Leinonen, P. J. (1967). Upper ocean boundary-layer flow determined by dye diffusion. *Phys. Fluids Suppl.* Vol. 10, 270-277.
- Kirk, J. T. O. (1985). *Light and Photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University press, Cambridge. 404 pp.
- Loder, J. W. and Greenberg, D. A. (1986). Predicted positions of tidal fronts in the Gulf of Maine region. *Continental Shelf Research*, 6, 397-414.
- Løyning, T. B. and Vinje, T. (1991). *The effect of ice concentration on the wind drift of sea ice and icebergs*. MOMOP report. Norsk Polarinstitutt, Oslo. 26 pp.
- Martinsen, E. and Engedahl, H. (1987). Implementation and testing of a lateral boundary scheme as an open boundary condition in a barotropic ocean model. *Coastal Engineering*, 11, pp 603-627.
- McClimans, T. A. and Nilsen, J. H. (1990). A laboratory simulation of the ocean currents of the Barents Sea during 1979 - 1984. SINTEF NHL Report STF60 A90018. Trondheim
- McClimans, T. A. (1993). An algorithm for computing monthly averaged inflow of Atlantic water to the Norwegian Sea. SINTEF Report, STF60 A93009.
- Mesinger, F. and Arakawa, A. (1976). Numerical methods used in atmospheric models. *GARP publ. ser. WMO*, 17, 64 pp.
- Parsons, T. R., Takahashi, M. and Hardgrave, B. (1983). *Biological oceanographic processes*. Pergamon Press. Oxford. 332 pp.
- Price, J.F. and Weller, A. Diurnal Cycling (1986): Observations and Models of the Upper Ocean Response to Diurnal Heating, Cooling, and Wind Mixing. *Journal of Geophysical Research*, vol 91, 8411-8427
- Rey, F. (1993). Planteplankton og dets primærproduksjon i det nordlige Barentshavet. *Fisken og Havet*, 10, pp 39.
- Sakshaug, E., Bjørge, A., Gulliksen, B., Loeng, H. and Meluhm, F. (1992). Økosystem Barentshavet. Norges Allmenvitenskapelige Forskningsråd, Miljøverndepartementet, 304 s.

- Slagstad, D. (1987). A 4-Dimensional physical model of the Barent Sea. *SINTEF report STF48 F87013*, 1-34.
- Slagstad, D., Støle-Hansen, K. and Loeng, H. (1989). Density driven currents in the Barent Sea calculated by a numerical model. *Modeling, Identification and Control*, 11, 181-190.
- Slagstad, D. and Støle-Hansen, K. (1991). Dynamics of plankton growth in the Barents Sea. Model studies. *Polar Res.* 10, 173-186.
- Støle-Hansen, K., Slagstad, D. and Utne, T. (1989). Baroclinic Model Test Case Information. *SINTEF report STF48 F89002*. Trondheim.
- Støle-Hansen, K. and Slagstad, D. (1991). Simulation of currents, Ice-melting and vertical mixing in the Barents Sea using a 3-D baroclinic model. *Polar Res.* 10, 33-44.
- Tingele, A., Dieterle, D. A. and Walsh, J. J. (1979). Perturbation analysis of the New York Bight. p. 395-435, in Livingston, R.J. (ed.). *Ecological Process in Coastal and Marine Systems*, p. 395-435, Plenum Press, New York.
- Worthington, L. V. (1970). The Norwegian Sea as a mediterranean sea. *Deep-Sea Res.* 17, 77-84.
- Zubov, N. N. (1945). *L'dy Arktiki (Arctic Ice)*. Izdatel'stvo Glavsevmorputi, Moscow. 360 pp.

7 Appendiks

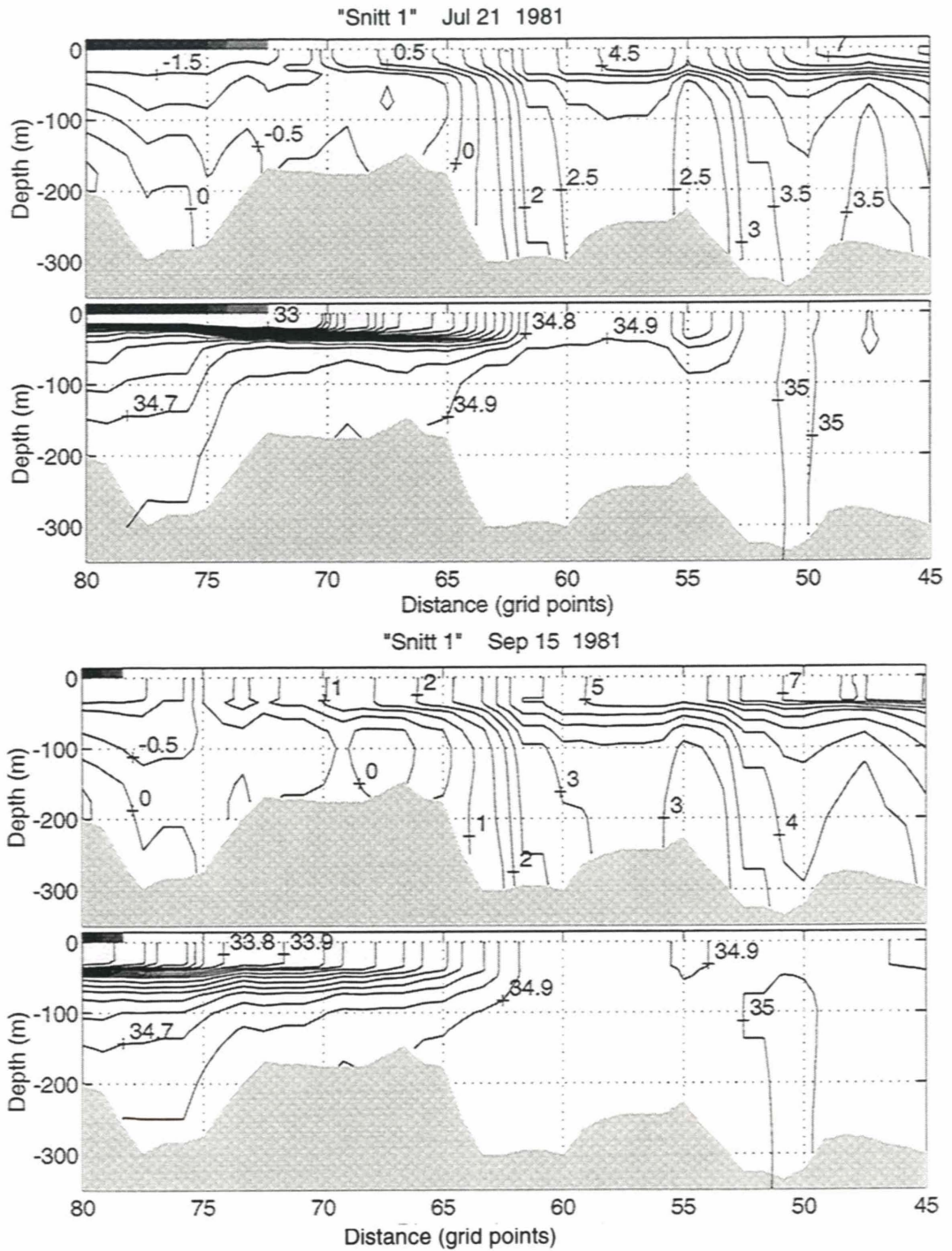
Dette tillegget inneholder noen flere figurer enn det som er presentert i selve hovedrapporten, men som godt kan sees i sammenheng med tilsvarende figurer i denne. Følgende figurer finnes i Tillegget:

1. Figur A1 til Figur A4: Simulert fordeling av temperatur og saltholdighet langs "Snitt 1" for utvalgte tidspunkt.
2. Figur A5 til Figur A8: Simulert fordeling av planteplankton og nitrat langs "Snitt 1" for utvalgte tidspunkt.



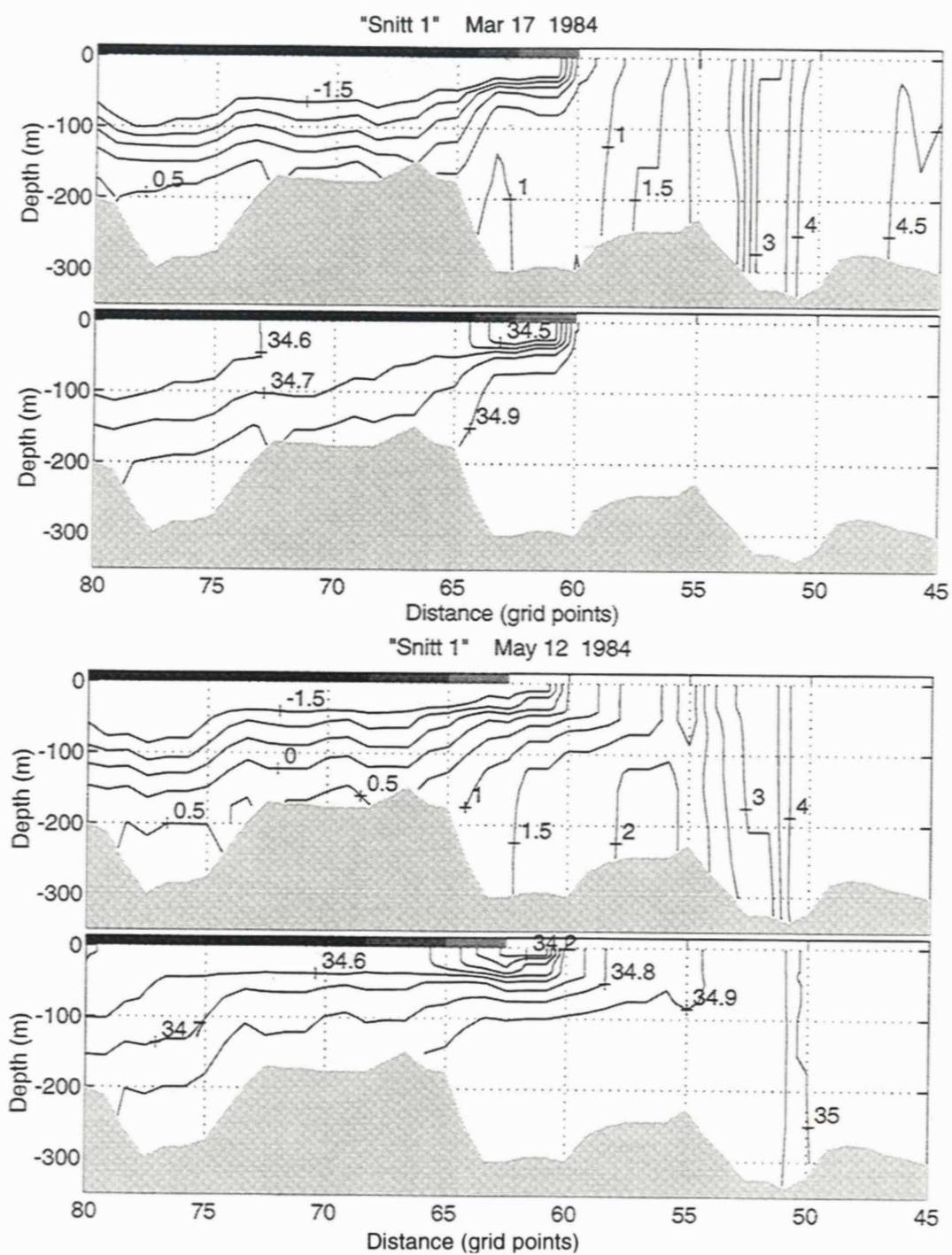
Figur A1 Simulert vertikal fordeling av temperatur og saltholdighet langs "Snitt 1" 17. mars (øverst) og 12 mai (nederst) våren 1981.

Simulated vertical distribution of temperature and salinity along "Section 1" March 17th (upper) and May 12th (lower) the spring 1981).



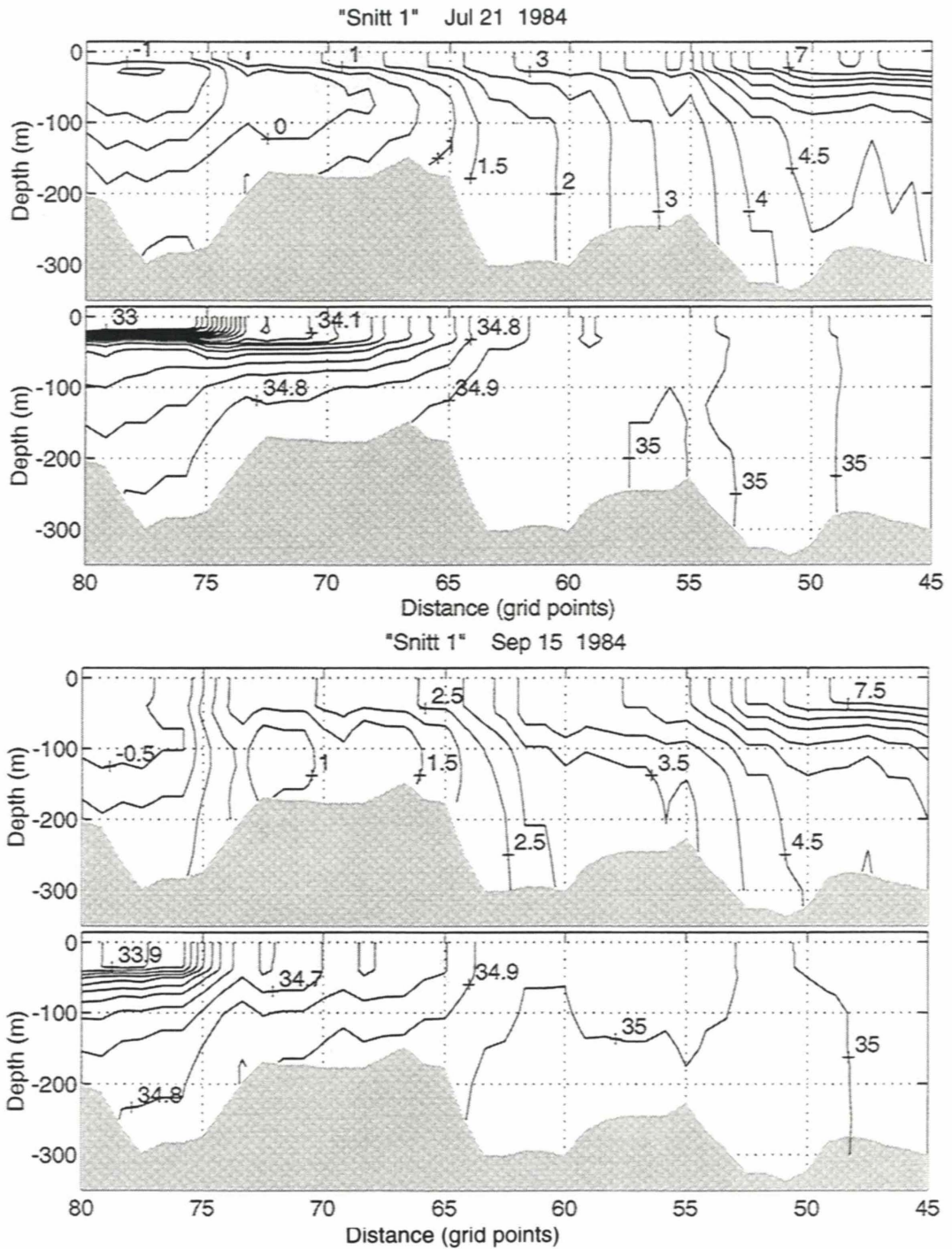
Figur A2 Simulert vertikal fordeling av temperatur og saltholdighet langs "Snitt 1" 21 juli (øverst) og 15. september (nederst) 1981.

Simulated vertical distribution of temperature and salinity along "Section 1" July 21th (upper) and September 15th (lower) 1981).



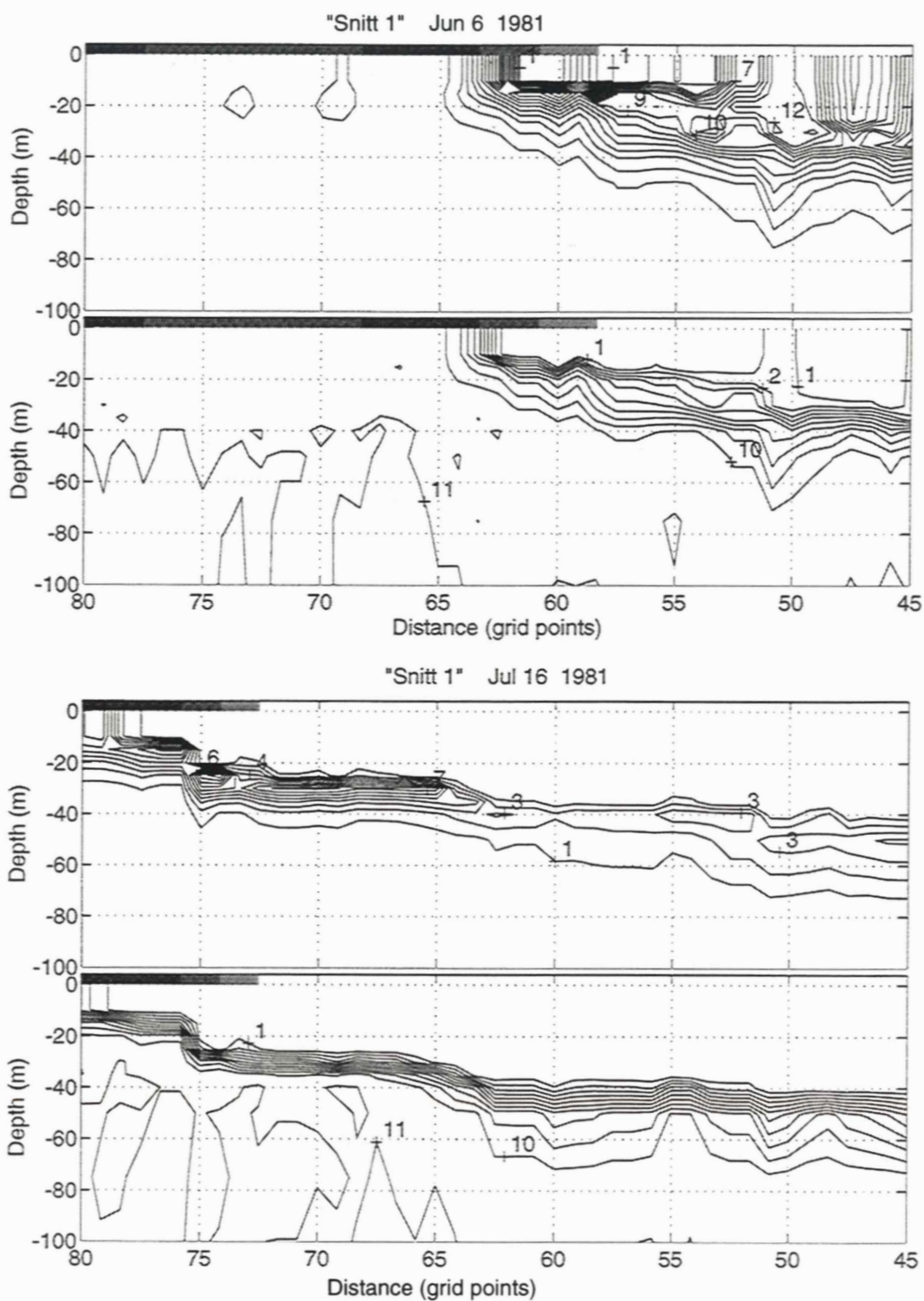
Figur A3 Simulert vertikal fordeling av temperatur og saltholdighet langs "Snitt 1" 17. mars (øverst) og 12 mai (nederst) våren 1984.

Simulated vertical distribution of temperature and salinity along "Section 1" March 17th (upper) and May 12 (lower) the spring 1984.

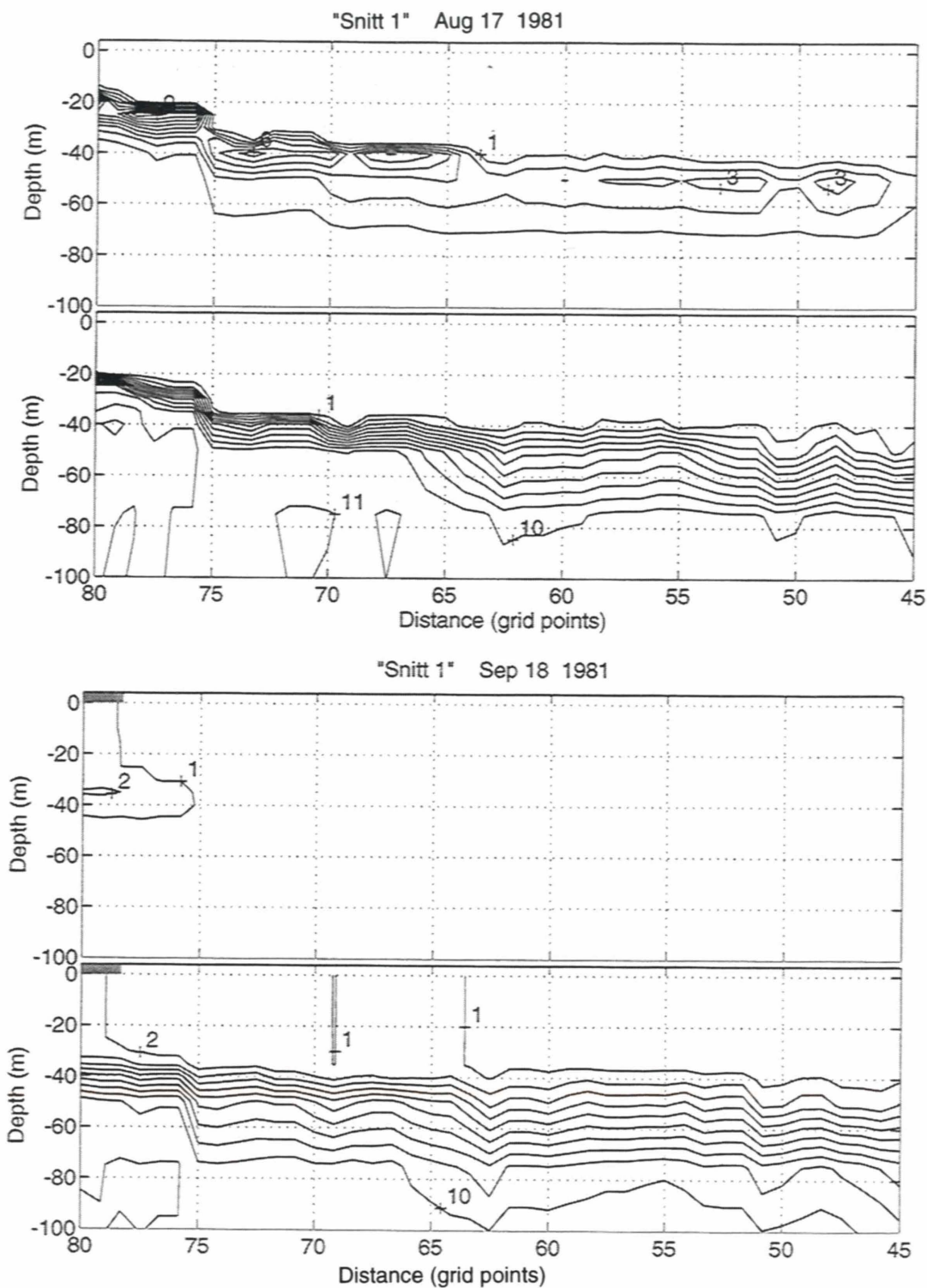


Figur A4 Simulert vertikal fordeling av temperatur og saltholdighet langs "Snitt 1" 21 juli (øverst) og 15. september (nederst) våren 1984.

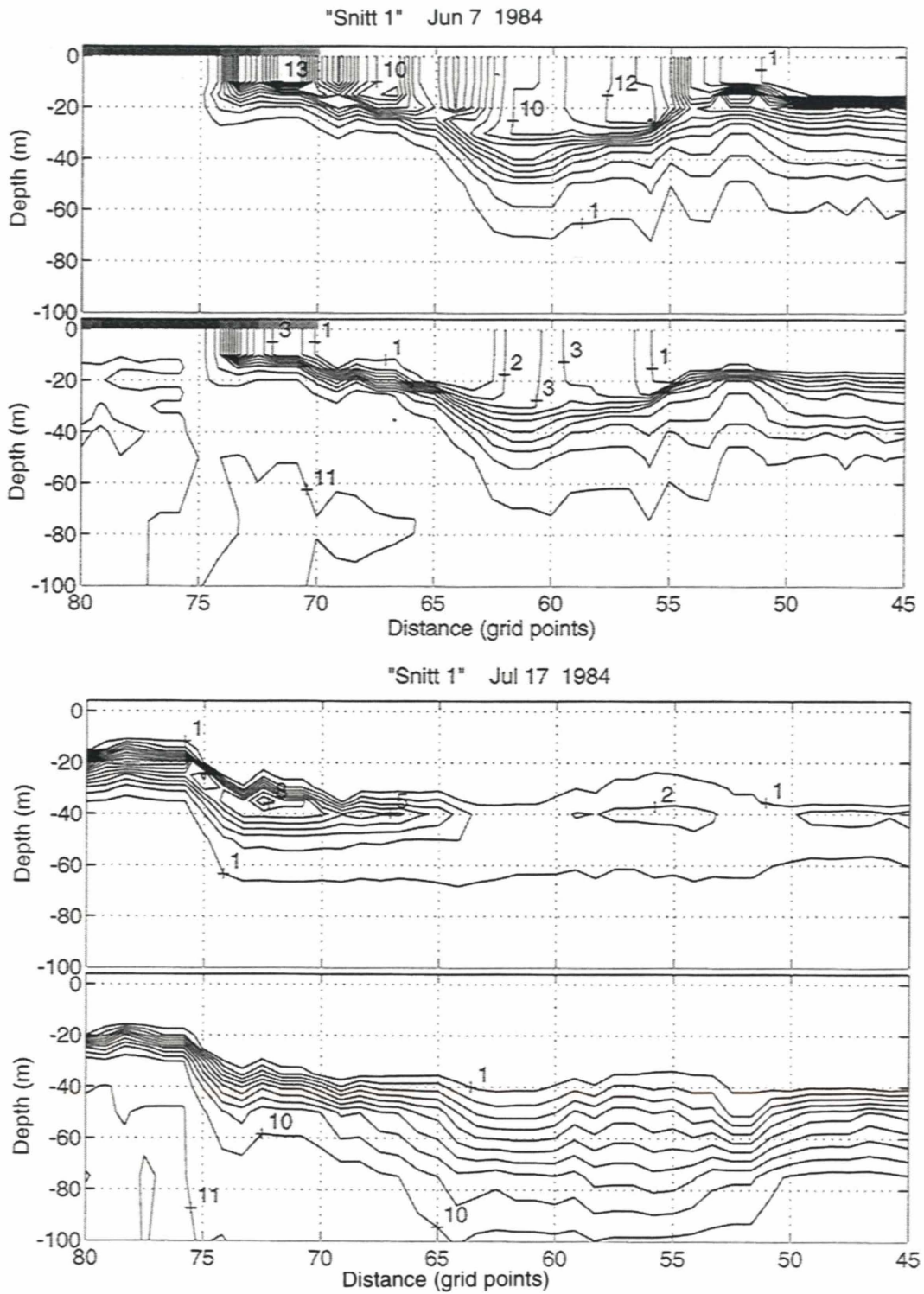
Simulated vertical distribution of temperature and salinity along "Section 1" July 21th (upper) and September 15th (lower) the spring 1984.



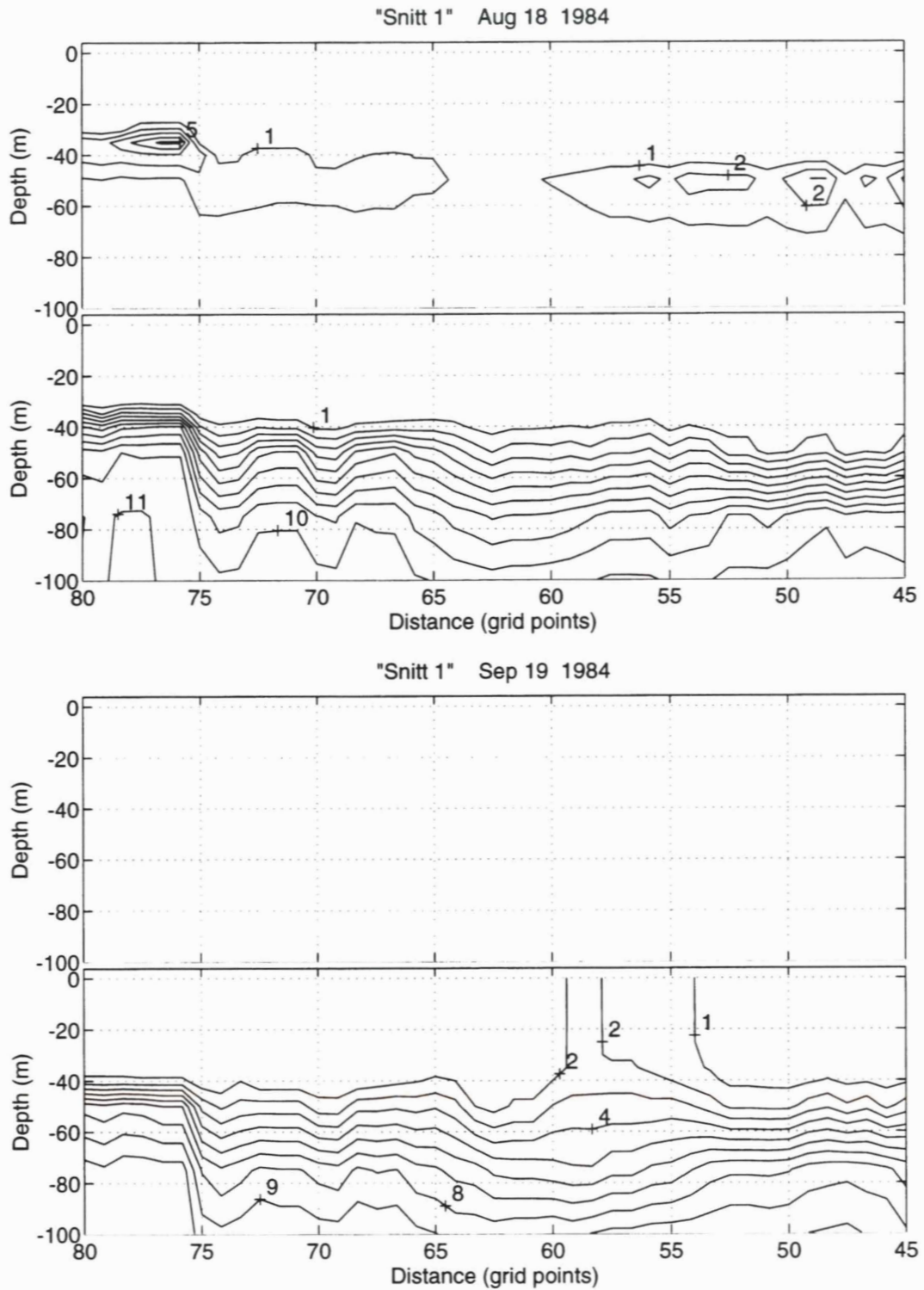
Figur A5 Simulert vertikal fordeling av planteplankton (mg Chl m^{-3}) og nitrat (mmol N m^{-3}) langs "Snitt 1" 6. juni og 16. juli året 1981.
 (Simulated vertical distribution of phytoplankton (mg Chl m^{-3}) and nitrate (mmol N m^{-3}) along "Section 1" June 6th and July 16th 1981).



Figur A6 Simulert vertikal fordeling av planteplankton (mg Chl m^{-3}) og nitrat (mmol N m^{-3}) langs "Snitt 1" 17. august (øverst) og 18. september (nederst) 1981.
 (Simulated vertical distribution of phytoplankton (mg Chl m^{-3}) and nitrate (mmol N m^{-3}) along "Section 1" August 17th and September 18th 1981).



Figur A7 Simulert vertikal fordeling av planteplankton (mg Chl m^{-3}) og nitrat (mmol N m^{-3}) langs "Snitt 1" 7. juni og 17. juli 1984.
 (Simulated vertical distribution of phytoplankton (mg Chl m^{-3}) and nitrate (mmol N m^{-3}) along "Section 1" June 7th and July 17th 1984).



Figur A8 Simulert vertikal fordeling av planteplankton (mg Chl m^{-3}) og nitrat (mmol N m^{-3}) langs "Snitt 1" 18. august og 19. september 1984.
 (Simulated vertical distribution of phytoplankton (mg Chl m^{-3}) and nitrate (mmol N m^{-3}) along "Section 1" August 18th and September 19th 1984).