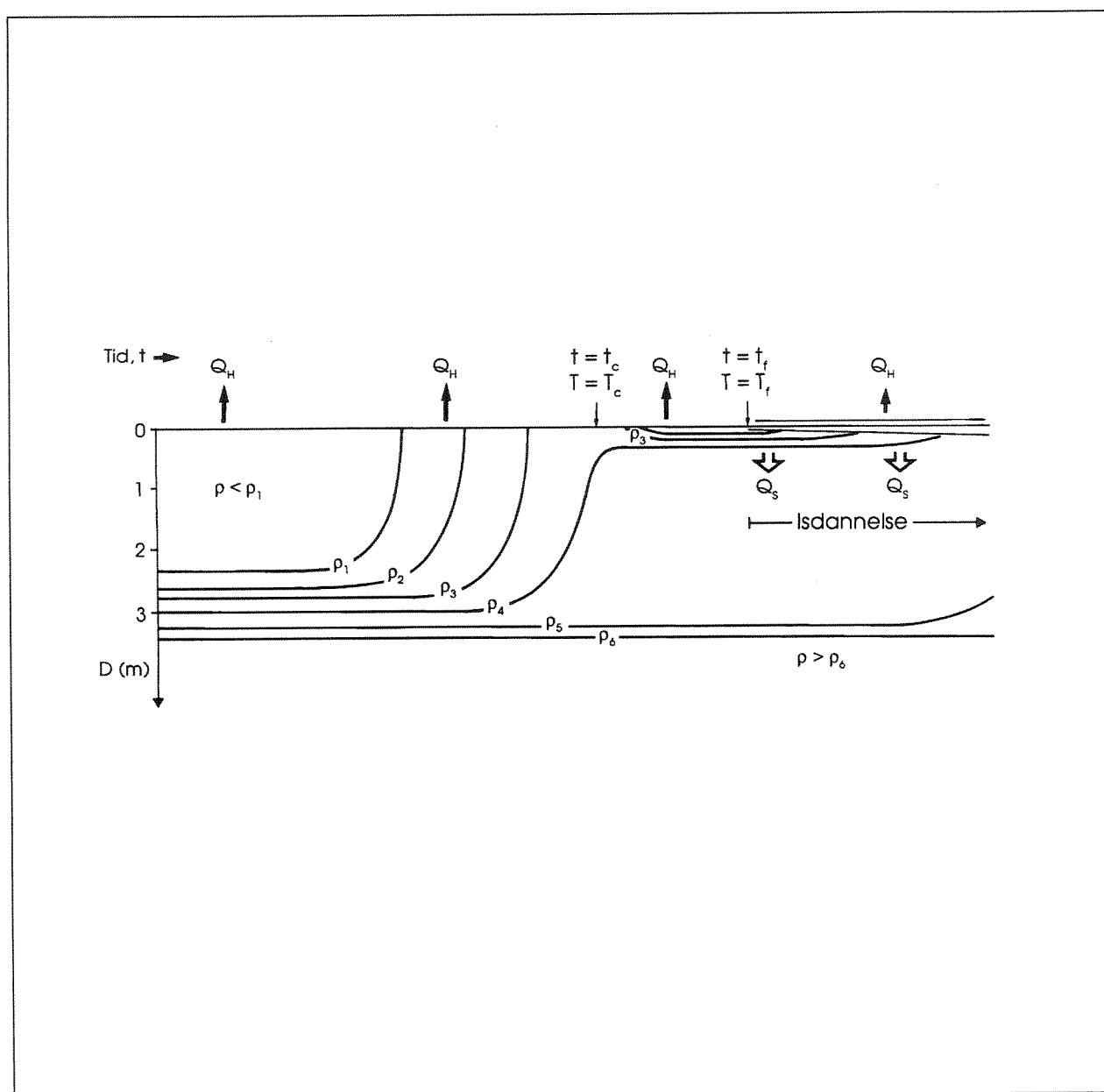


Kanal mellom Vågsbøpollen og Vestrepollen i Fana

Vurdering av konsekvenser
for vannutskifting og islegging



NIVA - RAPPORT

Norsk institutt for vannforskning  NIVA

Prosjektnr.:	Undemr.:
96084/E95434	
Løpenr.:	Begr. distrib.:
3496-96	

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: Kanal mellom Vågsbøpollen og Vestrepollen i Fana. Vurdering av konsekvenser for vannutskifting og islegging.	Dato: Trykket: april/juni 1996
Forfatter(e): Einar Nygaard Lars G. Golmen	Faggruppe: 32
	Geografisk område: Hordaland
	Antall sider: Opplag: 32

Oppdragsgiver: Bergen kommune, komm. avd. teknisk utbygging, postb. 805, 5002 Bergen.	Oppdragsg. ref.: Arne G. Svendal
---	--

Ekstrakt: Det foreligger planer om å bygge en ca 2 m dyp kanal mellom Vestrepollen og Vågsbøpollen i Fana. Vågsbøpollen munner i dag ut i Kviturspollen, der Bergens Seilforening har båthavn. Kanalen vil måtte føre til endringer i sirkulasjon i pollene, og det er blitt reist spørsmål om hvorvidt isforholdene vil bli forverret ved båthavna. Modellberegninger for sirkulasjon og vannstand viser at vannstandsamplituden i Vågsbøpollen vil øke med ca 50 %. Høyvann i Vågsbøpollen vil bli tilnærmet som utenfor. Lavvannsnivået vil ligge 30-40 cm lavere enn i dag, slik at større deler av bunnen tørrelegges ved fjære. Maksimalstrømmen i dagens innløp til Vågsbøpollen vil bli redusert med ca 10 %, og tidevannsstrømmen ved båthavna blir 20 % svakere enn i dag. Det vil kunne skje en viss overføring av ferskvann (brakkvann) fra Vestrepollen til Kviturspollen. Rapporten konkluderer med at endringene i Kviturspollen som følge av kanalen blir så små at det ikke vil medføre merkbare endringer for isforholdene der.

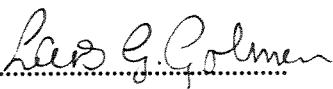
4 emneord, norske

1. Vågsbøpollen
2. Kanal
3. Vannutskifting
4. Sirkulasjonsmodell

4 emneord, engelske


1. Vågsbøpollen
2. Canal
3. Water exchange
4. Circulation model

Prosjektleder



Lars G. Golmen

For administrasjonen



Bjørn Braaten

ISBN 82-577-3037-8

NIVA prosjekt nr. 96084

Kanal mellom Vågsbøpollen og Vestrepollen i Fana

Vurdering av konsekvenser for vannutskifting og islegging

Bergen, april/juni 1996

Lars G. Golmen,	prosjektleder
Einar Nygaard,	medarbeider
Inger Midttun,	medarbeider

FORORD

Bergen kommune, avd. Teknisk utbygging, utreder muligheten for å bygge en kanal gjennom Dragseidet, mellom Vågsbøpollen og Vestrepollen (Grimseidpollen) i Fana. Planene er ledd i prosjektet "Sanering av pollene i Fana". Vågsbøpollen har i dag et svært grunt innløp. Kanalen vil gjøre pollen bedre tilgjengelig for fritidsbåter, og samtidig skape ei "indre lei" for småbåter på tur mellom Raunefjorden og Fana fjorden. Kanalen kan i prinsippet også bidra til bedre vannkvalitet i Vågsbøpollen. Imidlertid har det reist seg protester mot kanalbyggingen, med påstand om at denne vil kunne medføre hyppigere islegging i Kviturspollen, og dermed få negative konsekvenser for ferdsel og båthavna der.

Som følge av protestene ble NIVA i et møte med kommunen 22. mars 1996 bedt om å gi et tilbud på gjennomføring av en rask konsekvensvurdering m.h.t. islegging og vannutskifting. Bekreftelse på oppdraget ble gitt 26. mars, med en tidsramme på ca 3 arbeidsuker tilsvarende 40 arbeidstimer.

Kontaktperson hos kommunen har vært Arne G. Svendal. Einar Nygaard hos NIVA har vært behjelpelig med beregninger og vurderinger, og Inger Midttun har bistått med rapportredigering. Firma Allplan A/S v/ Haugen bidro med kartmateriale. Oseanograf Svein Østerhus bidro med egne hydrografiske måledata fra Vestrepollen, og takkes spesielt.

INNHOOLD

SAMMENDRAG	4
1. INNLEDNING	5
1.1. MÅLSETTING MED UTREDNINGEN	5
1.2. NOEN PROBLEMTILLINGER	5
1.3. OMRÅDEBESKRIVELSE	5
1.3.1. Topografi.....	7
1.4. PLANLAGT KANAL	8
1.5. HYDROGRAFISKE FORHOLD	8
2. SIMULERING AV STRØMNING MED OG UTEN KANAL	14
2.1. MODELLEN	14
2.1.1. SMS/RMA-2	14
2.1.2. Ligninger i RMA-2	14
2.1.2. Input til modellen	15
2.2. MODELLRESULTATER, FØR ÅPNING AV KANALEN.	15
2.2.1. Turbulente utvekslingskoeffisienter, Manning's n og grensebetingelser	15
2.2.2. Resultater for vannstand	17
2.2.3. Beregnet strømstyrke	17
2.3. RESULTATER ETTER ÅPNING AV KANAL	19
2.3.1. Strømstyrke	20
2.3.2. Resultater for vannstand	20
2.4. DRØFTING AV RESULTATENE	22
3. VILKÅR FOR ISLEGGING	23
3.1. TEORETISKE BETRAKTNINGER	23
3.2. ENDRING I SIRKULASJON.....	24
3.3. IS-BEREGNINGER.....	24
3.3.1. Modellen	24
3.3.2. Data	25
3.3.3. Resultater	25
4. KONKLUSJONER	27
5. LITTERATUR.....	28
VEDLEGG 1.....	29
VEDLEGG 2.....	31

SAMMENDRAG

Det foreligger planer om å bygge en kanal mellom Vestrepollen og Vågsbøpollen i Fana. Vågsbøpollen munner ut i Kviturspollen, der Bergens Seilforening har båthavn. Det har blitt reist spørsmål om hvilke endringer i sirkulasjon og vanngjennomstrømming som kanalen vil medføre, og i hvilken grad isforholdene vil kunne forverres ved seilbåthavna i Kviturspollen.

For å besvare disse spørsmålene har NIVA gjennomført en teoretisk studie med modellering av sirkulasjon og isdannelse for nåværende situasjon, og etter at ny kanal er bygget. Til modellering av sirkulasjon har vi benytta en todimensjonal, vertikalintegrrert modell, med tidevann som viktigste drivkraft. Til modellering av isdannelse har vi benytta en enkel, en-dimensjonal konveksjons-modell.

De viktigste konklusjonene av beregningene er:

Oppholdstid for overflatevann i Kviturspollen vil øke med anslagsvis 20 % som følge av kanalen.

Tilsvarende vil tidevannstrømmen bli redusert med ca 20 % i Kviturspollen.

Maksimal strømstyrke i løpet mellom Kviturspollen og Vågsbøpollen vil bli redusert med anslagsvis 10 % i forhold til i dag.

Vannstandsamplituden i Vågsbøpollen vil øke med ca 50 % i forhold til i dag, med høyvann opp til tilnærmet samme nivå som utenfor. Dette vil medføre at tørrlagte områder langs land i dag kan bli oversvømmet på flo sjø. Lavvann vil være 30-40 cm lavere enn i dag, slik at nye områder blir tørrlagt på fjære sjø.

Brakkvannskarakteristikken i Kviturspollen kan øke noe (litt lavere salinitet) som følge av noe mer innslag av gjennomstrømmende vann fra Vestrepollen, som i dag har noe lavere salinitet enn Kviturspollen. Endringene forventes imidlertid ikke å gi målbare effekter på isfrysingen.

Konklusjonen er dermed at kanalen ikke vil endre betingelsene for islegging ved seilbåthavna i Kviturspollen i negativ lei.

Eksisterende datamateriale for hydrografi og strøm fra de berørte pollene er mangelfullt. Modellresultatene for sirkulasjon og vannstand bør etterprøves ved hjelp av målinger, helst både før og etter at kanalen er bygget. Dette vil gi nyttig informasjon for å få kalibrert modellen, og også for å kunne bedømme konsekvenser for framtidig vannkvalitet i pollene.

1. INNLEDNING

1.1. Målsetting med utredningen

Utgangspunktet for utredningen er innsigelser eller anmerkninger fra Bergen Seilforening som frykter mer is i båthavna i Kviturspollen, som følge av kanalen. Seilforeningen har levert skriftlig innsigelse til kommunen på dette punktet (brev datert 15/2 1996).

Hovedmålsettingen med utredningen er derfor å vurdere grunnlaget i innsigelsen. Grunnlaget baseres på beregninger av islegging som følge av endret vannsirkulasjon i området.

Endret vannsirkulasjon vil også kunne medføre konsekvenser for vannkvalitet i poll-systemet. Dette utredes av Universitetet i Bergen (Johannessen 1996), men temaet berøres også litt i denne utredningen.

1.2. Noen problemstillinger

Kanalen kan forventes å ville endre sirkulasjonsmønsteret i Vågsbøpollen og de tilstøtende pollene. Det er ganske åpenbart at det vil bli forandringer lokalt, i nærområdet til endene av kanalen. Dette vil være en lokal endring, som vil medføre mer turbulens, kortere oppholdstid for vannet, og hyppigere vannutskifting. Dette vil virke i retning av å minske risikoen for islegging ved gitte meteorologiske betingelser.

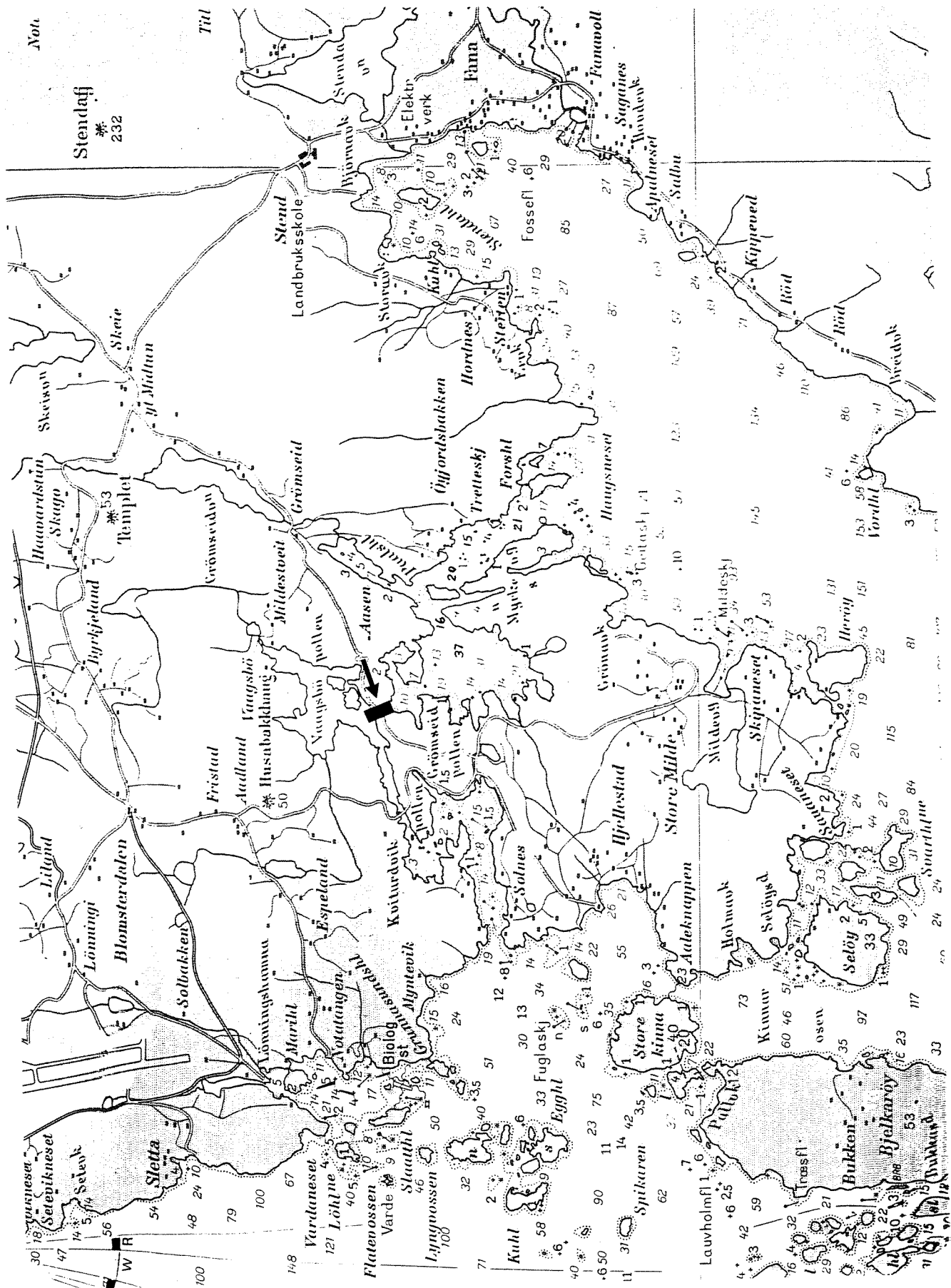
For Kviturspollens vedkommende styres vannutskiftingen i øvre lag (som har mest betydning for isleggingen) dels av vind, dels av tidevannet og dels av lokal ferskvannsavrenning til Vågsbøpollen og Kviturspollen. Først og fremst er det tidevannets betydning som kan forventes å bli endret. En mulighet er at kanalen vil forårsake en mindre gjennomstrømming enn tidligere, siden kanalen vil ta noe av inn/ut transporten som nå må gå gjennom Kviturspollen.

På den andre side kan kanalen bidra til å redusere dempingsfaktoren ved at brutto innstrømmingsareal til Vågsbøpollen økes. Dermed vil tidevannsamplituden øke, og transporten inn/ut gjennom Kviturspollen kan bli tilnærmet som i dag.

Vinden bidrar til å akselerere overflatelaget. Ved vestavind kan overflatevann i noen grad stues opp i østre del av Kviturspollen, inkludert området ved båthavna. Betingelsene for slik oppstuing kan teoretisk sett bli endret som følge av kanalen, dels på grunn av at tidevanns-strømmen endres, og dels ved at sjiktningen endres på grunn av endrede blandingsprosesser på tersklene der turbulensen er sterkest. For isleggingens del kan dette teoretisk sett medføre hyppigere oppstuing dersom turbulensen minkes, og det brakke overflatelaget dermed blir tynnere. Sistnevnte effekt kan motveies av at noe av ferskvannstilførslene til Vågsbøpollen ledes i rør ned i dypvannet, slik det er planlagt fra kommunens side.

1.3. Områdebeskrivelse

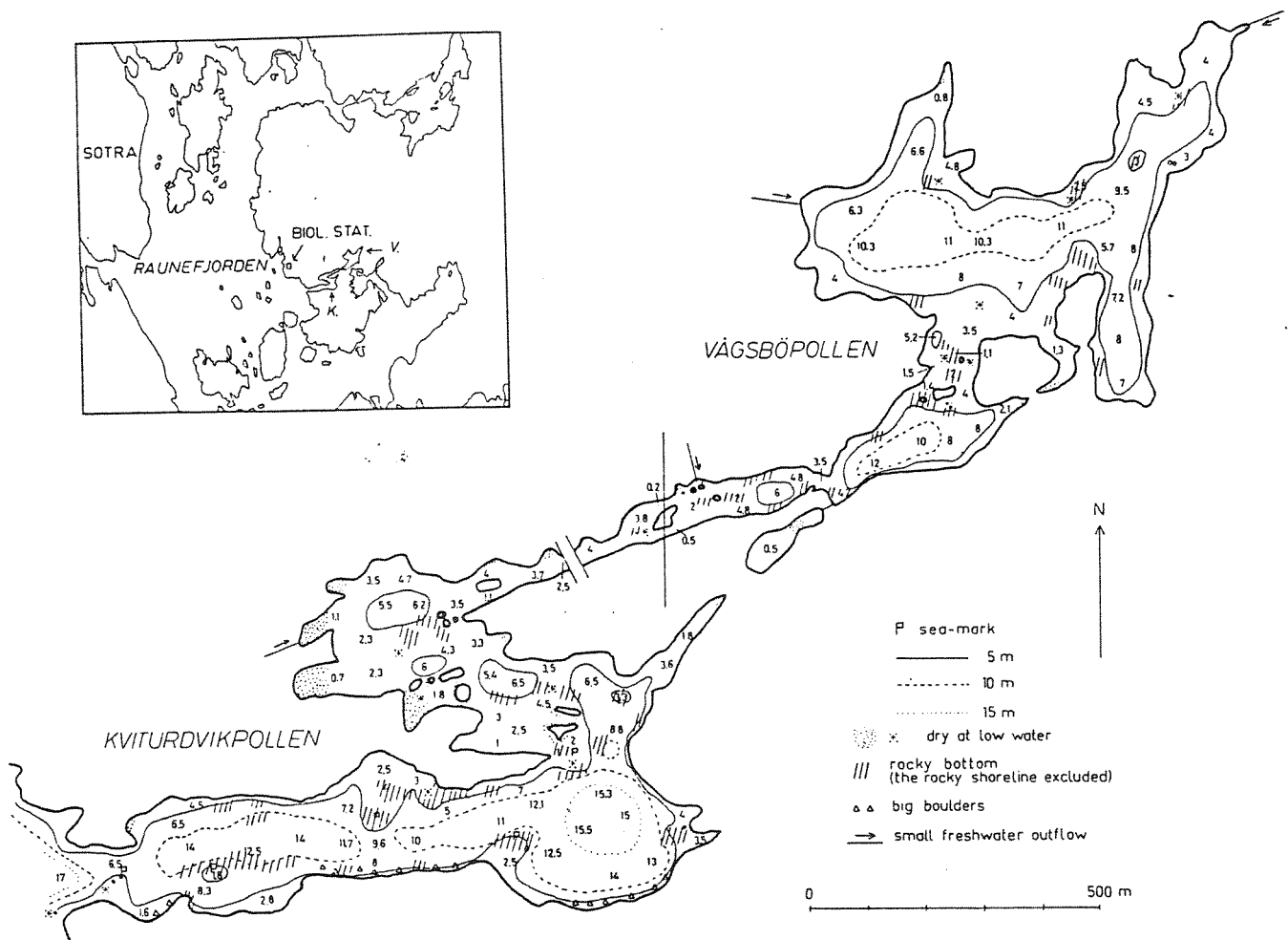
Utsnittet fra sjøkartet i figur 1.1 viser beliggenheten til de tre pollene Kviturspollen, Vågsbøpollen og Vestepollen (kalt Grimseidpollen i sjøkartet) i området Hjellestad-Milde i Fana. Med kanalen vil de tre pollene danne en sammenhengende sjøvei, som vil medføre at Milde-halvøya blir helt omgitt av sjø. Området grenser til Raunefjorden i vest, og Fanafjorden i sørøst.



Figur 1.1. Utsnitt av sjøkart nr 21 (noe forstørret), med den planlagte kanalen markert med tykk strek og pil.

1.3.1. Topografi

Den smale forbindelsen mellom Kviturspollen og Vågsbøpollen er om lag 600 m lang, og 30-60 m brei. Det grunneste partiet (terskelen) er bare om lag 0,5 m dyp. Her er også tverrsnittsarealet ekstra mye innsnevret, p.g.a. en holme midt i innløpet. Se fig. 1.2.



Figur 1.2. Topografisk kart over Vågsbøpollen og Kviturspollen (etter Dybern, 1967).

Terskeldypet mellom Raunefjorden og Kviturspollen er 6,5 m. Kviturspollen har dybder ned mot 15-16 m, mens Vågsbøpollen har max. dyp på ca 11 m.

Vestrepollen eller Grimseidpollen, som blir en del av det framtidige sammenhengende pollsystemet, har dybder ned mot 37 m, og et terskeldyp på om lag 15 m.

Tabell 1.1 gir noen topografiske data for pollene.

Tabell 1.1. Noen omtrentlige tallstørrelser knyttet til de tre berørte resipientene. Vestrepollen er regnet til utløpet ved Paalsholmen.

Område	Overflateareal (m ²)	Vannvolum 0-2m (m ³)	Terskeldyp (m)	Største dyp (m)
Kviturspollen	2,8 x 10 ⁵	0,5 x 10 ⁶	6,5	16
Vågsbøpollen	2,6 x 10 ⁵	0,46 x 10 ⁶	0,5 (før kanal)	11
Vestrepollen	4,5 x 10 ⁵	0,8 x 10 ⁶	15	37

Figur 1.3 viser deler av Vestrepollen og strandområdet der den nye kanalen vil munne ut. Fig. 1.4. viser tilsvarende område i Vågsbøpollen.

Både Vestrepollen og Vågsbøpollen er hyppig islagt om vinteren. Vinteren 1996 var det vedvarende is til langt ut i april måned. Dette var også tilfellet under NIVAs synfaring 31 mars 1996 (fig. 1.3 og 1.4).

1.4. Planlagt kanal

Den planlagte kanalen vil bli om lag 80 m lang, og ha seilingsbredde på 7 meter. Seilingsdypet vil bli 2,5 meter. Figur 1.5 viser kartutsnitt over Drageidet der kanalen skal gå, samt tverrsnitt av kanalen, med vegbru over.

1.5. Hydrografiske forhold

I samband med vurderinger av is og islegging, er det først og fremst overflateverdier av salinitet som er interessante. Sjikningen spiller også en viktig rolle; et skarpt og grunt sprangsjikt vil redusere konveksjonen, og dermed påskynde avkjølingen i overflaten.

Dybern (1967) presenterte målinger (vertikal-profiler) av salinitet og temperatur for perioden november 1962 - mai 1964 (NB; Dyberns salinitets-isopleter, fig. 15 og 16, har fått ombyttet figurforklaringene). Universitetet i Bergen har foretatt hydrografimålinger i Kviturspollen og i Vestrepollen både i 1980- og 1990 årene.

Målingene til Dybern viste markert sterkere brakkvanns-karakteristikk i Vågsbøpollen enn i Kviturspollen, med hyppig innslag av lavsalint vann ($S < 5$ ppt) i overflaten i Vågsbøpollen. Det skarpeste sprangsjiktet i Vågsbøpollen lå nær overflaten, som oftest grunnere enn 1 m.

I samband med kloakk-sanering de seinere åra, har noe ferskvann fra husholdning/kloakk blitt ledet vekk fra poll-systemet. Dette kan ha medført svakere brakkvannskarakteristikk. UiB gjorde noen målinger i Vågsbøpollen i oktober 1994. Overflatesaliniteten var 10,55 ppt, som er noe høyere enn Dyberns verdier fra høstperioder. Planene om å lede Ådlandsbekken ut på dypere vann i Vågsbøpollen, vil også bidra til å øke overflatesaliniteten.

I Kviturspollen viste Dyberns målinger hele tiden overflateverdier over 22 ppt i salinitet. UiBs målinger fra 1990 og utover viste, med ett unntak (desember 1992), overflateverdier på over 25 ppt.

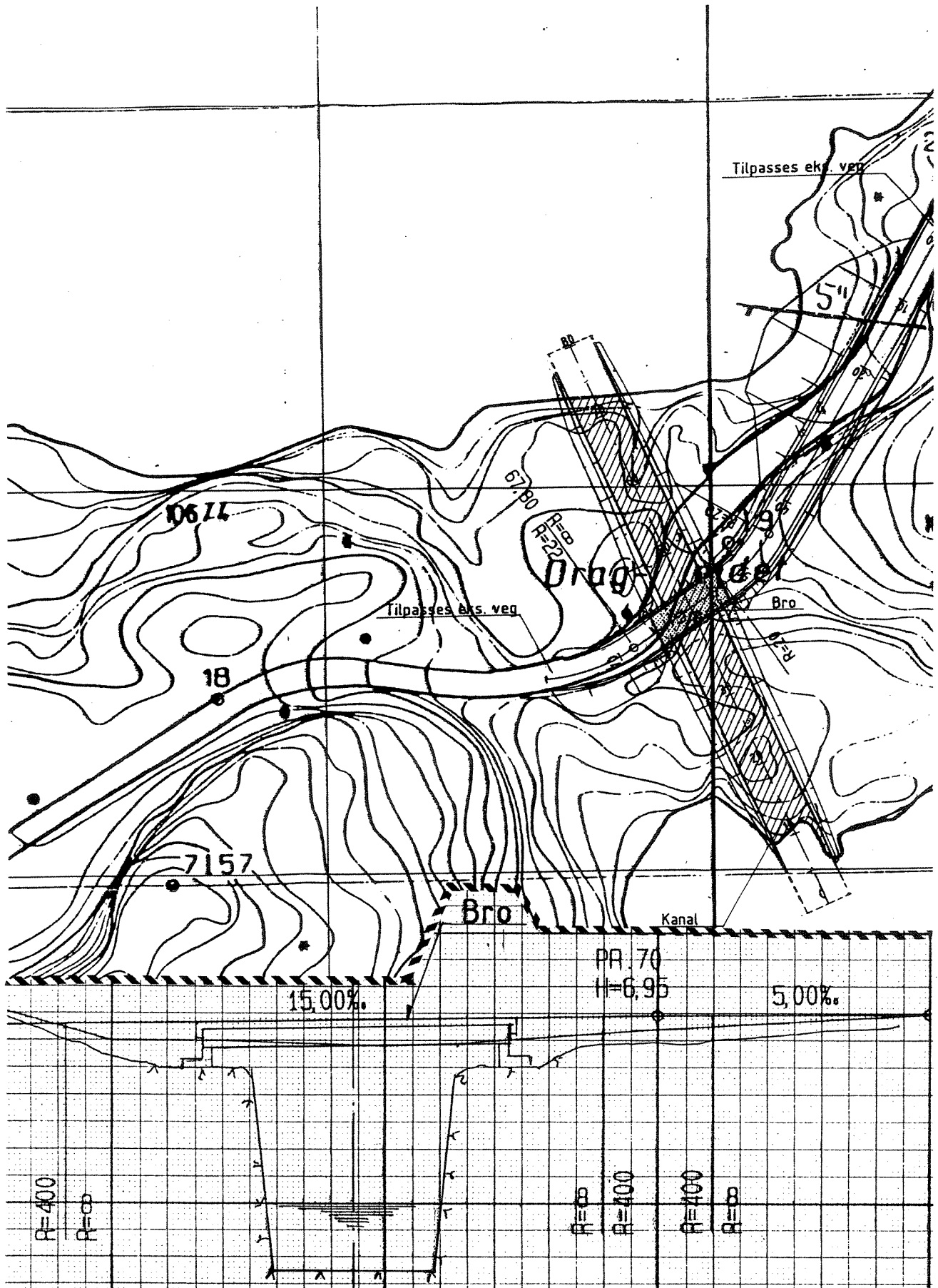
I Vestrepollen lå UiBs verdier fra 1990-årene over 24 ppt, også med unntaket for desember 1992, som også her hadde lav verdi.



Figur 1.3. Fotografier fra Vestrepollen som viser området der kanalen vil munne ut.



Figur 1.4. Fotografier fra Vågsbøpollen som viser området der kanalen vil munne ut.



Figur 1.5. Kartutsnitt og tværnsnitt for den planlagte kanalen over Drageidet.

Tabell 1.2 viser noen statistiske verdier for overflatesalinitet i Vestrepollen og Kviturspollen for noen år, i følge UiB sine målinger. Målingene fra Vågsbøpollen er for sparsomme til å kunne gi noen statistikk. Det framgår her at Vestrepollen har mer markert brakkvannskaraktistikk enn Kviturspollen. Dette reflekterer seg også i at isen legger seg oftere i Vestrepollen.

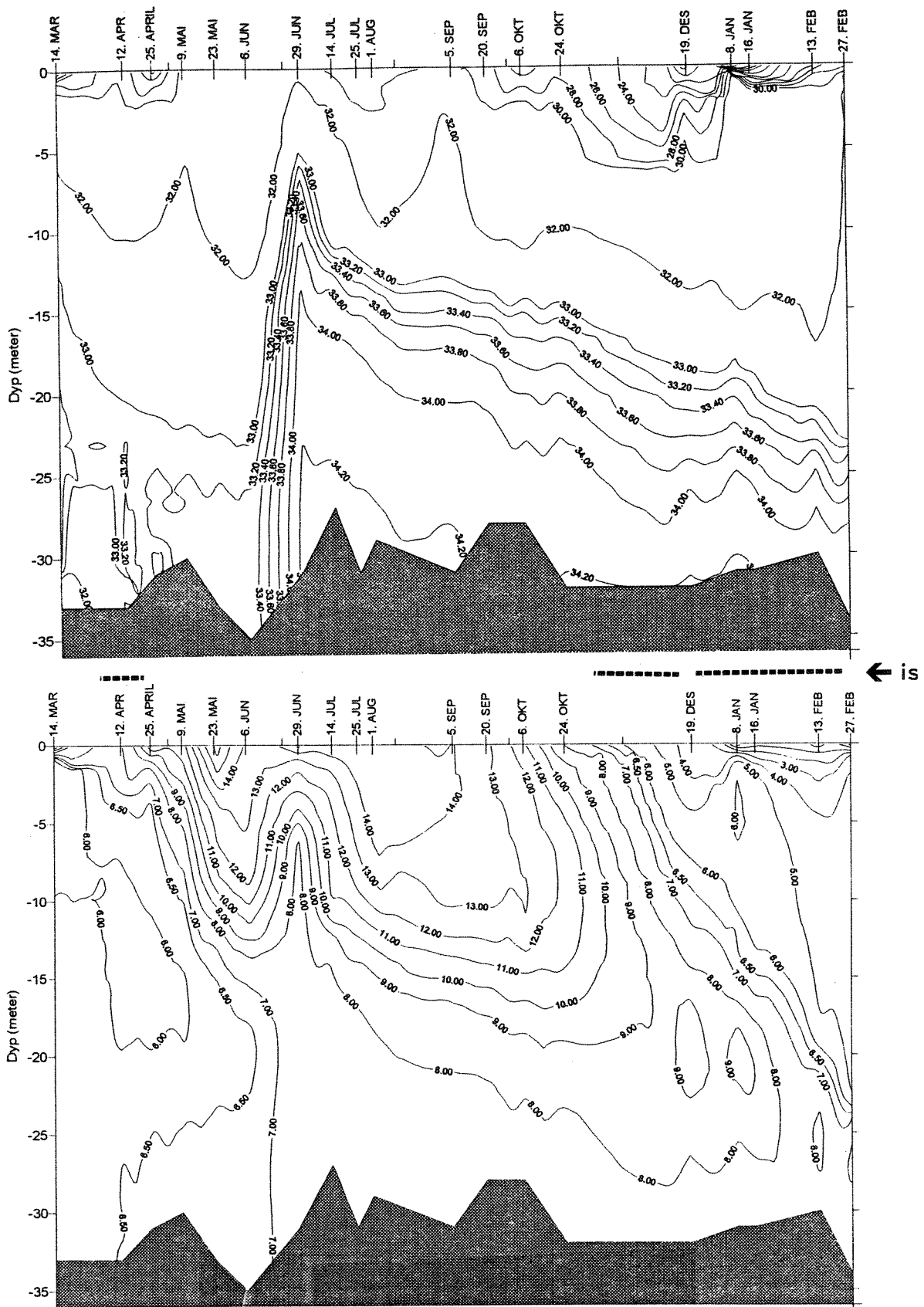
Tabell 1.2. Middelerverdier og minimumsverdier for målt overflatesalinitet (ppt) i Kviturspollen og Vestrepollen for noen år, i følge målinger av UiB, med fem eller seks tokt pr år.

Lokalitet	1990		1992		1993	
	min.	middel	min.	middel	min.	middel
Kviturspollen	27,55	28,15	17,33	25,82	26,56	29,88
Vestrepollen	24,61	27,62	16,84	25,78	25,20	29,08

Svein Østerhus har på eget initiativ foretatt hydrografiske målinger i Vestrepollen med automatisk registrerende sonde (type Sensordata SD202). Figur 1.6 viser tidsisopleter for disse målingene, for perioden mars 1993 til februar 1994. De laveste overflateverdiene for salinitet forekom på høstparten og tidlig om vinteren, med verdier rundt eller under 20 ppt.

Diagrammene i fig. 1.6 reflekterer effekten av terskelen inn til Vestrepollen. Målingene kan indikere at denne sannsynligvis ligger på rundt 10 m dyp, ikke 15 m, som antydnet i avsnitt 1.3.1. Dypere enn 10 m var vannet tilsynelatende stagnant i lange perioder, kun med en svak vertikal diffusjon. I juli skjedde det en utskifting som medførte markert endret sjikting i dypvannet.

Universitetet i Bergen har gjennomført flere marinbiologiske undersøkelser i Vågsbøpollen (Wassmann og Aadnesen 1984, Wassmann 1985, Berstad et al. 1995). Resultatene fra disse undersøkelsene danner i første rekke bakgrunn for å vurdere biologiske og kjemiske effekter av kanalen.



Figur 1.6. Tidsisopleter av salinitet (øverst) og temperatur i Vestrepollen i perioden mars 1993 - februar 1994. Svein Østerhus stilte velvilligst målingene til disposisjon.

2. SIMULERING AV STRØMNING MED OG UTEN KANAL

2.1. Modellen

2.1.1. SMS/RMA-2

Forkortelsen SMS stå for "Surface Water Modelling System", og er et interfaceprogram til blant annet den numeriske modellen RMA-2, som vi har benyttet. Programmet SMS er laget ved Brigham Young University, -Engineering Computer Graphics Laboratory i samarbeid med U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, og U.S. Federal Highway Administration (ECGL, 1994).

RMA-2 er en dynamisk, todimensjonal, dybde integrert numerisk modell med fri overflate. Det vil si at modellen egner seg best i områder uten lagdeling. Modellen beregner løsninger ved hjelp av endelig-element (finite element) metoden.

2.1.2. Ligninger i RMA-2

Gruntvannsligningene i RMA-2 er Navier-Stokes ligninger for bevarelse av bevegelsesmengde og volum (volumkonservering).

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(uh)}{\partial x} + \frac{\partial(vh)}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial a_0}{\partial x} \right) + fv - \frac{\epsilon_{xx} \partial^2 u}{\rho \partial x^2} - \frac{\epsilon_{xy} \partial^2 u}{\rho \partial y^2} + \frac{gu}{C^2 h} \sqrt{u^2 + v^2} = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \left(\frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial a_0}{\partial y} \right) - fu - \frac{\epsilon_{yx} \partial^2 v}{\rho \partial x^2} - \frac{\epsilon_{yy} \partial^2 v}{\rho \partial y^2} + \frac{gv}{C^2 h} \sqrt{u^2 + v^2} = 0$$

- x = Distanse i x-retning (positiv mot øst)
- y = Distanse i y-retning (positiv mot nord)
- u = Horisontal strømningshastighet i x-retning
- v = Horisontal strømningshastighet i y-retning
- t = Tid
- g = Tyngdens akselerasjon
- h = Vanndyp
- A₀ = Helling av bunnen
- ρ = Væskens tetthet
- ε_{xx} = Normal turbulent utvekslingskoeffisient i x-retning
- ε_{xy} = Tangensial turbulent utvekslingskoeffisient i x-retning
- ε_{yx} = Tangensial turbulent utvekslingskoeffisient i y-retning
- ε_{yy} = Normal turbulent utvekslingskoeffisient i y-retning
- C = Chezy ruhetskoeffisient (Beregnet ut fra Mannings n)
- f = Coriolis parameter

2.1.2. Input til modellen

Modellen trenger flere typer data. Først må man konstruere et nettverk (grid) med diskrete punkter (dvs. data over posisjon og dyp, som interpoleres til et grid i SMS). Figur 2.1 viser gridet som er benyttet for beregningene med alle tre pollene (og med ny kanal).

Modellen må videre gis verdier for de turbulente utvekslingskoeffisientene, og for friksjonskoeffisienten Manning's n . Disse kan tilegnes forskjellige verdier i forskjellige deler av gridet. Koeffisientene varierer med bunnforholdene, og er samtidig en egenskap ved selve bevegelsen. De er følgelig svært vanskelige å bestemme nøyaktig. Oppgitte størrelser på koeffisientene varierer med flere størrelsesordener (ECGL, 1994).

Modellen må også gis dynamiske grensebetingelser. Dette kan være tidevannsamplituden ytterst i en fjord, eller (tidsvariable) elvetilførsler.

Man må også tilegne gridet en dynamisk initialtilstand. Dette gjøres ved å legge en flat overflate over hele gridet. Det vil si at systemet trenger en del tid ("spin up") på å finne representative løsninger.

Ved hjelp av de topografiske dataene, grenseflatebetingelsene og initialbetingelsene beregner RMA-2 løsninger for hvert tidssteg. Modellen beregner verdier for fart, retning og vannstand i hvert av punktene i gridet der det er lagt inn posisjon og dyp.

2.2. Modellresultater, før åpning av kanalen.

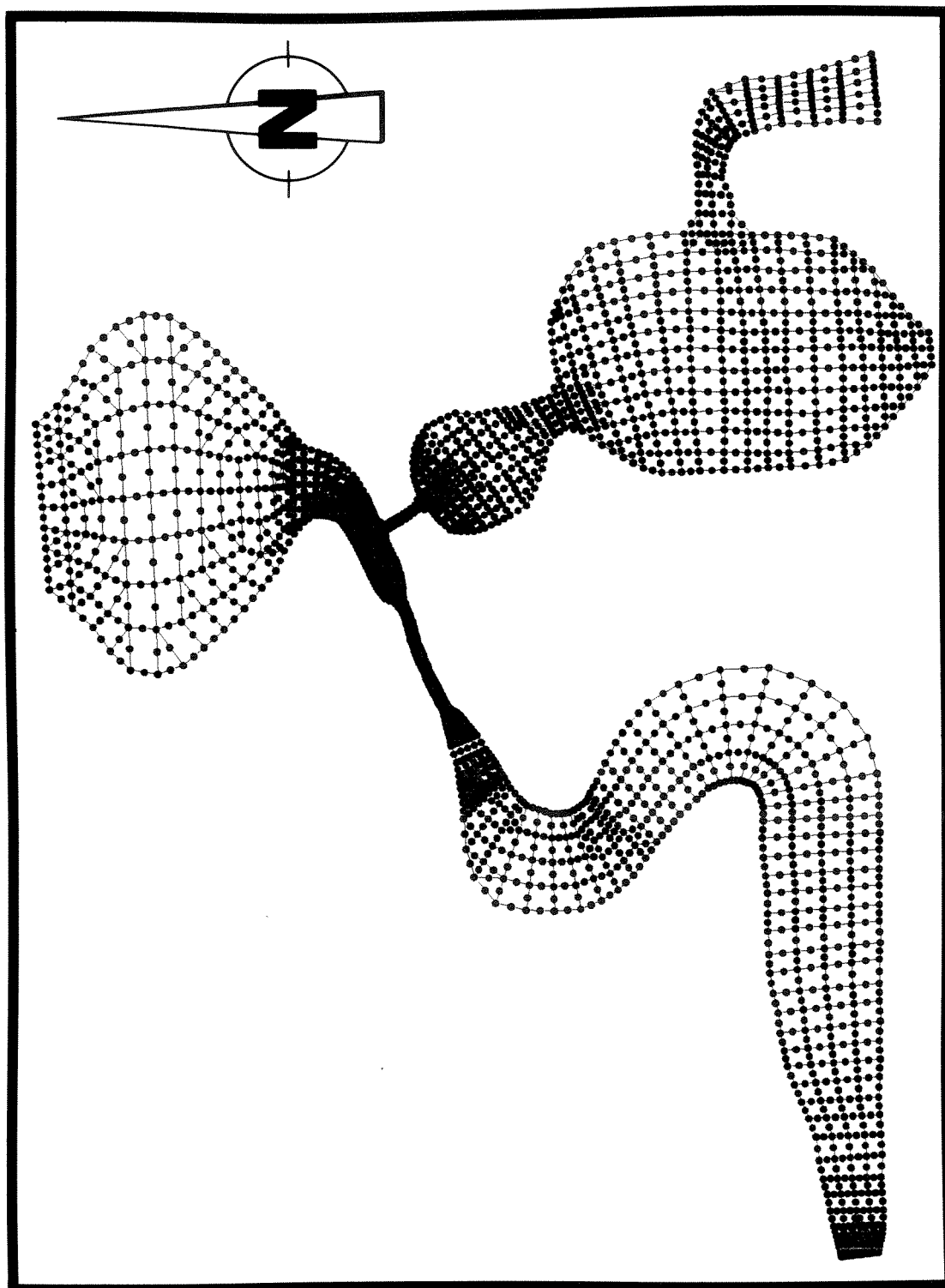
Figur 2.5 viser bunntopografien til det konstruerte gridet over Kviturspollen, Vågsbøpollen og Vestrepollen. Dypene er gitt i meter, slik at 0 meter vil representere det dypeste punktet i gridet.

Detaljopplysninger om topografien i løpet mellom Kviturspollen og Vågsbøpollen mangler. Løpet er derfor gitt en form i modellen slik at dagens tidevannsdemping og forsinkelse simuleres realistisk.

2.2.1. Turbulente utvekslingskoeffisienter, Manning's n og grensebetingelser

Alle steder unntatt i dagens innløp til Vågsbøpollen og i den nye kanalen ble Manning's n satt lik 0,025 og utvekslingskoeffisientene for turbulens ble satt lik 2.000. På de to nevnte stedene ble friksjonen økt ved å sette Manning's n lik 0,04 og utvekslingskoeffisientene lik 4.000.

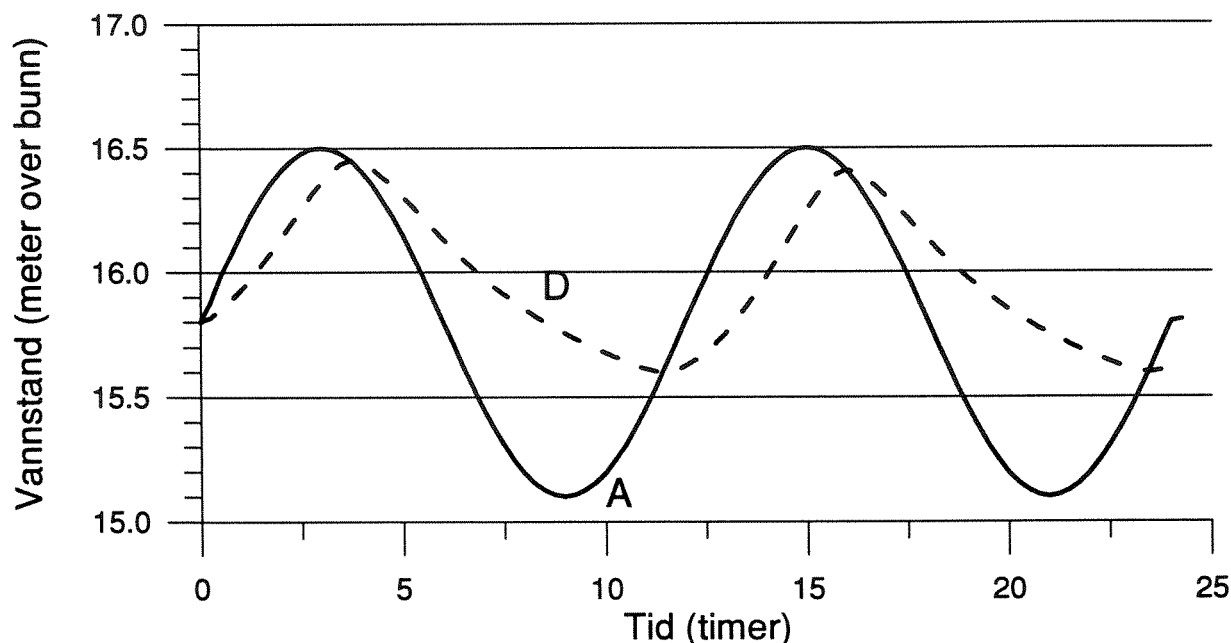
Tidevannsamplituden ytterst i pollsystemet er satt til 1,4 meter i alle kjøringene. Dette representerer en springflo situasjon i Bergensområdet. Det beregnes løsninger for et halvdaglig tidevann med periode 12,5 timer. Grensebetingelsen gir høyvann ytterst i fjorden etter ca. 3 og 15 timer. Lengden på tidsstegende kan settes etter behov, og er her satt til 15 minutt.



Figur 2.1. Det horisontale nettverket (gridet) som er benyttet i de numeriske beregningene for alle tre pollene, med ny kanal.

2.2.2. Resultater for vannstand

Figur 2.2 viser simulert vannstand i punktene A og D (fig. 2.5), dvs. i Kviturspollen nær båthavna og midt i Vågsbøpollen.



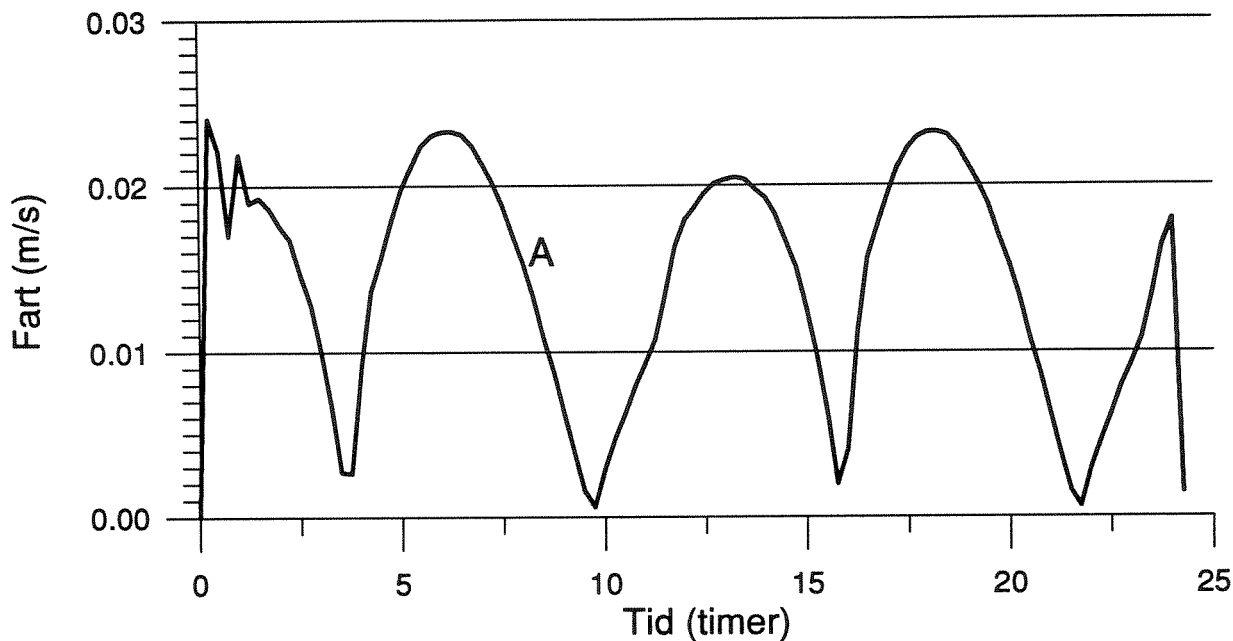
Figur 2.2 Simulert vannstand i Kviturspollen (A) nær båthavna og midt i Vågsbøpollen (D), i dag, d.v.s. uten ny kanal.

Modellen viser at tidevannsamplituden i Kviturspollen er 1,4 meter og at den er i fase med grensebetingelsene. Dvs. ingen demping eller faseforskyving der.

I Vågsbøpollen er tidevannsamplituden omtrent 0,7 meter. Lavvannet kommer 2,5 timer senere enn i Kviturspollen, mens høyvann er 1,25 timer forsinket. Høyvannet i Vågsbøpollen er bare 15-20 cm lavere enn i Kviturspollen, mens lav-vannsnivået er ca. 50 cm høyere enn i Kviturspollen.

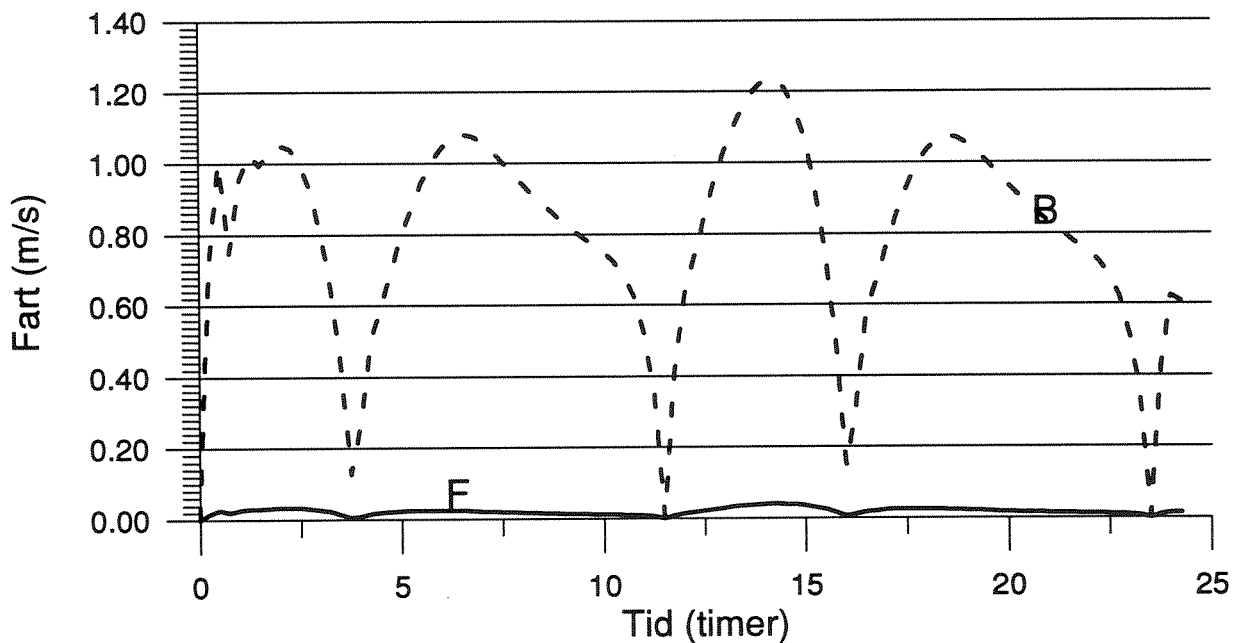
2.2.3. Beregnet strømstyrke

Figur 2.3 viser strømfarten nær seilbåthavna i punkt A (fig. 2.5). På det høyeste kommer farten opp i ca. 2.5 cm/s. Dette er gjennomsnittsfarten integrert over hele dypet. I virkeligheten vil det være et hastighetsprofil, med avtakende fart med dypet. Men den beregnede verdien gir grunnlag for å bedømme evt. endringer (%-vis) etter åpning av ny kanal.



Figur 2.3. Beregnet strømfart ved seilbåthavna i Kviturspollen (pkt. A i fig 2.5) i dag.

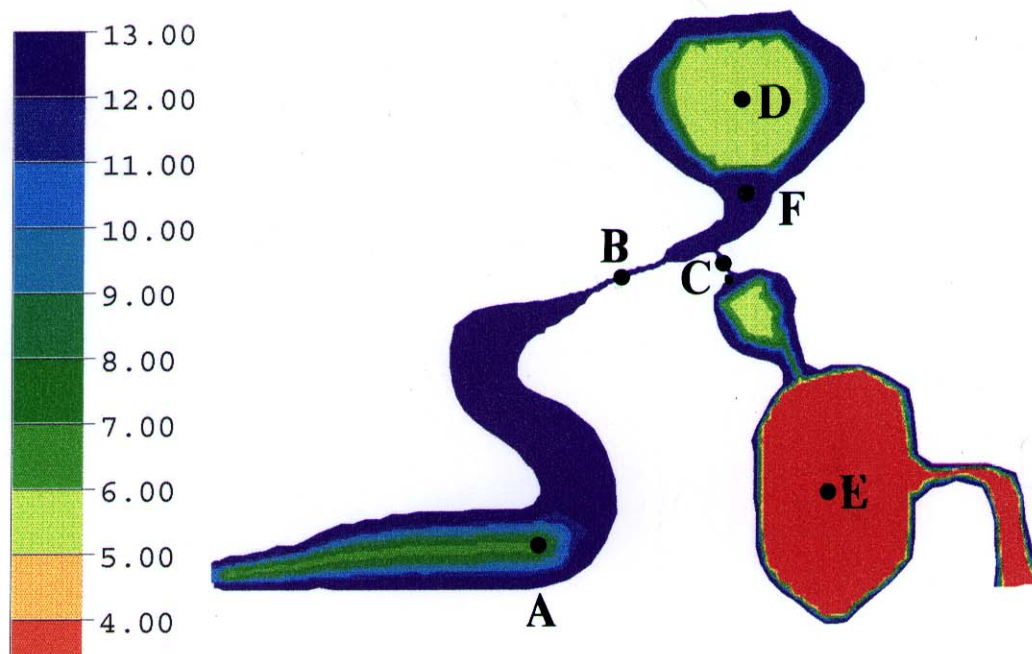
Figur 2.4 viser strømfarten i dagens innløp til Vågsbøpollen (punkt B på figur 2.5) og inne i Vågsbøpollen nær utløpet (punkt F på figur 2.5). På det høyeste er farten i innløpet i overkant av 1 m/s. Strømfarten inne i Vågsbøpollen er bare noen få cm/s på det meste.



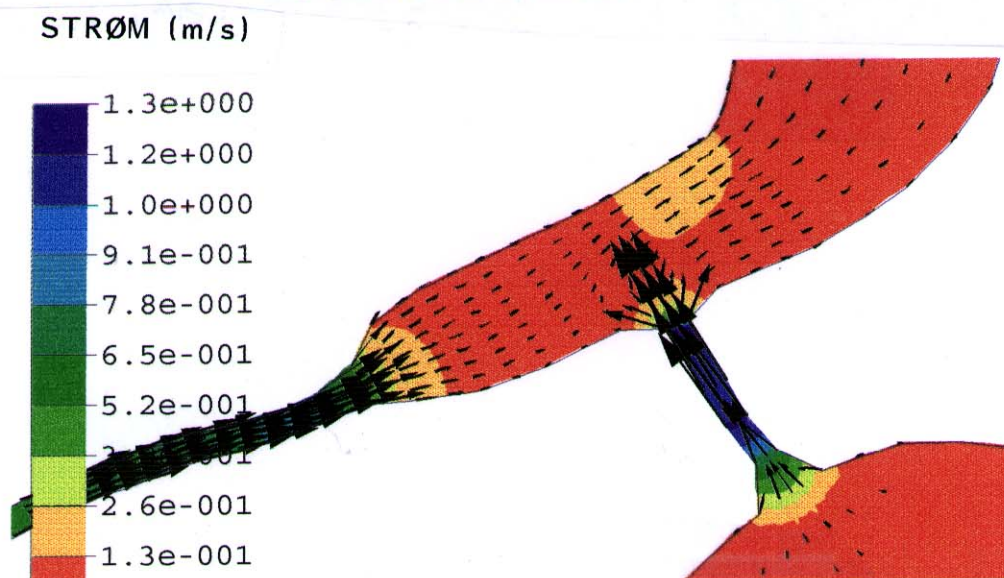
Figur 2.4 Beregnet strømfart i dagens innløp til Vågsbøpollen (punkt B, i fig. 2.5), og inne i Vågsbøpollen (pkt. F i fig. 2.5), før åpning av ny kanal.

2.3. Resultater etter åpning av kanal

Modellen er så kjørt med hele gridet (fig. 2.1) og med samme grensebetingelse i begge de åpne endene, dvs. vannstandsamplituder på 1,4 meter, i fase. Figur 2.5 viser skjematisk bunntopografien som er lagt inn for alle pollene.



Figur 2.5. Forenklet bunntopografi som er benyttet i beregningene. Dybdeskalaen viser meter over dypeste (laveste) punkt, som ligger i Vestrepollen (rødt). Bokstavene A-F angir punkter i gridet der tidsforløp for strøm og vannstand er presentert og diskutert særskilt i teksten.



Figur 2.6. Simulert strømningsmønster i og ved den nye kanalen, samt i eksisterende innløp til Vågsbøpollen, ved fløende sjø.

2.3.1. Strømstyrke

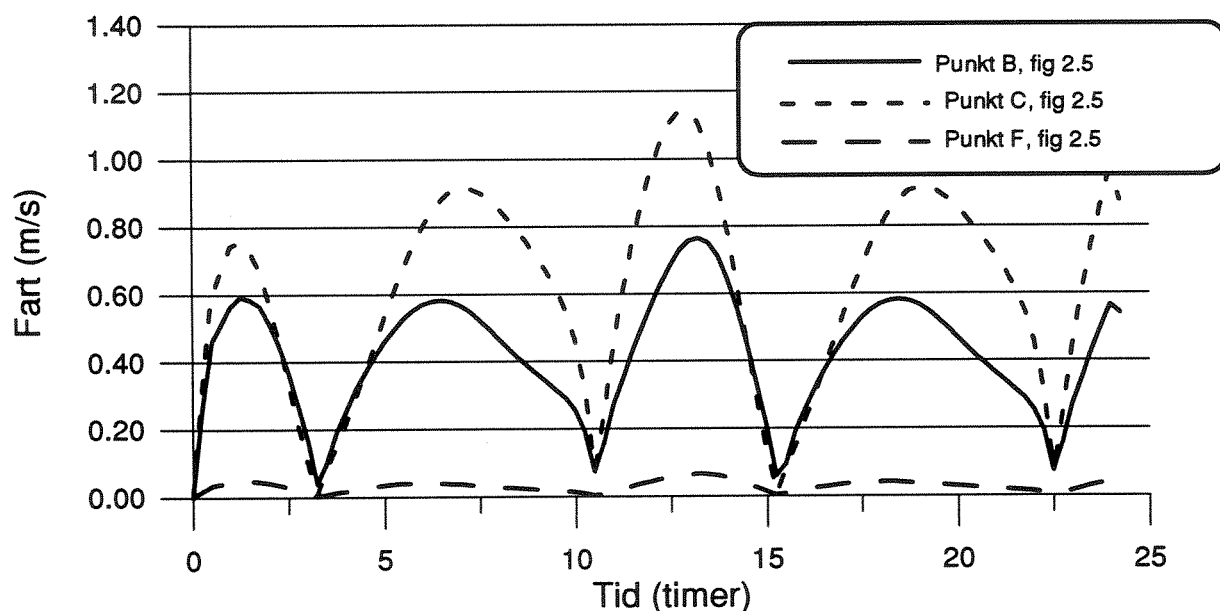
Figur 2.6 viser strømningsbildet i og ved kanalen og i det eksisterende innløpet til Vågsbøpollen ved fløende sjø, med innstrømming begge steder.

I figur 2.7 er strømfarten plottet mot tiden for punktene B, C og F, etter åpning av kanalen. Figuren viser at strømmen blir sterkest i den nye kanalen, over 1 m/s på det sterkeste. Strømmen i eksisterende løp mellom Kviturspollen og Vågsbøpollen blir på det sterkeste ca. 0.6 m/s, dvs. svakere enn før kanalen ble åpnet. I Kviturspollen blir strømmen noe sterkere enn tidligere, dette er naturlig da vannstandsvariasjonene blir større enn tidligere.

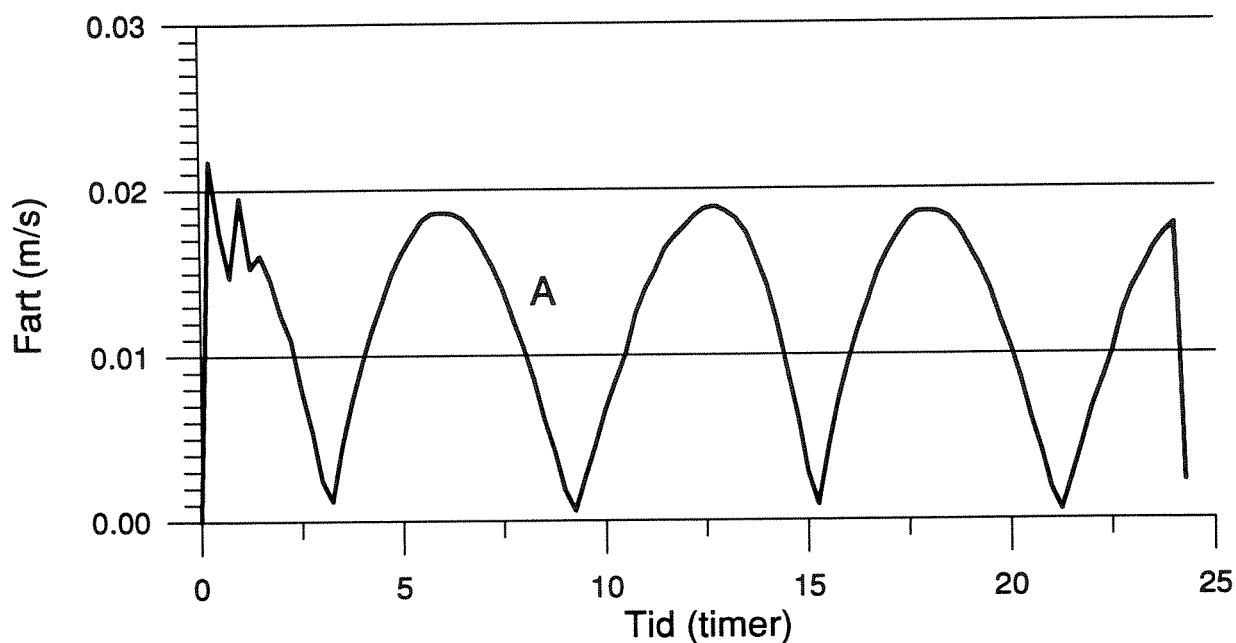
Figur 2.8 viser strømstyrken ved seilbåthavna plottet mot tid. Maksimalstrømmen blir redusert med ca. 20 % i forhold til dagens tilstand.

2.3.2. Resultater for vannstand

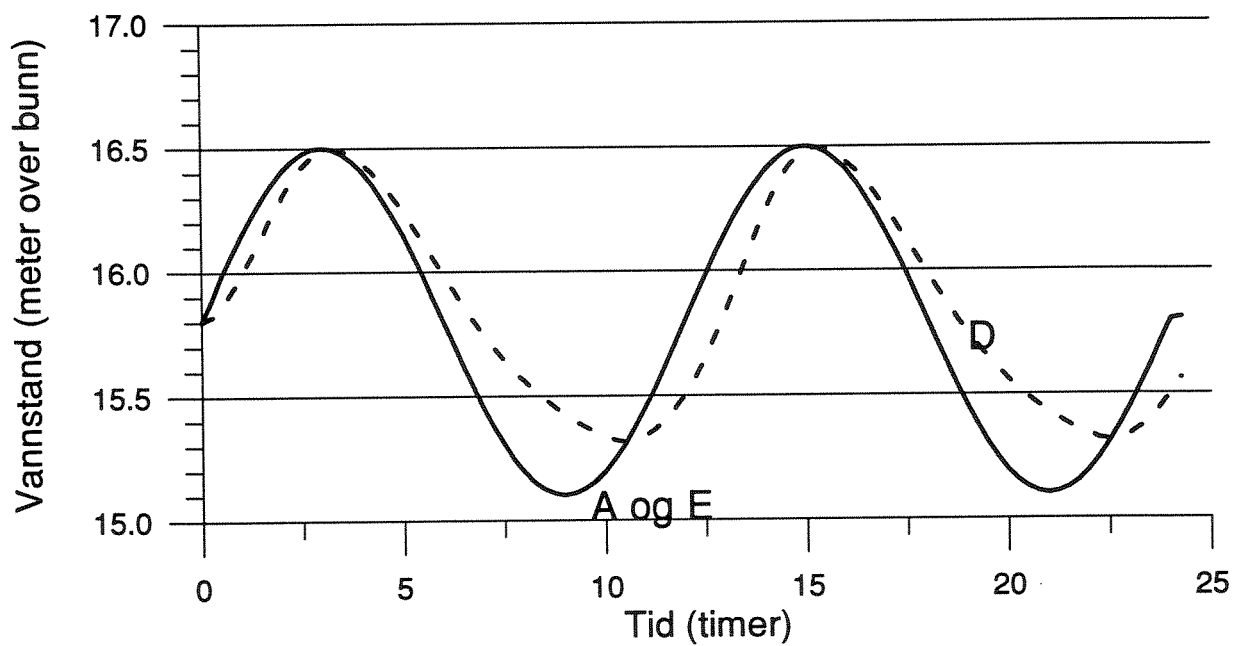
Figur 2.9 viser vannstanden i de tre punktene A, D og E (fig. 2.5). Vestrepollen og Kviturspollen får samme tidevannsamplitude og fase som grensbetingelsene. I Vågsbøpollen blir høyvannet bare noen cm. lavere enn utenfor og forsinkelsen ca. 15 minutter. Lavvannet i Vågsbøpollen er ca. 30 cm høyere og kommer 1.5 time seinere enn utenfor.



Figur 2.7. Simulert strømstyrke i punktene B, C og F i figur 2.5, med ny kanal.



Figur 2.8. Simulert fart nær seilbåhavna (punkt A, fig. 2.5) etter åpning av ny kanal.



Figur 2.9. Simulert vannstand i Kviturspollen (A), Vestrepollen (E) og Vågsbøpollen (D) med ny kanal.

2.4. Drøfting av resultatene

Modellen viser at de mest markante forandringene etter bygging av kanalen vil bli:

- 1) Mindre demping av tidevannsamplituden samt mindre faseforskjell i Vågsbøpollen. Dvs. bedre vannutskifting enn i dag.
- 2) Laveste lavvann i Vågsbøpollen vil bli lavere enn i dag, dvs. at større områder vil bli tørrlagt på fjære sjø. Det vil også si at laveste vannstand i kanalen mellom Kviturspollen og Vågsbøpollen vil bli lavere enn i dag, som igjen vil si at deler av kanalen på det nærmeste vil bli tørrlagt på fjære sjø.
- 3) Det ser ut til at den nye kanalen vil ta mesteparten av transporten inn og ut av Vågsbøpollen. Dette resulterer i ca. 40 % svakere strøm i kanalen mellom Kviturspollen og Vågsbøpollen. Ved båthavna viser modellen at strømstyrken vil avta med ca. 20 %.
- 4) Strømmen i Kviturspollen vil bli noe svakere enn i dag. Til gjengjeld vil Kviturspollen ta imot mindre av det "gamle" vannet fra Vågsbøpollen, da storparten av dette vil renne ut i Vestrepollen. Det vil si at vannkvaliteten i Kviturspollen ikke vil bli forverret i forhold til i dag.

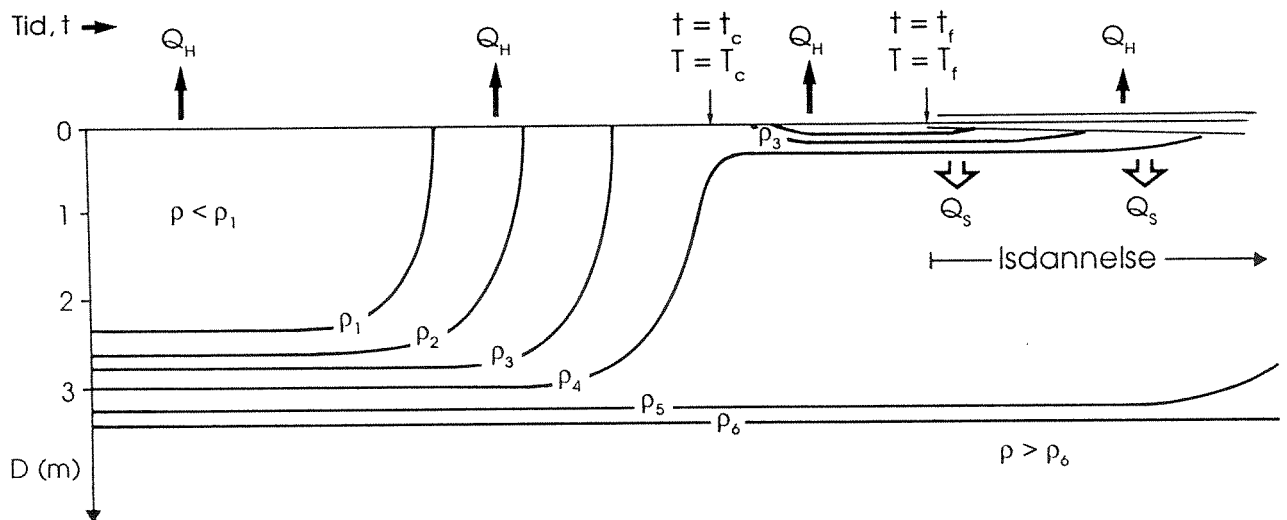
3. VILKÅR FOR ISLEGGING

3.1. Teoretiske betraktninger

Betingelser for islegging styres i første rekke av meteorologiske forhold, som neppe blir målbart endret som følge av kanalen. Endringer i lokalklima kan teoretisk sett skje, men er sannsynligvis marginale i den foreliggende sammenheng.

Det er m.a.o. netto strålingsbalanse og direkte varmetap som i første rekke vil styre avkjølingen, og betingelsene for dette kan antas å forbli som før. Demest vil de hydrografiske forholdene, og vannutskiftingsdynamikken være viktigst. Islegging får bedre betingelser dess brakkere overflatevannet er, og dess kraftigere sjikting.

Figur 3.1. illustrerer gangen i prosessen som leder til isdannelse i sjøoverflaten under avkjøling. Dersom saliniteten er høyere enn 25 ppt, vil avkjølingen ned mot frysepunktet bidra til å øke overflatevannets densitet, og det vil oppstå en begrenset vertikalkonveksjon i celler. Denne konveksjonen vil medføre at litt varmere vann bringes til overflaten. Dermed holdes avkjølingen i sjakk, og isleggingen utsettes.



Figur 3.1. Prinsippkisse for avkjøling av overflatevann (brakkvann), og tilhørende densitetsøkning etter som tiden (horisontal akse) går.

Dersom saliniteten er lavere enn 25 ppt, vil vannet under avkjøling opptre på samme måte som ferskvann. D.v.s. at det når sin maksimale densitet ved en temperatur som ligger over frysepunktet. For sjøvann med 25 ppt salinitet vil frysepunktet og temperatur for max. densitet falle sammen ($-1,33^{\circ}\text{C}$). For sjøvann med 20 ppt i salinitet vil frysepunktet ligge rundt -1°C , og mens temperaturen for max. densitet vil ligge rundt 0°C .

Dersom overflatevannet er ferskere enn 25 ppt, vil m.a.o. avkjølingen medføre at det bygges opp et sekundært, tynt sjikt i overflaten uten konveksjon (fig. 3.1), som lett lar seg avkjøle videre til frysepunktet. Derfor er det viktig å fastslå på hvilken side av 25 ppt verdien overflatevannet (i Kviturspollen) ligger på i dag, og i hvilken grad kanalen vil medføre endringer den ene eller den andre veien.

Kanalen vil kunne medføre at litt ferskere vann fra Vestrepollen føres via Vågsbøpollen og ut i Kviturspollen i kortere perioder i løpet av tidevannsperioden. Modellresultatene (kapittel 2) viste at den nye kanalen vil stå for det meste av inn/ut transporten til Vågsbøpollen. Noe vann med opphav i Vestrepollen vil da også måtte bli ført ut i Kviturspollen. Siden Vestrepollen har litt lavere salinitet i overflaten (tabell 1.2), vil dette kunne bidra til lavere salinitet i Kviturspollen, og dermed bedre betingelse for islegging. Salinitetsforskjellene er imidlertid under 1 ppt i middel.

I tillegg til overflatesaliniteten vil sjikttingsforholdene være viktige for hvor raskt isdannelsen kan skje. Dersom det er et relativt tykt og velblandet øvre lag, vil avkjølingen ta lenger tid enn for et tynt sjikt. Sjiktningstykkelsen i Kviturspollen modifiseres av lokale ferskvannstilførsler og av tilførsler av overflatevann fra Vågsbøpollen.

Ådlandsbekken skal i følge planene ledes ned til dypt vann i Vågsbøpollen. Dette vil bidra å forhøye overflatesaliniteten i Vågsbøpollen, og dermed også i noen grad i Kviturspollen. Dette vil kunne bidra til å oppveie eventuell effekt av større innslag av (ferskere) vann fra Vestrepollen, og dermed virke positivt for isleggingen (mindre is) i Kviturspollen.

3.2. Endring i sirkulasjon

Vindeksponering, horisontalt strømskjær, bølger o.l. bidrar til å dempe isleggingen. Disse faktorene kan antas å forbli som tidligere, med forbehold om strømskjær (turbulens) som kan bli noe redusert i området ved båthavna. Utstrømming fra Vågsbøpollen vil også generere vertikalt strømskjær, som bidrar til å redusere sjiktingen i Kviturspollen. Maksimal strømstyrke i dagens innløp til Vågsbøpollen vil kun bli redusert med 5-10 % som følge av den nye kanalen (jamfør fig. 2.4 og 2.7). Dette vil neppe bidra til merkbare endringer i vertikalt strømskjær.

Lang oppholdstid for overflatevannet i perioder med stille og kalt vær vil virke stimulerende på isdannelsen. For Kviturspollens vedkommende vil kanalen i følge beregningene medføre mindre gjennomstrømming enn før, og dermed lengre oppholdstid. Midlere tidevannsdrevet strøm i nærheten av seilbåthavna vil bli redusert med anslagsvis 20 % som følge av den nye kanalen.

Dagens tidevannsutskifting i Vågsbøpollen er med en amplitude på 0,4 m av størrelsesorden 100 000 m³ på 6 timer, eller ca 5 m³/s i snitt. Overflatearealet for Vågsbøpollen og Kviturspollen er tilnærmet likt (tabell 1.1). Som en første ordens tilnærming kan en dermed anta at overflatevannet i Kviturspollen fortrenses i sin helhet av vann fra Vågsbøpollen mens tidevannstrømmen er utgående. Ferskvannstilførslene til Vågsbøpollen er her av mindre betydning, i forhold til den tidevannsdrevne fluksen.

3.3. Is-beregninger

Ved hjelp av en enkel konveksjonsmodell har vi simulert islegging i Kviturspollen for forskjellige sjikttingsforhold.

3.3.1. Modellen

Modellen drives ved overflateavkjøling. Avkjølingen medfører vertikal-konveksjon til gradvis større dyp. Dersom avkjølingen går helt til frysepunktet er nådd, starter isfrysing.

Vilkår for at konveksjon gjennom et øvre blandingslag med tykkelse H og densitet r når til større dyp, $H + dH$:

$$r_M + dr_M = r(H+dH),$$

eller

$$r(S_M, T_M, H+dH) + dr(dS_M, dT_M, H) = r(S(H+dH), T(H+dH), (H+dH))$$

der $S(H+dH)$ og $T(H+dH)$ er målt salinitet og temperatur i dypet $H+dH$.

Verdiene til S_M , T_M and r_M til det nye gjennomblanda laget blir:

$$X_M = \frac{1}{H+dH} \int (x_M + dx_M) \cdot H + X(H+dH) \cdot dH ,$$

der X angir en av de tre parametrene, og dx_M er respektiv forandring i blandingslaget som gir konveksjon fra overflate til dypet $H+dH$.

Istykkelsen - H_i - med tilhørende salt-utskillelse som kreves for å blande et lag med tykkelse dH opp i et overliggende gjennomblanda lag med tykkelse H er:

$$H_i = H \cdot dS(H) / (S(H) + dS(H) - 5).$$

$dS(H)$ er økning i salinitet i øvre lag på grunn av isdannelse (salt-utskillelse), og $S(H)$ er øvre lags salinitet før (ny) isfrysing. Saltinnholdet i den nydanna sjøisen er satt lik 5 ppt.

3.3.2. Data

Modellen drives av en varmefluks tilsvarende 300 W/m^2 . Dette er et moderat anslag for en vinter-situasjon, og fluksen tilsvarende et varmetap på ett døgn lik $2,5 \times 10^7 \text{ J/m}^2$. Modellen sjekker hvor dypt konveksjonen kan drives som følge av et slikt varmetap, og beregner hvor mye is som evt. må dannes.

Hydrografiske data fra Kviturspollen er mangelfulle i forhold til den oppløsningen som modellen krever. Vi har tatt utgangspunkt i målinger utført av UiB i februar 1993, og interpolert verdier innimellom for å øke antall sjikt. Dette er profil nr 1, vist i Vedlegg 1. Vedlegg 1 har også tre andre profiler, som er tenkte profiler for gitte situasjoner med noe sterkere sjikting (mer brakkvann).

3.3.3. Resultater

Resultat av konveksjonsberegningene er vist i tabeller i Vedlegg 2.

Profil nr 1, som representerer faktiske vinter-målinger i Kviturspollen, gir ingen isdannelse ved det gitte varmetapet. Dette stemmer også med de faktiske forholdene mens målingene ble gjort.

Ved å øke sjiktingen noe (profilene 2-4), får en noe is dannet i løpet av den 1 døgns lange avkjølingsperioden. Istykkelsen ligger innenfor intervallet 2,2-2.5 cm. Dette harmonerer bra med de faktiske observerte forhold i dag i spesielle vær-situasjoner. Beregningene viser at å redusere saliniteten fra 25 til 20 ppt i overflaten gir minimal endring i islegging. Dette indikerer at effekt av mer brakkvann (fra Vestrepollen) ikke vil gi merkbart utslag for isleggingen i Kviturspollen.

Lengre oppholdstid for overflatevann i Kviturspollen etter kanalåpning vil kunne bidra til mer/hyppigere islegging. Beregningene viser at det i løpet av et døgn vil kunne dannes ca 2 cm is i spesielle situasjoner. Ett døgn oppholdstid for overflatevannet er imidlertid et konservativt anslag for både dagens og framtidig situasjon (jamfør med sirkulasjonsberegningene i kapittel 2). Sannsynligvis skjer isdannelse i dag som følge av en kombinasjon av større varmekraft enn 300 W/m² som vi har benyttet, og mer markert sjikting enn det foreliggende data viser. Økning av oppholdstiden med anslagsvis 20 % vil derfor neppe bidra til mer is i Kviturspollen.

4. KONKLUSJONER

Oppholdstid for overflatevann i Kviturspollen vil øke med anslagsvis 20 % som følge av kanalen.

Tilsvarende vil tidevannstrømmen bli redusert med ca 20 % i Kviturspollen.

Maksimal strømstyrke i løpet mellom Kviturspollen og Vågsbøpollen vil bli redusert med anslagsvis 10 % i forhold til i dag.

Vannstandsamplituden i Vågsbøpollen vil øke med ca 50 % i forhold til i dag, med høyvann opp til samme nivå som utenfor. Dette vil medføre at tørrlagte områder langs land i dag kan bli oversvømmet på flo sjø. Lavvann vil være 30-40 cm lavere enn i dag, slik at nye områder blir tørrlagt på fjære sjø.

Brakkvannskarakteristikken i Kviturspollen kan øke noe (litt lavere salinitet) som følge av noe mer innslag av gjennomstrømmende vann fra Vestrepollen, som i dag har noe lavere salinitet enn Kviturspollen. Endringene forventes imidlertid ikke å gi målbare effekter på isfrysingen.

Konklusjonen er dermed at kanalen ikke vil endre betingelsene for islegging ved seilbåthavna i Kviturspollen i negativ lei.

Etterprøving/dokumentasjon

Siden de klimatiske forholdene, og dermed også isleggingen endres fra år til år, er det naturlig nok ikke åpenbart at evt. endringer i betingelser for islegging som følge av kanalen automatisk vil medføre tilsvarende målbare endringer i islegging. Med de teoretiske endringene som her er antydnet, vil "støyen" fra naturlige fluktuasjoner vanskeliggjøre en reell dokumentasjon av forholdene.

Dersom det foreligger nedtegnelser for islegging, evt. istykkelse i Kviturspollen, vil dette imidlertid danne et godt utgangspunkt for en evaluering og dokumentasjon av effekter av kanalen. Signifikante konklusjoner kan imidlertid ikke trekkes før etter 5-10 år med nye registreringer, og da etter en nærmere analyse av de klimatiske forholdene før/etter.

Modellresultatene for sirkulasjon og vannstand bør etterprøves ved hjelp av målinger. Dette vil gi nyttig informasjon for å få kalibrert modellen, og også for å kunne bedømme effekter på framtidig vannkvalitet i pollene.

5. LITTERATUR

Berstad, V., Båmstedt, U., Martinussen, M.B. 1995: Distribution and swimming of the jellyfish *Aurelia aurita* and *Cyanea capillata*. In: "Ecology of Fjords and Coastal Waters. Ed.: H.R. Skjoldal, C. Hopkins, K.E. Erikstad and H.P. Leinaas. Elsevier Sci. 1995.

Dybern, B. I. 1967: Topography and hydrography of Kviturpollen and Vågsbøpollen on the west coast of Norway. SARSIA Vol. 30, s. 1-28.

ECGL 1994: SMS Surface Water Modeling System. RMA2/RMA4 Primer. Hydrodynamic Modeling. Brigham Young Univ., Utah, USA.

Johannessen, P. 1996: Konsekvensanalyse av utsprenging av kanal mellom Vågsbøpollen og Vestrepollen. Rapp. IFM, UiB, 7s.

Wassmann, P. og A. Aadnessen 1984: Hydrography, nutrients, suspended organic matter, and primary production in a shallow fjord system on the west coast of Norway. SARSIA, Vol. 69, s. 139-153.

Wassmann, P. 1985: Sedimentation of particulate material in two shallow, land-locked fjords in Western Norway. SARSIA, Vol. 70, s. 317-331.

Vedlegg 1.

Hydrografiske profiler (dyp, temp, salt) som er brukt i beregningene for istykkelse. Profil nr 1 er basert på faktiske målinger utført av UiB i februar 1993. Vi har interpolert verdier mellom UiB sine måledyp, som var 0m, 5m, 10m og 14m. Profilene 2-4 er konstruerte for å vurdere effekten av endret sjiktforhold i Kviturspollen etter som følge av den nye kanalen.

Kviturspollen, profil nr 1

0.,5.43,30.773
1.,5.48,30.900
2.,5.55,31.100
3.,5.60,31.250
4.,5.65,31.400
5.,5.71,31.580
6.,5.80,31.750
7.,5.85,31.900
8.,5.90,32.000
9.,5.92,32.100
10.,5.96,32.208
12.,6.0,32.260
14.,6.08,32.329

Kviturspollen, profil nr 2

0.,5.43,20.00
1.,5.48,21.000
2.,5.55,23.00
3.,5.60,28.00
4.,5.65,31.00
5.,5.71,31.580
6.,5.80,31.750
7.,5.85,31.900
8.,5.90,32.000
9.,5.92,32.100
10.,5.96,32.208
12.,6.0,32.260
14.,6.08,32.329

Kviturspollen, profil nr 3

0.,5.43,25.000
1.,5.48,26.500
2.,5.55,27.500
3.,5.60,29.500
4.,5.65,31.000
5.,5.71,31.580
6.,5.80,31.750
7.,5.85,31.900
8.,5.90,32.000
9.,5.92,32.100
10.,5.96,32.208
12.,6.0,32.260
14.,6.08,32.329

Kviturspollen, profil nr 4

0.,2.0,25.000
1.,2.0,26.500
2.,2.5,27.500
3.,3.0,29.500
4.,4.0,31.000
5.,5.0,31.580
6.,5.80,31.750
7.,5.85,31.900
8.,5.90,32.000
9.,5.92,32.100
10.,5.96,32.208
12.,6.0,32.260
14.,6.08,32.329

Vedlegg 2.

Resultat av is-beregningene for de fire profilene som er synt i Vedlegg 1.

Profil nr 1, basert på faktiske målinger:

INITIALVERDIER FOR DET ØVERSTE LAGET FØR AVKJØLING:

S: 30.773 (E-3), T: 5.430 (Deg-C) FRYSEPUNKT: -1.68 (Deg-C), SIGMA: 24.279

VERDIER FOR ØVRE LAG SOM ETTER AVKJØLING/ISFRYSING GIR GJENNOBBLANDING TIL NESTE LAG:

DKONV (m)	T-MID (Deg-C)	S-MID (E-3)	DELTA-S (E-3)	QH (J/m2)	QF (J/m2)	DELTAICE (m)	HICETOT (m)	QTOT (J/m2)
1.	4.363	30.773	.000	.21E+07	.00E+00	.000	.000	.21E+07
1.	3.270	30.837	.000	.87E+07	.00E+00	.000	.000	.87E+07
2.	3.189	30.968	.000	.19E+08	.00E+00	.000	.000	.19E+08
3.	2.855	31.062	.000	.32E+08	.00E+00	.000	.000	.32E+08
4.	1.977	31.147	.000	.57E+08	.00E+00	.000	.000	.57E+08
5.	.951	31.233	.000	.93E+08	.00E+00	.000	.000	.93E+08
6.	.197	31.319	.000	.13E+09	.00E+00	.000	.000	.13E+09
7.	.188	31.402	.000	.15E+09	.00E+00	.000	.000	.15E+09
8.	-.279	31.477	.000	.19E+09	.00E+00	.000	.000	.19E+09
9.	-.871	31.546	.000	.24E+09	.00E+00	.000	.000	.24E+09
10.	-.419	31.612	.000	.25E+09	.00E+00	.000	.000	.25E+09
12.	.531	31.720	.000	.25E+09	.00E+00	.000	.000	.25E+09

ISTYKKELSE= .000m VED NÅDD QTEST= .250E+08 J/m2

Profil nr 2:

INITIALVERDIER FOR DET ØVERSTE LAGET FØR AVKJØLING:

S: 20.000 (E-3), T: 5.430 (Deg-C) FRYSEPUNKT: -1.08 (Deg-C), SIGMA: 15.773

VERDIER FOR ØVRE LAG SOM ETTER AVKJØLING/ISFRYSING GIR GJENNOBBLANDING TIL NESTE LAG:

DKONV (m)	T-MID (Deg-C)	S-MID (E-3)	DELTA-S (E-3)	QH (J/m2)	QF (J/m2)	DELTAICE (m)	HICETOT (m)	QTOT (J/m2)
1.	-1.083	20.700	.700	.14E+08	.58E+07	.022	.022	.19E+08
1.	-1.130	22.650	1.800	.28E+08	.32E+08	.102	.124	.60E+08
2.	-1.238	27.525	4.700	.57E+08	.14E+09	.417	.542	.20E+09
3.	-1.508	30.433	2.750	.89E+08	.23E+09	.324	.866	.31E+09
4.	-1.670	30.975	.400	.12E+09	.24E+09	.062	.928	.36E+09
5.	-1.700	31.146	.050	.15E+09	.24E+09	.010	.937	.40E+09
6.	-1.394	31.247	.000	.18E+09	.24E+09	.000	.937	.42E+09
7.	-1.239	31.340	.000	.20E+09	.24E+09	.000	.937	.45E+09
8.	-1.650	31.423	.000	.24E+09	.24E+09	.000	.937	.49E+09
9.	-1.723	31.548	.050	.28E+09	.25E+09	.017	.954	.53E+09
10.	-.954	31.614	.000	.28E+09	.25E+09	.000	.954	.53E+09
12.	.205	31.722	.000	.28E+09	.25E+09	.000	.954	.53E+09

ISTYKKELSE= .022m VED NÅDD QTEST= .250E+08 J/m2

Vedlegg 2, forts.

Profil nr 3:

INITIALVERDIER FOR DET ØVERSTE LAGET FØR AVKJØLING:

S: 25.000 (E-3), T: 5.430 (Deg-C) FRYSEPUNKT: -1.36 (Deg-C), SIGMA: 19.718

VERDIER FOR ØVRE LAG SOM ETTER AVKJØLING/ISFRYSING GIR GJENNOBBLANDING TIL NESTE LAG:

DKONV	T-MID	S-MID	DELTA-S	QH	QF	DELTAICE	HICETOT	QTOT
(m)	(Deg-C)	(E-3)	(E-3)	(J/m2)		(m)	(m)	(J/m2)
1.	-1.358	26.050	1.050	.14E+08	.65E+07	.025	.025	.21E+08
1.	-1.429	27.025	.750	.29E+08	.15E+08	.034	.059	.44E+08
2.	-1.484	28.963	1.700	.59E+08	.52E+08	.142	.201	.11E+09
3.	-1.590	30.442	1.300	.90E+08	.92E+08	.153	.354	.18E+09
4.	-1.671	30.981	.400	.12E+09	.11E+09	.062	.416	.23E+09
5.	-1.625	31.101	.000	.15E+09	.11E+09	.000	.416	.26E+09
6.	-1.706	31.259	.050	.18E+09	.11E+09	.011	.427	.29E+09
7.	-.953	31.351	.000	.19E+09	.11E+09	.000	.427	.30E+09
8.	-1.313	31.432	.000	.23E+09	.11E+09	.000	.427	.34E+09
9.	-1.723	31.556	.050	.28E+09	.12E+09	.017	.444	.39E+09
10.	-.955	31.621	.000	.28E+09	.12E+09	.000	.444	.39E+09
12.	.204	31.728	.000	.28E+09	.12E+09	.000	.444	.39E+09

ISTYKKELSE= .025m VED NÅDD QTEST= .250E+08 J/m2

Profil nr 4:

INITIALVERDIER FOR DET ØVERSTE LAGET FØR AVKJØLING:

S: 25.000 (E-3), T: 2.000 (Deg-C) FRYSEPUNKT: -1.36 (Deg-C), SIGMA: 19.969

VERDIER FOR ØVRE LAG SOM ETTER AVKJØLING/ISFRYSING GIR GJENNOBBLANDING TIL NESTE LAG:

DKONV	T-MID	S-MID	DELTA-S	QH	QF	DELTAICE	HICETOT	QTOT
(m)	(Deg-C)	(E-3)	(E-3)	(J/m2)		(m)	(m)	(J/m2)
1.	-1.358	26.400	1.400	.71E+07	.85E+07	.033	.033	.16E+08
1.	-1.439	27.350	.900	.14E+08	.19E+08	.040	.073	.33E+08
2.	-1.493	29.275	1.850	.31E+08	.59E+08	.152	.225	.90E+08
3.	-1.601	30.650	1.300	.52E+08	.99E+08	.152	.377	.15E+09
4.	-1.680	31.088	.350	.77E+08	.11E+09	.054	.431	.19E+09
5.	-.344	31.186	.000	.77E+08	.11E+09	.000	.431	.19E+09
6.	-.515	31.280	.000	.11E+09	.11E+09	.000	.431	.22E+09
7.	-.555	31.369	.000	.13E+09	.11E+09	.000	.431	.24E+09
8.	-.931	31.448	.000	.17E+09	.11E+09	.000	.431	.28E+09
9.	-1.724	31.520	.000	.23E+09	.11E+09	.000	.431	.34E+09
10.	-.955	31.589	.000	.23E+09	.11E+09	.000	.431	.34E+09
12.	.204	31.701	.000	.23E+09	.11E+09	.000	.431	.34E+09

ISTYKKELSE= .042m VED NÅDD QTEST= .250E+08 J/m2

Norsk institutt for vannforskning

Postboks 173 Kjelsås
0411 Oslo

Telefon: 22 18 51 00
Telefax: 22 18 52 00

Ved bestilling av rapporten,
oppgi løpenummer 3496-96

ISBN 82-577-3037-8