Strømforhold i Byfjorden i Bergen

Inga Breisnes Utkilen

Veiledere:
Knut Barthel
Lars Asplin
Marcos Antonio Carvajalino Fernandez

UNIVERSITY OF BERGEN
GEOPHYSICAL INSTITUTE

Universitetet i Bergen, 2019
Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet
Geofysisk Institutt

Bildet på fremsiden er fra et av toktene i Byfjorden med forskningsfartøyet Hans Brattstrom i oktober 2018. Bergen sentrum er i bakgrunnen av bildet, Eidsvåg til venstre og Askøy på høyre side. En av overflatedrifterne ligger i vannflaten i forgrunnen av bildet. (Foto: Inga Utkilen)

Forord

Først og fremst takk til mitt fantastiske team av veiledere; Knut, Lars og Marcos. Jeg har satt stor pris på alle kommentarer, diskusjoner og motiverende ord. Denne oppgaven hadde ikke vært mulig uten dere! Så vil jeg takke Hogne og resten av gjengen i Vann og avløpsetaten, og Kjell Olav og Lars i Bergen brannvesen, for å gi meg muligheten til å arbeide med et så spennende tema. Takk til Bjørn og Rune på Hans Brattstrøm for god tålmodighet med evig mange CTD-kast og hyggelig lag på tokt. Jeg vil også takke Lars Henrik for å la meg bli med på feltarbeid i GEOF105, og Helge og Algot for å lage verdens fineste driftere. Takk også til gjengen i GEOF323 og GEOF337 for å ta CTD-målinger for meg. Til alle medstudenter på GFI, takk for fire fantastiske og intense år. Ingen strikk og drikk eller øltirsdag kommer noen sinne til å bli det samme uten dere. Takk til gjengen på oseanografi og klima på Havforskningsinstituttet, som har tatt meg imot med åpne armer det siste året og invitert meg med på både foredrag og fest. Og en evig stor takk til HI som har gitt meg gratis kaffe. Takk også til familien min for godt støtte og forståelse for alle timene tilbrakt på lesesalen den siste tiden. Og sist, men ikke minst, takk til Inken for godt selskap og uendelig god støtte de siste månedene. Takk til Marte for å alltid ta telefonen når jeg ringer og trenger livsglede. Og takk til Kristin for at du har holdt ut alle frustasjonsutbrudd, for god rådføring og gjennomlesing, og for verdens beste klubbkvelder.

Abstrakt

Dette arbeidet tar for seg Byfjorden i Bergen, med fokus på hydrografi, strøm, utskiftning og spredning av vannmasser. Fjordmodellen NorFjords160m er brukt til å se på både hydrografi og strøm, og sammenlignet med observasjoner tatt gjennom første halvår av 2019. I tillegg er partikkelspredningsmodellen LADIM brukt til å se på fordeling av utslipp i fjorden og overflatedrift i ulike værsituasjoner. Disse undersøkelsene viser at Byfjorden er preget av sterk strøm, spesielt i grenseområder som Vatlestraumen, Hjeltefjorden og Salhusfjorden. Resultatene viser også god utveksling av vannmasser med kysten utenfor, spesielt i lagene over terskeldyp. Simulering av overflatedrift viser at det er vanskelig å forutsi hvor en drivbane ender opp, men visse værsituasjoner og årstider har klarere mønster enn andre. Konsentrasjonsplot rundt utslippspunktene til Bergen kommune viser at mesteparten av partiklene forblir i nærheten av utslippet innenfor sin levetid. Spredning av partiklene varierer imidlertid fra måned til måned, noe som stemmer godt med observasjoner gjort av NIVA. Generelt viser resultatene at NorFjords160m fungerer godt til å beskrive mulige situasjoner og utvikling over lengre tid. På kortere tidsskala er usikkerheten større og modellresultatene kan ikke brukes prognostisk.

Innhold

1 Introduksjon **1**

2 Bakgrunn **2**

2.1 Byfjorden 2

2.1.1 Bergen kommunes arbeid og utslipp i fjorden 2

2.1.2 Søk og redning - Bergen brannvesen 5

2.2 Drivkrefter i en fjord 5

2.2.1 Tidevann 6

2.2.2 Vind 7

2.2.3 Ferskvannstilførsel og solstråling 8

2.2.4 Trykkforskjeller i dypere vannlag 9

2.2.5 Batymetri, ventilasjon og miksing 10

3 Metode **13**

3.1 Modellsystemet 13

3.2 Observasjoner 15

3.3 Data og databehandling 18

4 Resultater **20**

4.1 Miljøforhold - januar til juni 2019 20

4.1.1 Vind og vær 20

4.1.2 Tidevann 22

4.2 Hydrografisk situasjon 24

4.2.1 Obervasjoner 24

4.2.2 Modellresultater 28

4.3 Strøm 34

4.3.1 Observasjoner 34

4.3.2 Modellresultater 37

4.3.3 Volumtransport og utskiftningstid 41

4.3.4 Korrelasjon mellom observasjoner og modellresultater 45

4.4 Spredningssimuleringer 50

4.5 Overflatedrift 52

4.5.1 Simuleringer 52
4.5.2 Observasjoner med driftere 60

5 Diskusjon **62**
5.1 Hydrografi 62
5.2 Strøm 63
5.3 Utskiftningstid 65
5.4 Korrelasjon mellom observasjon og modell 67
5.5 Spredningssimuleringer 68
5.6 Overflatedrift 69

6 Oppsummering og videre arbeid **72**

Bibliografi **73**

7 Appendix **78**
7.1 Instrumentoppsett - ADCP 78
7.2 CTD-logg 81
7.3 Drifterlogg 82
7.4 LADIM 83

Kapittel 1

Introduksjon

Det er mange faktorer som påvirker sirkulasjonen og strømningsmønsteret i en fjord, og mange grunner for å undersøke det. Byfjorden i Bergen er en fjord sterkt påvirket av byen og samfunnet rundt. Bergen kommune har mange utslippspunkter i fjorden fra byens vann og avløpssystem, og for å holde seg innefor reglementet fra EUs-vanndirektiv er det viktig for kommunen å vite at fjorden og økosystemet tåler den påkjenningen det er med slike utslipp. Det er tidligere observert negative konsekvenser i fjorden som følge av utslipp (Blackstock, 1986), og grunne områder som Nordåsvatnet og Puddefjorden har vært spesielt utsatt. Siden 90-tallet har Bergen kommune gjort en omfattende sanering av byens vann- og avløpsnett, som har ført til en stor forbedring i vannkvaliteten i fjorden. Likevel er det viktig for dem å ha kontroll på utslippene og eventuell forurensing i fjorden, og en undersøkelse av fjordens strømmønster og spredning av vannmasser kan dermed komme godt med. Et annet aspekt ved viktigheten av kunnskap om fjorden, er brannvesenets arbeid med søk og redning på fjorden. For å gjøre arbeidet så lett og trygt som mulig, er det viktig med god kjennskap til fjordens strømforhold og de viktigste drivkreftene bak.

Tidligere arbeid i Byfjorden har tatt for seg hydrografi, strøm, utskiftning og vannkvalitet (Helle, 1975; Klinck et al., 1981; Hageberg and Gade, 2001; Golmen, 2004; Eidnes, 1991). Denne oppgaven tar for seg det generelle strømmønsteret i fjorden, den hydrografiske situasjonen, og spredning av partikler i ulike situasjoner. I arbeidet er det brukt både numeriske modeller og observasjoner fra flere feltarbeid høsten 2018 og våren 2019. Motivet bak oppgaven er å bidra til økt kunnskap om fjordsystemet, bevegelsen og kreftene som driver det.

Oppgaven er delt inn i seks kapittler og er organisert som følger; kapittel 2 tar for seg tidligere arbeid gjort i området, og generelle drivkrefter i en fjord. Kapittel 3 beskriver metodene brukt i arbeidet, modellsystemer og observasjoner som er gjort. Resultatene funnet fra både målinger og modell er gjort rede for i kapittel 4, og diskutert i kapittel 5. Kapittel 6 har en oppsummering av de viktigste funnene og beskrivelse av videre interessant arbeid.

Kapittel 2

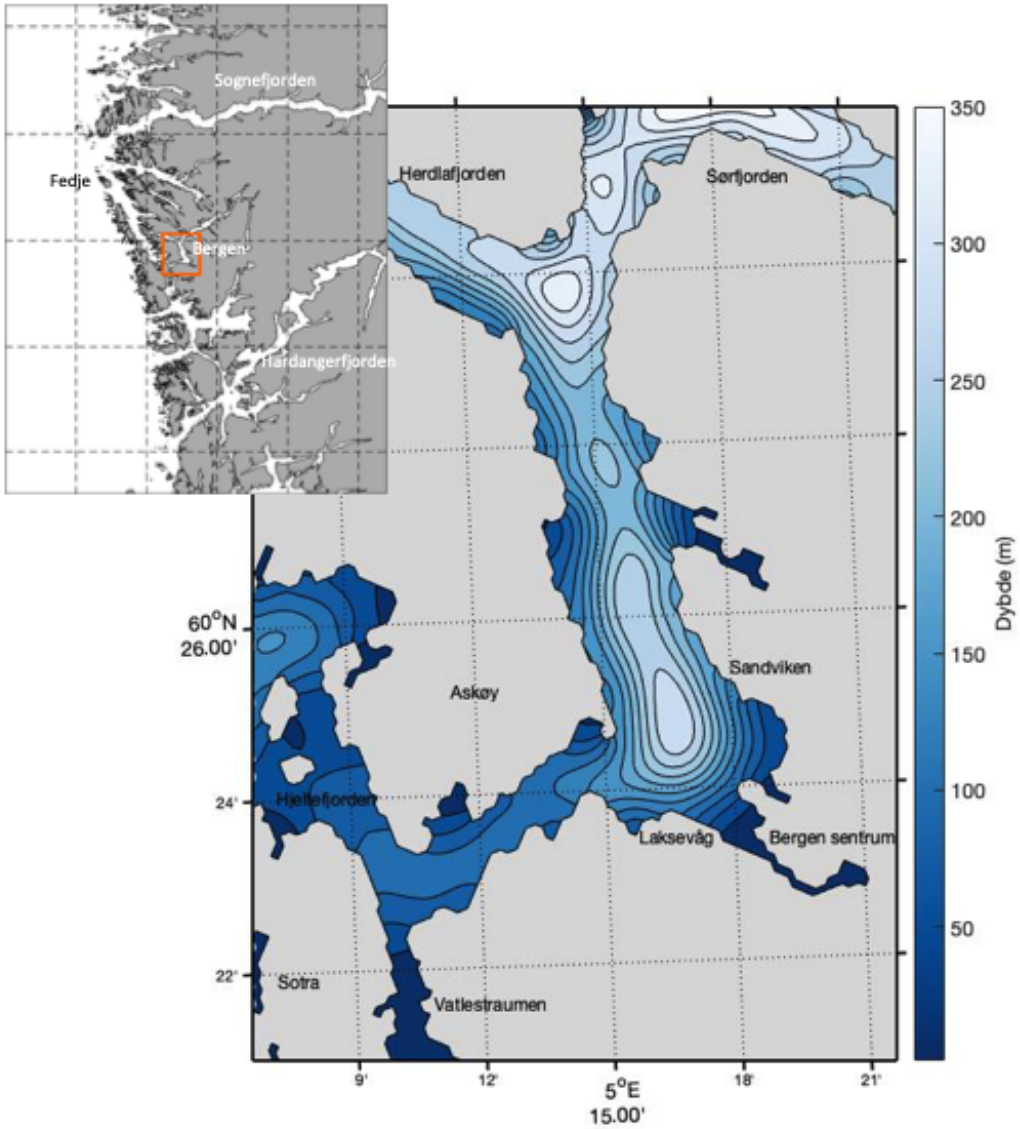
Bakgrunn

2.1 Byfjorden

Byfjorden er et fjordsystem som består av flere innganger, flere utganger, grunne områder og dype bassenger. Det dypeste bassenget er på omtrent 350 meter, og ligger mellom Bergen Sentrum og Askøy. Dette strekket og området videre nordover er også det bredeste i fjorden, med en gjennomsnittlig bredde på 2.4 km. Lengden fra Bergen sentrum og til nordenden ved Salhusfjorden er rundt 12.6 km. Lengre vest i fjorden, mellom Godvik og Askøy, blir det grunnere og det er terskler både i inngangen til Hjeltefjorden (ca 800 m bred og 100 m dyp) og i Vatlestraumen (ca 650 m bred og 40 m dyp) (Figur 2.1). Den nordlige delen av Byfjorden har åpninger mot indre områder i Sørfjorden og Osterfjorden, og ytre områder gjennom Herdlafjorden. I sør er fjorden tilknyttet Raunefjorden gjennom Vatlestraumen, og Hjeltefjorden som også er hovedområdene for innstrømming av tidevann. Johannessen et al. (2010) fant at det vertikale tverrsnittet for disse innstrømmingsrutene er på ca 124 000 m^2, og at av den totale innstrømmingen kommer ca 80 % gjennom Hjeltefjorden. Overflateareal er på rundt 43 km^2 og totalt volum med vann er på omlag 6.5 km^3. Mesteparten av ferskvannstilførselen til Byfjorden kommer gjennom Sørfjorden og Osterfjorden i nord, hvor det er flere elver av relativt stor størrelse som munner ut. Nedbør over landområdene, Byfjorden og fjordene innenfor bidrar også til ferskvannsinnholdet i fjorden. Helle (1975) delte Byfjorden inn i et ytre- og et indre område, med grense der Askøybroen ligger. I arbeidet fant han at indre område hadde egenskaper som en vestnorsk fjord, mens ytre område var mer som typisk kystvann. I dette arbeidet vil jeg i hovedsak fokusere på det Helle kalte indre område, i tillegg til grenseområdet i Vatlestraumen og Hjeltefjorden.

2.1.1 Bergen kommunes arbeid og utslipp i fjorden

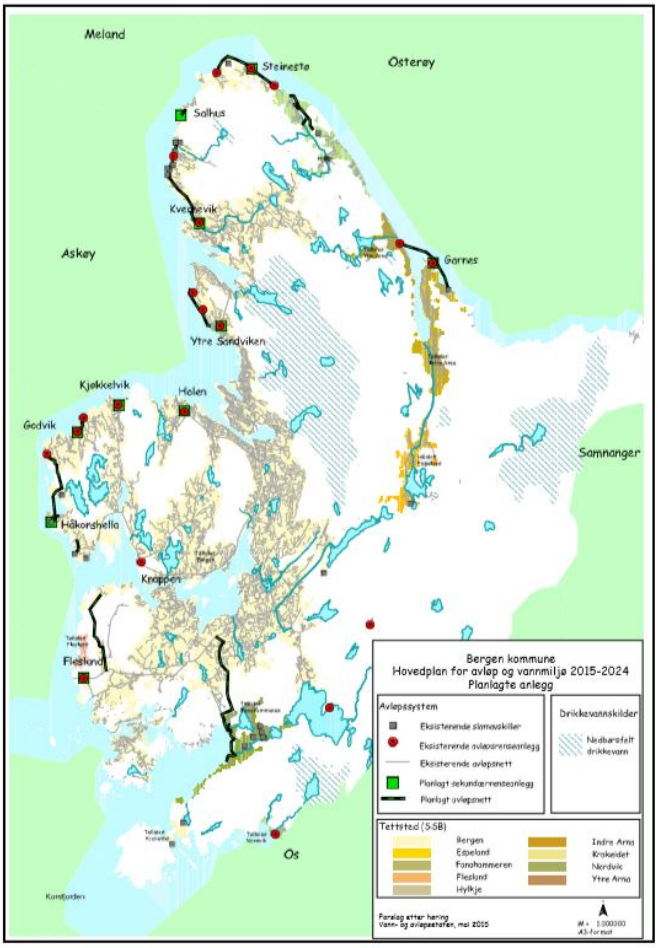
Bergen Kommune har i dag mange utslippspunkter fra avløpsnettet i byen (Figur 2.2). Her blir kloakken sluppet ut etter å ha vært gjennom en grundig renseprosses i et av byens mange



Figur 2.1: Kart over Byfjorden med dybdekonturer indikert med blåfarger. Batymetridata er tatt fra NorFjords-160 og vil på grunn av oppløsning på 160 meter ikke stemme alle steder. Utsnittet oppe til venstre viser en større del av norskekysten og Byfjorden er markert i oransje.

renseanlegg. Utslippet skjer på en dybde mellom 30 og 40 meter, og i arbeid for NIVA så Golmen (2004) at innlagringsdyp lå på mellom 5 og 20 meter, avhengig av hvor dypt det blanda laget i overflaten er. Siden 90-tallet er det gjort mye arbeid i Byfjorden i forbindelse med kommunen sine Byfjordsundersøkelser (Bergen Kommune, 2015). Disse undersøkelsene tar ikke bare for seg de fysiske aspektene ved fjorden, men også de kjemiske, biologiske og geologiske forholdene. I 1986 ble konsekvensene av avløpsutslipp for sensitive organismer i nærheten av Nordåsvannet undersøkt av Blackstock (1986), som konkluderte med at det var betydelig påvirkning. På oppdrag fra kommunen har også NIVA, Sintef og Uni-Research kartlagt utbredelse og partikkeloppsamlinger fra utslippspunkt. Bakgrunnen for flere av disse undersøkelsene var den store saneringen av avløpsnettet i de mer sentrale områdene av byen

på 1990-tallet. På starten av 2000-tallet fant flere av undersøkelsene negative miljøeffekter på bunnen og i vannet i områder i nærheten av utslipp, spesielt i Simonsviken nær Holen renseannlegg på Laksevåg (Golmen, 2004; Botnen 2001). I årene 2011 til 2015 gjorde Uni-Research en resipientundersøkelse i sammenheng med Byfjordsundersøkelsen, hvor de påviste høyere konsentrasjoner av bakterier i områdene rundt utslippene. Dette var mest sannsynlig på grunn av midlertidig svekket rensing under oppgradering av alle renseanleggene i Bergen Sentrum i den perioden (Kvalø et al., 2014). Disse renseanleggene er nå ferdig oppgradert fra mekanisk rensing til kjemisk/biologisk rensing, som fører til at mindre organisk materiale blir sluppet ut og ikke må brytes ned i fjorden. Dette gir stor sannsynlighet for høyere oksygennivå, noe som vil være en positiv konsekvens for fjordens økosystem.



Figur 2.2: Oversikt over Bergen Kommunes utslippspunkter av avløpsvann til fjorden. Røde, grønne og blå punkter er enten eksisterende renseannlegg med utslipp, eller planlagte i løpet av tidsperioden 2015-2024. Omliggende kommuner og områder er bare skravert i grønt, så kartet gir ikke et godt bilde av fjordsystemet. (Hovedplan for avløp og vannmiljø 2015-2024)

I tillegg til målingene tatt under de ulike Byfjordsundersøkelsene, har det ved flere tilfeller blitt observert store ansamlinger med måker på sjøen over utslippspunktene. Dette kan tyde på at partikkelskyen fra utslippet har nådd overflaten, og kan føre til et hygieneproblem og

smittefare for nærområdet. For Bergen kommune er disse observasjonene motivasjon for å få utført kartlegging av strømningsmønsteret, utbredelsen av avløpsvannet, og utskiftningstiden til vannet i Byfjorden. Alle kommuner i Norge er i dag underlagt strenge krav fra EU når det gjelder utslipp av avløpsvann, og på bakgrunn av Byfjorden sin gode kapasitet som resipient har Bergen Kommune tidligere søkt om dispensasjon fra den bestemte maksgrensen for resipienter (Golmen, 2004). Av den grunn er det svært viktig for kommunen å ha rutinemessig kontroll i fjorden for å se om kvaliteten på både bunn, vann og dyreliv fortsatt er tilfredsstillende.

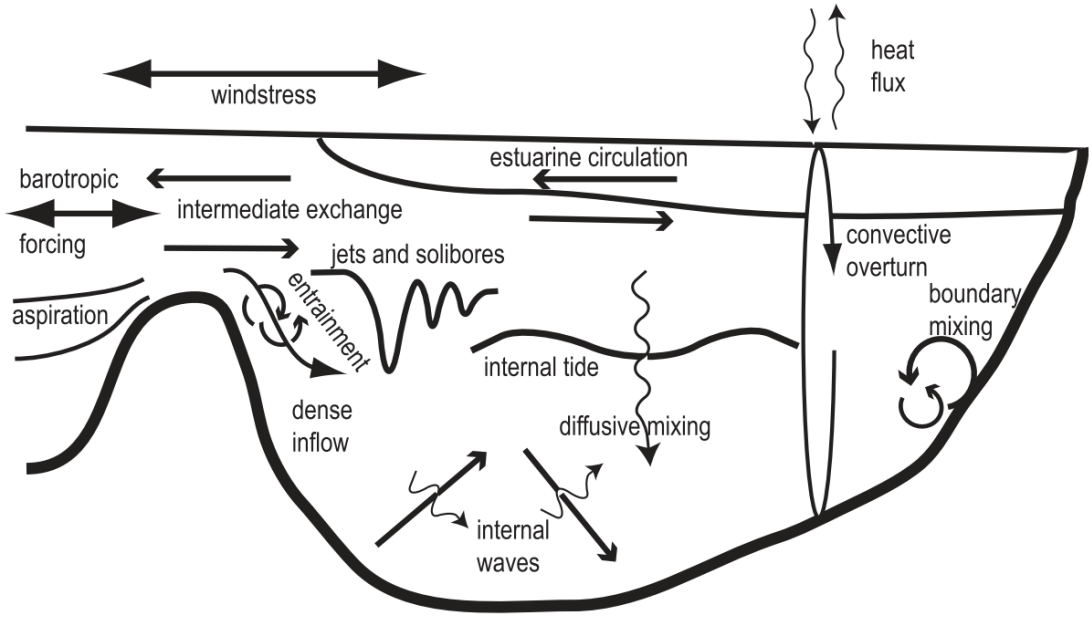
2.1.2 Søk og redning - Bergen brannvesen

En annen viktig grunn for god kunnskap om strømmønsteret i fjorden, er Bergen brannvesen sitt arbeid. De har rednings- og leteaksjoner, driver med opprydding av olje-/kjemikaliesøl, og har ukentlige øvelser på fjorden for å være klar dersom de må rykke ut. Per dags dato får de strømvarsel fra Meteorologisk institutt, som også bistår dersom de trenger mer informasjon i forbindelse med større aksjoner. De bruker også lysbøyer som de lar drive med strømmen for å få en idé om hvordan forholdene er. Likevel har de erfart at de ofte ender opp på steder, og med situasjoner, helt forskjellig fra det de forventet ut i fra varselet. Av den grunn tok de for noen år siden kontakt med Havforskningsinstituttet for å få mer kunnskap om strømmønsteret i fjorden. Vi håper dette arbeidet kan være til nytte for å få mer innblikk i hva som er et typisk strømbilde i fjorden, sett i forhold til ulike værsituasjoner.

2.2 Drivkrefter i en fjord

Karakteristisk for en fjord er at lengden er større enn bredden, at fjordsidene er bratte og fjordbassenget dypt, og det er terskler som demmer opp det dypeste bassenget (Farmer og Freeland, 1983). Vannsøylen er ofte todelt med et utgående brakkvannslag på toppen som følge av elveavrenning, og en saltere og tyngre kompensasjonsstrøm dypere nede. Denne typen sirkulasjon blir kalt estuarin sirkulasjon. I fjorder med relativt dyp terskel er det også et intermediært lag mellom brakkvannslaget og det dype vannet der det skjer utveksling med vann fra samme nivå utenfor kysten (Inall og Gillibrand, 2010). Figur 2.3 viser et typisk lengdesnitt av en fjord, med lagdeling, drivkrefter og resulterende fysiske prosesser. Merk at elveavrenning i enden av fjorden ikke er med i skissen. Arbeid av Arneborg (2004) og Aure et al. (1996) har vist at i fjorder med svak påvirking fra tidevann vil den dominerende drivkraften i det intermediære laget være vinddrevet opp- og nedstrømning, og resulterende tetthetsvariasjoner på kysten utenfor. Lignende resultater er også funnet i Byfjorden (Helle, 1975) og i Hardangerfjorden (Asplin et al., 2014). For det dypeste bassengvannet viste Stigebrandt og Aure (1989) at det i hovedsak er to prosesser som er viktig for utskiftningen

av vannet, vertikal diffusjon og adveksjon av tungt vann over terskelen. I avsnittene under skal jeg gå mer inn på kreftene og andre faktorer som er viktige for miksingen og strømmene i de ulike lagene av fjorden.



Figur 2.3: Skisse som viser typisk lagdeling, drivkrefter og fysiske prosesser i en fjord med terskel. (Inall og Gillibrand, 2010)

2.2.1 Tidevann

Tidevannet i havet oppstår på grunn av gravitasjonskrefter fra månen og solen, og posisjonen til jorden i forhold til dem. Disse kreftene i kombinasjon med jordens og månens rotasjon setter opp den periodiske tidevannsbølgen og den resulterende variasjonen i overflatehevning (Pugh og Woodworth, 2014). Det totale tidevannssignalet kan beskrives som en sum av flere ulike bølgekomponenter med forskjellige perioder og utslag, hvor de mest signifikante mange steder er M2, S2, K1 og O1 (Drange, 2018). M2 og S2 har halvdaglige perioder (ca 12 timer), mens K1 og O1 har daglige (ca 24 timer). I et åpent, grenseløst hav vil signalet være lineært og bare avhengig av gravitasjonskreftene, men tilstedeværelsen av landmasser har også en stor effekt på tidevannet. Tidevannet beveger seg som en Kelvinbølge med land på høyre side (på nordlige halvkule), med andre ord nordover langs norskekysten. I kystområder vil tidevannsstrømmen bli bremset opp og spesielt i fjorder med terskel kan man observere både et skifte i fase og dempet amplitude på tidevannet sammenlignet med signalet på kysten utenfor. Dette kalles struping av tidevannet (Stigebrandt, 1980). Tidevannsstrømmen er sterkest i perioden midt mellom flo og fjære, og svakest når vannstanden er på det laveste eller høyeste og strømmen snur. Dersom det i en periode med sterkt tidevannssignal også er sterk vind inn mot land, kan det oppstå stormflo. Da vil havnivået være

mye høyere enn det normale flo-målet, og det kan bli oversvømmelser i lavtliggende områder.

I 2001 undersøkte Hageberg og Gade (2001) effekten av tidevann på fjordsystemet ved hjelp av en fysisk, roterende modell kalt ROMEO. Arbeidet viste en forsterkende effekt på nord- og sørgående strøm, og en roterende effekt på vannmassene i indre område. De beskrev også dannelsen av virvler og turbulens som følge av topografisk styring på strømmen. I et fjordsystem kan tidevannet bidra med mye energi, og prosesser som følge av interaksjoner mellom tidevannsstrømmer, terskler og annen batymetri er viktig for spredning av energien. Selv om tidevannet varierer i styrke fra sted til sted i verdenshavene, er det en konstant kraft som alltid skaper bevegelse. Effekten av terskler og batymetri i en fjord er diskutert mer i kapittel 2.2.5.

2.2.2 Vind

Vindsystemer både lokalt og regionalt har svært mye å si for bevegelsen i havet. Vinden skaper bølger som når de bryter (ses ved at det dannes skumtopper) skaper strømmer. Friksjon mellom lagene gjør at vind drar med seg vannet i overflaten og dermed setter opp en strøm. Overflatestrømmen vil igjen dra med seg vannet under, og slik fortsetter det nedover i vannsøylen gjennom det som blir kalt Ekmanlaget (Ekman, 1905). På den måten påvirker ikke vinden bare overflatelaget, men også vannlag helt ned mot 30 meter. En viktig effekt av både strøm og bølger er miksing av vannmasser og egenskaper i det øverste laget og grenselaget under. På denne måten blir vertikalgradienter av saltholdighet og temperatur jevnet ut, og man får tilført mer oksygen nedover i vannsøylen. Når miksing svekker stratifiseringen vil også stabiliteten endres. En sterkt stratifisert vannsøyle vil motvirke bevegelse vertikalt og kan dermed betegnes som stabil, mens det for svak stratifisering skal svært lite krefter til for at vannsøylen blir ustabil og man får miksing ned i dypet.

I en fjord er det ofte lokale vindsystemer som driver mye av overflatestrømmen. Disse vindsystemene kan være satt opp av temperaturforskjeller med påfølgende trykkforskjeller, over land og hav. Avhengig av hvilket område som er varmest og kaldest, vil man da få land- eller sjøbris. Denne typen vind strømmer fra land mot hav eller motsatt. Lokale vindpådrag vil også kunne skape en opphopning av vann langs den ene siden, enten ved at vinden er rettet rett mot land, eller dersom Coriolis-effekten skaper Ekmantransport mot land i den vinddrevne strømmen. Ekmantransport er at jordens rotasjon gir strømmen i overflatelaget en vinkel mot høyre (venstre) på nordlige (sørlige) halvkule, sammenlignet med vindretning (Ekman, 1905; Klinck et al., 1981). Opphopningen vil fortrenge de eksisterende vannmassene og man får en sirkulasjon med opp- og nedstrømming på hver sin side av fjorden. Forutsetninger for at dette skal kunne skje, er at vinden er sterk nok over lang nok tid og at fjorden har bredde større enn Rossbys indre deformasjonsradius (Cushman-Roisin og Beckers, 2011), gitt ved:

$$R = \frac{c_i}{f} \tag{2.1}$$

Hvor c_i er hastigheten på den indre bølgen og f er coriolisparameteren gitt ved:

$$f = 2\Omega \sin \phi \tag{2.2}$$

Ω er rotasjonsraten til jorden og ϕ er breddegraden til det aktuelle stedet. Typisk verdi på R er 4-5 km, og verdien øker med statisk stabilitet.

Større vindsystemer, som lavtrykk og høytrykk, påvirker ikke bare fjorden, men også kystområdet utenfor. Stort pådrag fra vind på overflatelaget vil gi en Ekmantransport, som igjen vil føre til opp- eller nedstrømning. Dette vil si at når det er vind fra sør langs kysten, vil transporten av vann gå inn mot land, som så vil skape nedstrømning og dypere pyknoklin. Nordavind vil derimot skape Ekmantransport ut fra kysten, som vil føre til oppstrømning av tungt vann fra dypet og grunnere pyknoklin. Kombinasjonen av varierende dybde på pyknoklinen og utvekslingen av vann over terskel i fjorder grunnet trykkdrevet strøm, kan under rette forhold føre til utskiftning av vannet i det dypeste bassenget i fjorden. Hvilket innlagringsdyp kystvannet ender opp på i fjordbassenget, er avhengig av tetthetsforskjellen mellom vannmassene (Inall og Gillibrand, 2010; Gade og Edwards, 1980). Trykkdrevne strømmer blir beskrevet mer i kapittel 2.2.4.

2.2.3 Ferskvannstilførsel og solstråling

Med bakgrunn i tidligere arbeid og observasjoner beskrev Helle (1975) området av Byfjorden innenfor Askøybroen som et typisk to-lagssystem. Ferskvannstilførsel fra bekker, elver og nedbør over fjorden danner et ferskt overflatelag som påvirket av vindforholdene strømmer langsomt utover fjorden (Stigebrandt, 2012). Det ferske laget skaper en sterk stratifisering, som igjen øker den statiske stabiliteten. Ferskvannstilførselen skaper også en forskjell i overflatehevning fra området rundt elvemunningen til de ytre delene av fjorden. Skråningen i overflatenivå setter opp en trykkraft som er med på å drive strømmen i overflatelaget. Overflatelaget varier fra null til rundt 10 meter i dybde avhengig av hvor stor ferskvannstilførselen og miksingen er, og er ofte lett å se på hydrografiprofiler. Etter hvert som laget strømmer utover i fjorden vil saltere vann bli mikset opp fra undersiden av laget. Med dette heves massesenteret i vannsøylen, den potensielle energien øker og stabiliten senkes. Miksingen fører også til at overflatelaget øker i dybde jo lenger ut i fjorden man kommer, og som konsekvens må strømmen i laget under også endres for å opprettholde massebevaringen (Gade og Edwards, 1980).

Overflatelaget er også svært påvirket av ytre krefter som vær og vind. Varmetap til atmosfæren eller tilførsel av energi fra solen har mye å si for utviklingen av den hydrografiske situasjonen i de øverste meterne. Gjennom vinteren er havet ofte varmere enn luften over, som vil føre til varmetap for havet og avkjøling av overflatevannet. I disse periodene vil dypvannet være varmere enn overflatevannet, da sommervarmen har blitt transportert nedover i dypet. Om sommeren og på dager med sterk solinnstråling, vil netto varmefluks til havet være positiv. Da vil overflaten bli varmet opp og etter hvert bli varmere enn vannet dypere nede. Varmere hav vil også føre til mer fordampning til atmosfæren, noe som fører til at det resterende vannet har høyere saltholdighet. En konsekvens av endringer i temperatur og saltholdighet i overflatelaget, er at det kan bli økt vertikaldiffusjon. Vertikaldiffusjon er miksing på liten skala, som både kan skje mellom molekyler med forskjellige egenskaper og på grunn av turbulente prosesser som følge av hastighetsskjær eller tetthetsvariasjon og oppdrift. Dette skjer kontinuerlig og vil i teorien kunne gjøre vannsøylen homogen etter lang nok tid. I de øverste lagene er ikke vertikaldiffusjon en så viktig prosess, fordi vinddrevet miksing og strømmer har en større påvirkning. Derimot er det mye viktigere i de dypeste lagene hvor det ofte er lite bevegelse. Dette blir beskrevet mer i kapittel 2.2.5. Det må også nevnes at prosessene beskrevet i dette delkapittelet er for en idealisert situasjon uten vind. Vinden vil hele tiden bryte ned brakkvannslaget i toppen og gjøre disse prosessene overflødige.

2.2.4 Trykkforskjeller i dypere vannlag

Byfjordens indre område er dypt sammenlignet med de ytre delene, og det er ingen terskler av betydning. Den dype delen av vannsøylen er ikke like påvirket av vind og ferskvannstilførsel som overflaten, men til gjengjeld er den mer påvirket av tidevann og den bevegelsen som blir satt opp på kysten som vist av Arneborg (2004), Asplin et al. (1999) og Aure et al. (1996). Disse strømmene finner man ofte i det intermediære laget, som for fjorder med relativt dyp terskel, strekker seg fra undersiden av overflatelaget ned til terskeldyp. Laget har direkte kontakt med havet utenfor terskel, og av den grunn vil det være her mesteparten av utvekslingen av vannmasser foregår. Som nevnt tidligere er det vist at for både Byfjorden og andre fjorder på Vestlandet, er den dominerende kraften i det intermediære laget strømmer satt opp på kysten (Helle, 1975; Asplin et al., 2014; Storesund et al., 2017). Langs kysten av Norge beveger Den norske atlanterhavsstrøm seg nordover med varmt atlantisk vann som har kommet fra tropiske strøk med Golfstrømmen (Orvik and Niiler, 2002). Innenfor denne strømmen går Den norske kyststrømmen. Denne fores med ferskvann fra Østersjøen og norske elver, er ferskere enn atlanterhavsstrømmen og blir dermed liggende over denne. Vannet i kyststrømmen er lagdelt, og det fører til en høy utveksling av vann med fjordene i øvre vannlag. Det at kyststrømmen er lagdelt gir også rom for progressive indre bølger langs kysten som også kan føre til vannutveksling med fjordene. Denne utvekslingen mellom kyst og fjord skjer ved at tetthetsgradienten setter opp en horisontal trykkraft som skaper

strøm innover i fjorden (Stigebrandt, 2012). Hvor stor gradienten er varierer med stratifiseringen og dybden til pyknoklinen på kysten. Dette er som nevnt svært avhengig av vinden. Nordavind og oppstrømning vil skape gode forutsetninger for sterk trykkdrevet strøm og potensiell ventilering av dypvannet i fjorden. Også disse trykkdrevne strømmene er svært viktig for energitilførselen til en fjord. I likhet med tidevannstrømmer vil kombinasjonen av trykkdrevet strøm og terskler eller annen batymetri føre til tap, eller spredning av energi i fjorden.

Som nevnt tidligere er innlagringsdypet fra kommunens utslippspunkt på mellom 5 og 20 meter. Vannet som blir sluppet ut er ferskt, og har dermed lavere tetthet enn det omliggende saltvannet. Derfor stiger det opp fra utslippspunktet til det når vann med tilsvarende tetthet i det øverste ferske laget i fjorden. Som resipient for utslipp er det derfor i det intermediære laget og blandalaget hvor det er viktigst med god ventilasjon av vannmassene.

2.2.5 Batymetri, ventilasjon og miksing

I den dypeste delen av en fjord med terskel er det ofte lite bevegelse, og vannet kan bli liggende over lang tid. Dette kan føre til lavt oksygennivå og i fjorder med utslipp eller annen forurensing kan vannkvaliteten bli svært dårlig. Av den grunn vil det også være viktig med en jevnlig ventilasjon av dypvannet. Denne typen ventilasjon er ikke bare avhengig av høy tetthet på kystvannet, også drivkreftene bak strømmen vil være en viktig faktor. Spesielt i fjorder med en grunn terskel vil det være viktig at forholdene er slik at det tunge vannet kan bli løftet over terskelen på vei inn i fjorden. Både tidevannet og trykkdrevet strøm i det intermediære laget spiller en viktig rolle. Adveksjonsprosessen av vann over terskel ble i 1989 beskrevet av Stigebrandt og Aure (1989) for et område nord på Vestlandet. Fordi adveksjon av kystvann er avhegig av rette forhold av vind og strømmer på kysten, kan det ofte ta lang tid mellom hver gang bassengvannet blir fullstendig utskiftet på denne måten. Både Arneborg (2004) og Aure et al. (1996) så på relasjonen mellom utvekslingsraten av vannmasser i fjorden og svingninger i tetthet på kysten. På denne måten satt de drivkreftene i sammenheng med ventilasjonstiden. Det går også an å bruke partikkelspredningsmodeller til å undersøke utvekslingstid, ved å slippe ut partikler i hver gittercelle og se hvor lang tid det tar før en viss andel av partiklene er forsvunnet ut av systemet. Dette ble gjort av Gillibrand (2001) for en skotsk fjord, og så sammenlignet med utregninger for en mer tradisjonell metode med tidevannsprismer. Tidevannsprismer går ut i fra at bare tidevannet skaper utskiftning, og at det er fullstendig miksing i hver tidevannssyklus. Utskiftningstid for M2 med periode på 0.52 døgn er gitt av tidevannsprismet som kan skrives:

$$T_t = 0.52\frac{V + 0.73AR}{0.73AR(1-\lambda)} \tag{2.3}$$

A er overflateareal av fjorden, V er volum av det aktuelle området, R er den totale variasjonen i vannstand ved spring, og λ er en konstant satt for å ta hensyn til at en del vann også strømmer tilbake i fjorden når det flør. Verdien 0.73 tar hensyn til normal variasjon mellom flo og fjære sammenlignet med variasjonen ved spring. Resultatet av undersøkelsen til Gillibrand (2001) viste at selv om tidevannsprisme-metoden utelukker flere viktige drivkrefter, så gir den ventilasjonstid innefor standardavviket til resultatet med partikkelspredningsmodell. En litt enklere måte å regne ut ventilasjonstid for en fjord er å bruke massetransport inn og se på hvor lang tid som trengs for å erstatte det totale volumet av fjordområdet. Den sammenhengen kan gis som:

$$T_v = \frac{V}{F_t} = \frac{V}{uA} \tag{2.4}$$

Hvor T_v er ventilasjonstid, V er det totale volumet, F_t er volumtransport inn i fjorden, u er strømastighet inn i fjorden og A er arealet av innstrømmingstverrsnittet. Denne måten forutsetter at tilstanden i fjorden er stasjonær og gir ikke et helt reelt bilde av ventilasjonen, ettersom strømmen og volumtransporten i fjorden varierer sterkt med ytre krefter. Men en utregning som denne gir likevel en indikasjon på hvor lang tid som trengs for å skifte ut vannet i fjorden, med de kreftene som virker over lengre tid.

Stigebrandt og Aure (1989) undersøkte også vertikaldiffusjon som mulig drivkraft for ventilasjon av dypvannet. Men selv om diffusjon skjer kontinuerlig mellom vannmassene, vil ofte miksing på litt større skala ha mer effekt på systemet. Fysiske prosesser som turbulens, bryting av indre bølger, og lokal opp- og nedstrømning er viktigere for vannet i fjordbassenget. Disse turbulente prosessene er avhengig av den kinetiske energien som kommer av bevegelse, og spesielt strøm i kombinasjon med terskler eller annen batymetri er viktig. I 1980 undersøkte Stigebrandt aspekter ved interaksjonen mellom tidevann og fysiske hindringer i fjorder. Sett bort i fra generelt energitap i alle grenseområder, beskrev han to ulike scenarioer hvor energien fra det originale signalet går tapt i møte med en terskel eller annen hindring. Dersom stratifiseringen i fjorden ikke er av betydning, kan man få såkalt struping av tidevannet hvor fase og amplitude endres. Hvis det derimot er sterk stratifisering kan man få indre bølger innenfor terskel. Indre bølger forplanter seg bort fra terskelen i alle retninger og fører dermed med seg energien videre før den etter hvert dissiperer. Bølgene kan enten ha samme frekvens som det orginale signalet, eller det kan oppstå bølgekomponenter med andre frekvenser. I møte med batymetri kan bølgene enten reflekteres eller bryte. For at bølgene skal bryte må skråningen i det aktuelle området være i samsvar med forplantningsretningen til bølgen (Gemmrich and Klymak, 2015). I tilfeller hvor strømmen over terskel er svært sterk kan det oppstå jetstrømmer på lesiden av terskelen (Espenes, 2018). Jetstrømmer fører til et stort lokalt tap av energi på grunn av turbulensen som oppstår av skjæret i hastighet. I noen tilfeller kan også jetstrømmer føre til hydrauliske sprang og dannelsen av høyfrekvente

indre bølger (Farmer and Freeland, 1983). Balansen mellom jetstrømmer og dannelsen av indre bølger er beskrevet av Froude-tallet (Stigebrandt, 1980), gitt ved:

$$F_r = \frac{U}{c_i} \tag{2.5}$$

Hvor U er den maksimale strømmen over terskel og c_i er hastigheten på den indre bølgen. Dersom Froude-tallet er høyere enn 1, superkritisk, vil man få en jetstrøm, mens man vil få indre bølger dersom det er mindre enn 1, subkritisk.

For et såpass komplekst fjordsystem som Byfjorden (Figur 2.1) er, vil det være mange områder hvor det lett kan skapes turbulens og miksing på grunn av batymetri. Veien inn i fjorden gjennom det smale og grunne sundet i Vatlestraumen og videre rundt sørenden av Askøy, er kilde til både høye strømhastigheter og turbulens i form av eddier i overflatestrøm og miksing i dypet.

Linde (1970) beskrev hydrografien i Byfjordsystemet og fant at en massiv innstrømming av salt, tungt og oksygenrikt vann fant sted årlig. Dette vannet erstattet det residente bassengvannet under terskelnivå, og innstrømmingen skjedde som følge av tetthetsvariasjoner på kysten. Som oftest skjedde denne utskiftningen på våren eller sommeren Hageberg og Gade 2001. (Hageberg and Gade, 2001)

Kapittel 3

Metode

3.1 Modellsystemet

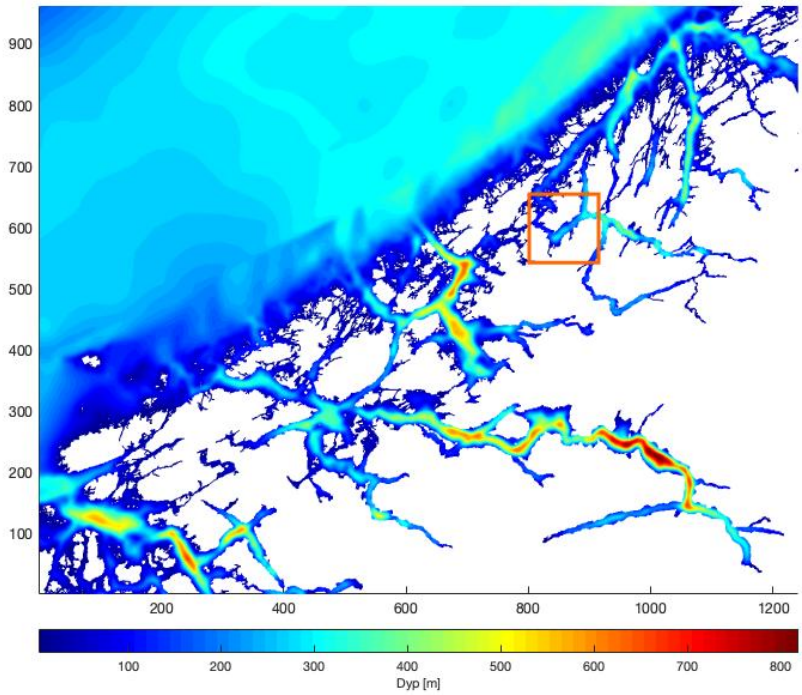
I dette arbeidet med Byfjorden har den numeriske modellen NorFjords160 vært et svært viktig verktøy. Modellen er satt opp ved Havforskningsinstittet og baserer seg på havmodellen ROMS (Regional Ocean Model System, http://www.myroms.org). Tidligere er modellen blant annet brukt av Johnsen et al. (2014) til å beskrive oppførselsen til lakselus som følge av ulike miljøpåvirkninger, og Asplin et al. (2014) til å undersøke fordeling av lakselus i Hardangerfjorden. Nylig ble den også brukt av Simonsen et al. (2019) til å se på potensiell spredning av radioaktive partikler i elveavrenning som følge av en potensiell ulykke på land. ROMS, er en tredimensjonal, hydrostatisk modell med fri overflate, basert på bevegelsesligningene. Den bruker s-koordinater vertikalt, som vil si at vannsøylen i hver gittercelle er delt opp i like mange vertikalnivå, og disse følger batymetrien i området. En konsekvens av dette er at man har større oppløsning i områder av vannsøylen hvor det ofte er mye bevegelse eller store salt- og temperaturgradienter. For eksempel det øverste laget rundt termoklinen og i grenselaget nær bunnen. Vertikalmiksingen i modellen kan enten gjøres lokalt eller ikke lokalt med K-teori. Horisontalt er NorFjords160 satt opp med 160 x 160 meters oppløsning og Arakawa C-grid. Med denne typen grid vil verdier for overflatenivå, tetthet, temperatur og salt ligge i midten av gittercellen, mens de horisontale hastighetsvektorene u og v, vil være henholdsvis vest og sør i cellen (Albretsen et al., 2011).

Beregningene i modellen er, som nevnt over, basert på bevegelsesligningene og kontinuitetsligningen, brukt på et koordinatsystem utarbeidet fra både kartesiske koordinater og sfæriske. For utvikling er det i NorFjord160 brukt et meget nøyaktig adveksjongsskjema der avbruddsfeilen i tilnærmingen av de deriverte er av tredje orden i inkrementene delta-x og delta-t. Initialbetingelser og grenseverdier kommer fra 800 m x 800 m modellen NorKyst800 (Albretsen et al., 2011), og blir oppdatert hver 2. time. Av drivkrefter i modellen er påvirkning fra atmosfæren, tidevannet og elveavrenning de viktigste, i tillegg til indre krefter og topografisk styring. Atmosfærekrefter, som vind, trykk og temperatur, får NorFjords160 fra Meteoro-

logisk institutt sin modell AROME (Application of Research to Operations at Mesoscale) MetCoOp 2.5 km (Meteorological Co-operation on Operational Numerical Weather Prediction), med oppdatering hver 6. time (Müller et al., 2017). Tidevann er inkludert i modellen ved hjelp av tidevannsanalysen TPX07.2 (Egbert and Erofeeva, 2002). Elveavrenning blir modellert av Norges vassdrag og energidirektorat (NVE) sin HBV modell, som beskriver daglig tilførsel av ferskvann til fjorden (Beldring et al., 2003).

For kjøringer av NorFjords160 har Havforskningsinstiuttet delt norskekysten opp i et visst antall domener. Domenet brukt i dette arbeidet, og batymetrien, er vist i Figur 3.1. Modellen har blitt kjørt for hvert av disse områdene hvert kvartal siden starten av 2017, i tillegg til periodevis i årene før det. Jeg har sett på data for flere ulike måneder fra 2015 til 2019, men valgt å fokusere på vinter- og vårmånedene i 2019 ettersom det er den perioden det ble gjort observasjoner. Resultatet av kjøringene er filer med timesverdier av alle variabler, eller filer med middelverdier for hvert døgn. Variablene av interesse i dette arbeidet er strømvektorer, vinkel på disse i forhold til nord/øst, temperatur, salt, og ubar/vbar som er hastigheten i et gitterpunkt integrert over dypet. Etter kjøring av modellen er det i tillegg gjort en postprosessering på dataene, hvor variablene er interpolert til bestemte dyp i stedet for s-koordinater. I dette tilfellet har jeg valgt dypene 0, 10, 50, 100 og 200 meter. For vurderinger av hele vannsøylen, for eksempel til volumtransport eller vertikalprofiler, er data med s-koordinater brukt. Disse uinterpolerte dataene er også brukt i partikkelspredningsmodellen beskrevet i avsnittet under. I tillegg til interpolering over dyp er hastighetskomponentene interpolert horisontalt slik at alle variablene er samlokalisert i sentrum av gittercellen.

I dette arbeidet er også partikkelspredningsmodellen LADIM (Lagrangian Advection and Diffusion Model) brukt til å simulere bevegelsen til partikler som blir sluppet ut fra et visst punkt. LADIM er en enkel Lagrangsk modell som tar utgangspunkt i strømfeltet fra NorFjords160 og dets variasjon i rom og tid. Med en oppløsning på 160 meter vil en del av bevegelsen forsvinne i strømfeltet, men modellen gjør opp for dette ved å simulere småskala bevegelse ved hjelp av en random walk-funksjon (Aadlandsvik and Sundby, 1994). Under kjøring av denne modellen, må man velge utslippspunkt og dybde i et område definert av en grid-fil fra NorFjords160. I dette kan man velge om man bare skal se på fordeling på et dyp, eller om man vil ha med vertikalbevegelse. Videre må man også bestemme hva slags partikler som undersøkes. Spredningen vil være avhengig av om partiklene kan påvirke bevegelsen sin selv eller om de er passive. For eksempel lakselus eller fiskelarver kan til en viss grad svømme selv. Tettheten til partiklene vil også spille inn på en eventuell oppdriftsdrevet vertikalhastighet. I dette arbeidet har LADIM blitt kjørt med passive partikler, sluppet ut på to forskjellige posisjoner i fjorden i nærheten av Bergen kommune sine utslippspunkt på Laksevåg og ved Sandviken. Utslippsdyp ble satt til 40 meter, med påfølgende vertikalhastighet på 0.5 m/s frem til innlagringsdyp på 10 meter. Dette for å få med hvordan utslippet



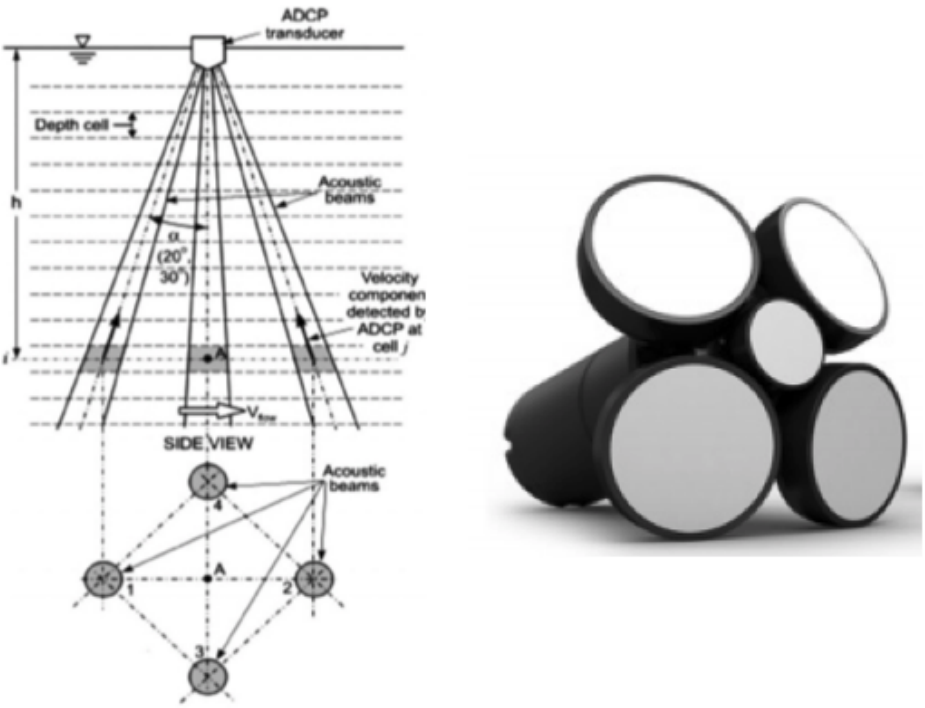
Figur 3.1: Området og batymetrien brukt i kjøring av NorFjords160 for Hordaland. Byfjordsområdet markert med den oransje boksen.

beveger seg til et innlagringsdyp hvor tettheten er i likevekt med vannet rundt. Et bestemt antall partikler ble sluppet hver time gjennom hele tidsperioden, og posisjon er beregnet med tidssteg på 30 sekunder. Resultatene lagres for hver time. For å ta hensyn til at utslippet i Byfjorden er organiske partikler som brytes ned, er det satt en levetid på maksimalt tre dager for partiklene. Etter det forsvinner de ut av kjøringen. I tillegg er LADIM brukt til å simulere overflatedrift fra tre utvalgte punkter i fjorden, i kortere perioder bestemt ut i fra ulike værsitasjoner. For disse kjøringene er det brukt passive partikler, med ingen vertikalhastighet og ingen bestemt levetid. Partiklene ble sluppet ut på 1 meters dyp, og holder seg på samme dyp gjennom hele perioden.

3.2 Observasjoner

I løpet av vinteren og våren 2019 har vi hatt flere feltarbeid med forskningsfartøyet Hans Brattström i Byfjorden. Under disse har det blitt tatt 48 CTD-stasjoner fordelt utover fjorden (se Figur 3.4 for oversiktskart og Appendix 7.2 for logg over alle posisjoner og tidspunkt). Vi satt også ut rigger med strømmålere på to ulike posisjoner, B1: 60°25.072' N, 5°16.958' Ø, B2: 60°25.281' N, 5°17.581' Ø. Strømmålerne, to stykk Nortek Signature 250 Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)(www.nortek.no) (Figur 3.2), var utplassert i litt over to

måneder (se Tabell 3.1 for mer detaljer om tidspunkt for utsett og opphenting, i tillegg til verdier for usikkerheten i måleinstrumentet). En ADCP fungerer ved at den sender ut lydsignaler i fire ulike retninger som blir reflektert av partikler i vannet. Når instrumentet så fanger opp det reflekterte signalet vil det, på grunn av dopplereffekten, ha en litt ulik frekvens fra originalsignalet. Forskjellen er på grunn av hastigheten på partikkelen hvor signalet ble reflektert, altså strømhastigheten i det aktuelle laget. Instrumentet bruker så frekvensforskjellen til å regne ut strømhastighet i de valgte dybdenivåene og tidsperiodene. Den ene måleren, kalt B1, fikk en lekkasje etter at den ble satt ut og sluttet å fungere etter bare noen timer. Den andre, kalt B2, fungerte gjennom hele perioden. B2 var plassert ut på ca 90 meters dyp, og målte strømmen i hele vannsøylen med unntak av de øverste 10 meterne. Resultatene er gitt i hastighetsvektorer u og v, for 43 ulike vertikalceller med dybde på 2 meter, og med 10 minutters intervall gjennom hele perioden. For hver 10 minuttersperiode målte instrumentet i totalt 5 minutter, for deretter å ta gjennomsnittet og gi ut en verdi for perioden. I tillegg til strømhastighet, måler ADCP-en temperatur på dypet den er plassert ut på. Tegning av oppsettet til rigg B1 og B2 kan sees i Appendix 7.1. I Appendix 7.1 er det også en tabell med alle innstillinger valgt under programmeringen av instrumentene.



Figur 3.2: Nortek Signature 250 Acoustic Doppler Current Profiler (til høyre) og skisse over hvordan en adcp fungerer og er satt opp (Tokyay et al., 2009)

CTD-en brukt i feltarbeidet er en RBR concerto^3 C.T.D (http://rbr-global.com), som måler konduktivitet, temperatur og trykk. Saltholdighet og dybde blir regnet ut i postprosesseringen med produsentens egen software. Instrumentet er trådløst og kan kobles til pc gjennom

	B1	B2
Breddegrad	60°25.072' N	60°25.281' N
Lengdegrad	5°16.958' Ø	5°17.581' Ø
Dybde (m)	200 m	90 m
Utsett (Dato/Tidspunkt)	13.02.2019 / 14:15	13.02.2019 / 13:20
Innhenting (Dato/Tidspunkt)	27.04.2019 / 10:00	27.04.2019 / 10:15
Oppløsning: Temperatur	0.01°C	0.01°C
Usikkerhet: Temperatur	0.1°C	0.1°C
Oppløsning: Strømhastighet	0.1 cm/s	0.1 cm/s
Usikkerhet: Strømhastighet	1% av målt verdi ± 0.5 cm/s	1% av målt verdi ± 0.5 cm/s

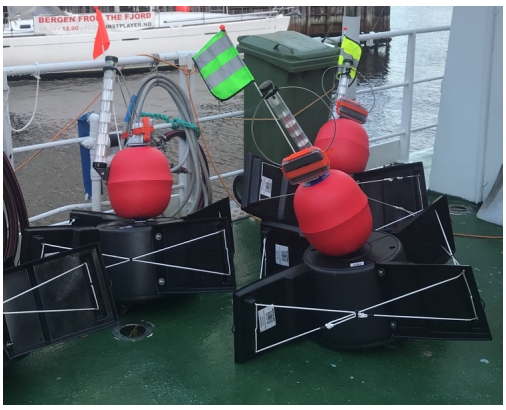
Tabell 3.1: Informasjon om ADCP-ene brukt til observasjoner i Byfjorden. B1 sluttet å fungere, så bare data fra B2 er brukt videre i denne oppgaven. (http://www.nortek.no/lib/brochures/signature250-datasheet)

wifi. Oversikt over nøyaktighet og usikkerhet for de ulike sensorene vises i Tabell 3.2. Når det skal tas målinger blir RBR-en koblet på en vaier og senket ned til ønsket dybde med en hastighet på mellom 0.5 og 1 m/s. Den kan måle med frekvens på mellom 2 til 24 Hz, og måler både på vei opp og ned. I postprosesseringen har jeg valgt ut dataene fra turen ned til videre bruk. Dette fordi instrumentet selv lager turbulens på vei ned, noe som gjør målingene fra turen opp mer unøyaktig.

Sensor	Oppløsning	Usikkerhet
Konduktivitet	0.001 mS/cm	± 0.003 mS/cm
Temperatur	< 0.00005°C	± 0.002°C
Trykk	< 0.001 % fullskala	± 0.05% fullskala

Tabell 3.2: Informasjon om RBR concerto^3 C.T.D, brukt i alle målinger av temperatur og saltholdighet i Byfjorden. (https://rbr-global.com/products/standard-loggers/rbrduo-ct)

Høsten 2018 ble det også satt ut fire driftere i fjorden ved fire anledninger i forbindelse med feltarbeid i faget GEOF105, Atmosfære og Havfysikk (https://www.uib.no/emne/GEOF105). Drifterene var utstyr med GSP-sendere og var bygget med minst mulig vindfang over vannflaten og et drivanker som stakk omtrent en meter dypt i vannet (Figur 3.3). Dette for å unngå at de ble tatt av vinden, men at de heller drev med strømmen i overflatelaget. Drifterene lå ute mellom 4 og 10 timer hver dag. GPS-en registrerte posisjon hver 10. sekund,



Figur 3.3: Drifterne brukt i feltarbeid i GEOF105

og gjennom en nettside var det mulig å følge med på posisjonen mens drifterne lå ute. (Se Tabell 7.3 i Appendix 7.3 for tidspunkt og informasjon om tidevann og vind de ulike dagene)

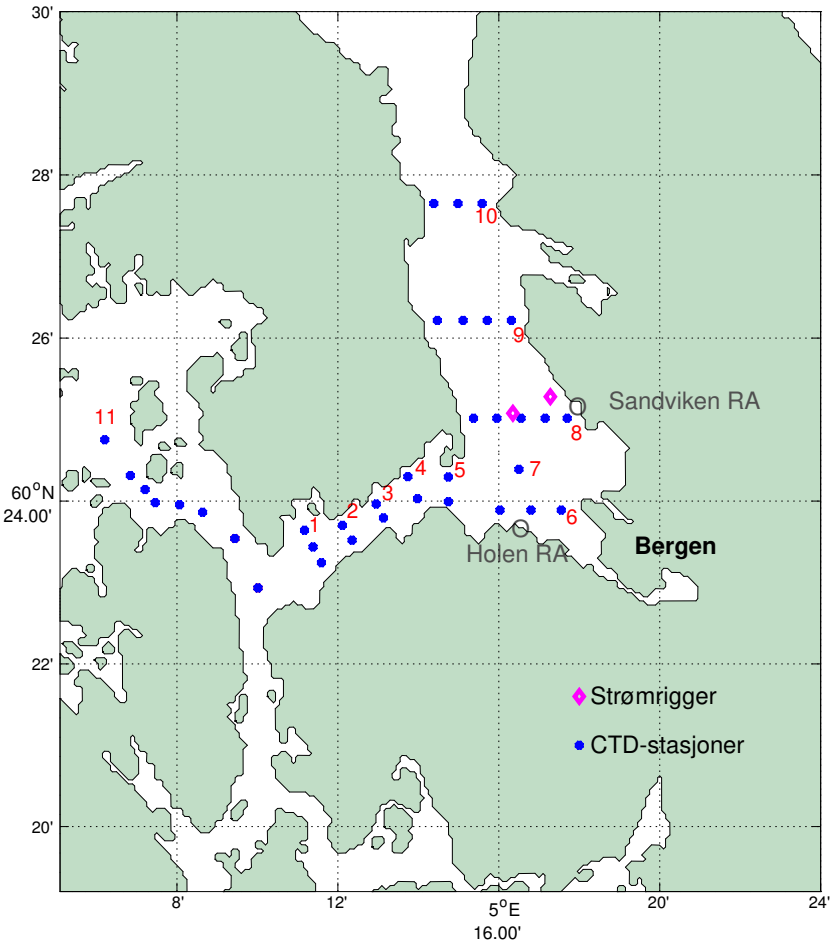
3.3 Data og databehandling

For behandling av data fra både modell og observasjoner er det i hovedsak brukt MATLAB. Det inkluderer interpolering av modelldata horisontalt, løpende gjennomsnitt på tidsserier, utregning av statistiske variabler som gjennomsnitt, standardavvik, og korrelasjon mellom ulike vektorer. Interpolering av modelldata vertikalt blir som nevnt gjort i en postprosesseringsprosess i Fortran på Havforskningsinstuttet sin server. Kjøring av partikkelspredningsmodellen Ladim gjøres i Python, men resultatet blir gitt som en Netcdf-fil som jeg så har arbeidet med videre i MATLAB. For analyse av tidevann har jeg brukt MATLAB-verktøyet t_tide (Pawlowicz et al., 2002). Omgjøring fra in situ temperatur til konservativ temperatur er gjort med et TEOS-verktøy (McDougall et al., 2012; IOC et al., 2010). Det samme gjelder omgjøring fra praktisk saltholdighet (psu) til absolutt saltholdighet (g kg^{-1}). I utregninger av tetthet er MATLAB-verktøyet sw_dens brukt, med overflaten som referansedyp (Fofonoff and Millard, 1983; Millero et al., 1980).

Værdata kommer fra Meteorologisk institutt sine målestasjoner på Florida i Bergen og på Fedje. Dette gjelder målinger av vind på begge steder, og temperatur, trykk og nedbør på Florida. Tidevannsdata er målinger gjort av Kartverket i Vågen i Bergen (https://www.kartverket.no/sehavniva/). Disse datafilene inneholder både observert overflatenivå, beregnet overflatenivå fra tidevannsanalyse og forskjellen mellom observert og beregnet nivå, altså værets påvirkning av vannstanden.

Grunnet Byfjorden sin orientering som relativt øst-vest i området rundt Askøybroen og nord-sør i området mellom Askøy og Sandviken, har jeg valgt å bruke hastighetskomponentene direkte som hastighet på langs og tvers av fjorden. I området rundt Askøybroen er

u-komponenten langs fjorden, mens i Vatlestrømmen og i den nordlige delen av Byfjorden, er v-komponenten langs fjorden. For observasjoner fra ADCP vil da for eksempel v-vektoren beskrive strøm langs fjorden, mens u beskriver strøm på tvers av fjorden. Kartutsnitt med modellresultater er ikke orientert nord-sør/øst-vest grunnet området brukt i kjøringen av NorFjords160, hvor området er vinklet omtrent 60 grader med klokken. Hastighetsvektorene i modellresultatene er rotert fra dette til å bli nord/sør- og øst/vest-komponenter.



Figur 3.4: Stasjonskart med alle CTD-stasjoner tatt i Byfjorden (markert med blå prikker) og plassering på de to riggene (markert som røde sirkler), hvor B2 er den nærmest Sandviken. Tverrsnittene for CTD-måling er, med unntak av lengdesnittet i Hjeltefjorden (snitt 11), nummerert fra 1 til 10 i stigende rekkefølge fra sør til nord i fjorden. Utslippspunktene fra renseannleggene ved Holen og Sandviken er markert med grå sirkler.

Kapittel 4

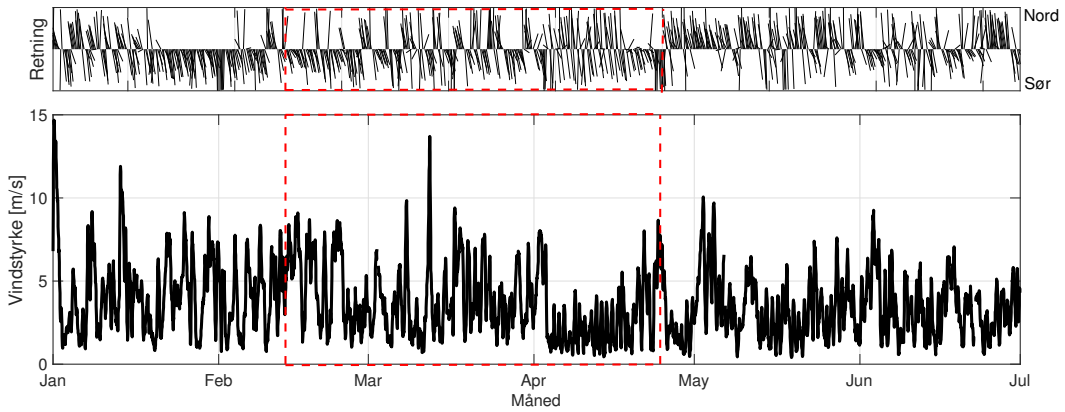
Resultater

4.1 Miljøforhold - januar til juni 2019

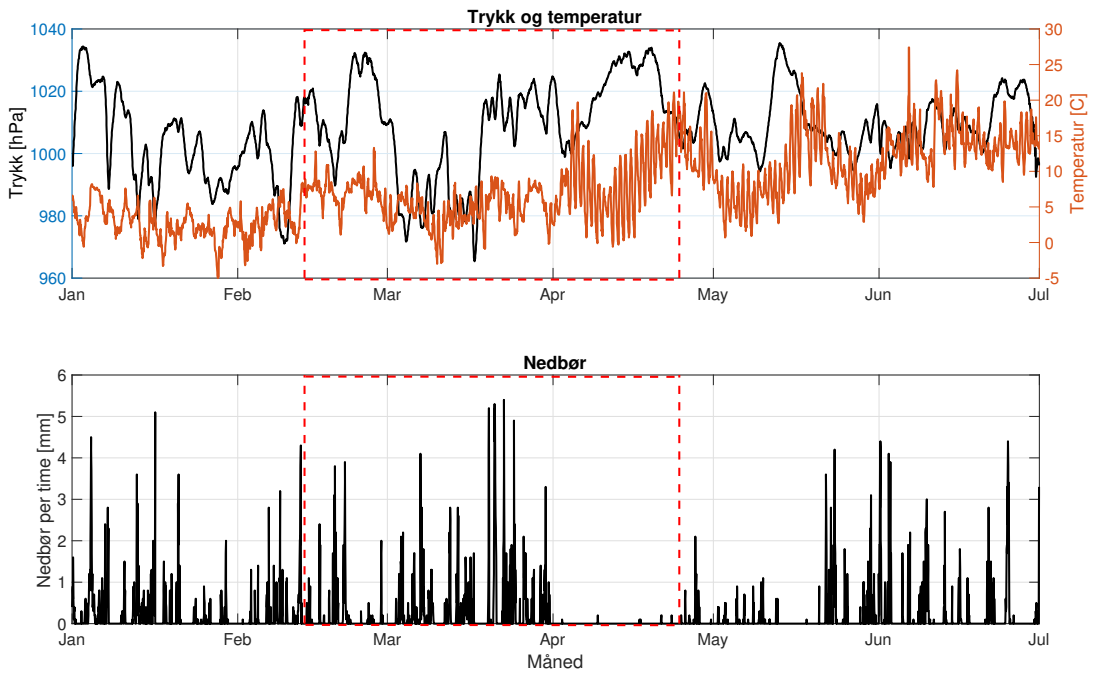
Som forklart i Kapittel 2.2 er værsituasjonen og tidevannet i en fjord viktige drivkrefter bak all bevegelse. I dette delkapittelet presenteres disse parametrene med fokus på 2019 og perioden hvor det ble tatt målinger i fjorden. Vinddata er som nevnt målinger fra Florida og Fedje. Målingene fra Florida gir et bilde på den lokale situasjonen i nærheten av Byfjorden, mens vinden på Fedje kan gi en indikasjon på hvordan strømsystemet på kysten beveger seg.

4.1.1 Vind og vær

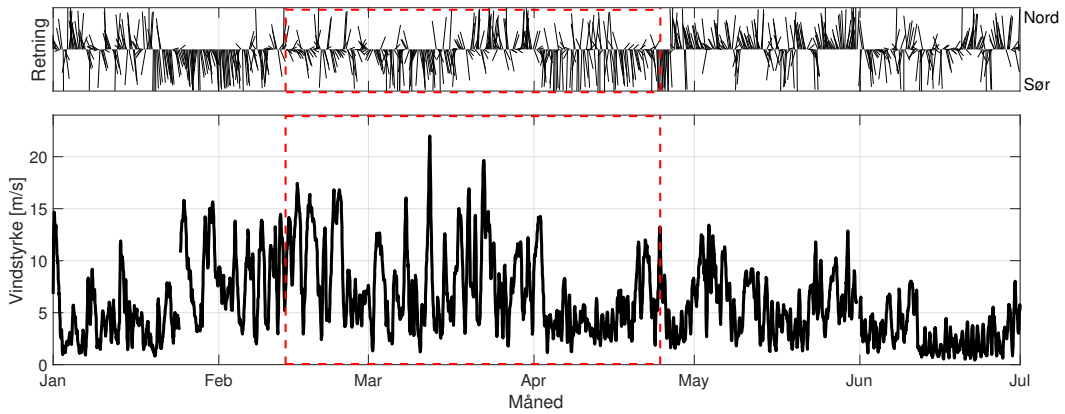
Figur 4.1 og 4.3 viser vindhastighet og styrke i månedene januar til juni 2019. På Florida er nordlig og sørlig dominerende vindretninger (Figur 4.1). Målingene viser at vinden var sterkest i de to første månedene av året med middelverdi på rundt 5 m/s, før vinden avtar litt utover våren og sommeren. I perioden hvor strømriggene stod ute, markert med rødt, er gjennomsnittlig vindhastighet 3.7 m/s. Også i denne perioden varierer retningen stort sett mellom sørlig og nordlig vind. Gjennom hele halvåret er det tilsammen bare tre episoder hvor vindstyrken kommer over 10 m/s, men samtlige måneder har episoder med hastighet over 5 m/s. Nordlig og sørlig er dominerende vindretning også på Fedje, men her er vinden generelt sterkere enn på Florida, med middelverdi for hele perioden på over 6 m/s. Februar og mars er månedene med høyest vindhastighet, og i måleperioden for strøm var middelhastighet på 7.5 m/s på Fedje. Ved begge målestasjonene er det et tydelig dropp i vindstyrke i april, noe som sammenfaller bra med målingene av temperatur, trykk og nedbør (Figur 4.2). Også her er det en tydelig endring i løpet av april, med høyere trykk og temperatur, og tilnærmet ingen nedbør. Månedene før er preget av relativt lav temperatur og varierende trykk. Utover sommermånedene er temperaturen jevnt over høyere og trykket holder seg over 1000 hPa. Nedbørsnivå holder seg lavt i april og mai, før det øker utover i juni.



Figur 4.1: Vindhastighet og retning målt på Florida, Bergen, fra januar til juni 2019. Retningen vinden kommer fra er den retningen stikkene i det øverste panelet peker mot, ut i fra linjen i midten. Vindstyrke er vist i nederste panel. Den røde boksen viser observasjonsperiode for strøm og hydrografi i fjorden.



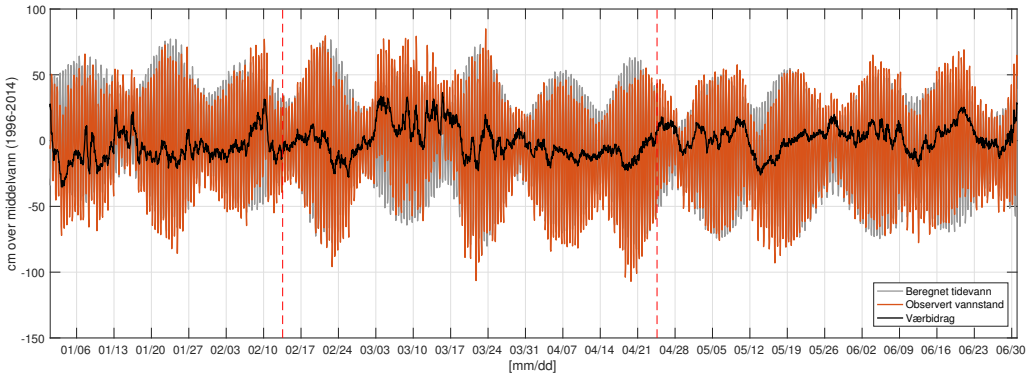
Figur 4.2: Temperatur, trykk og nedbør i månedene januar til og med juni 2019. Det øverste panelet viser trykk med akse på venstre (svart kurve) side og temperatur med akse på høyre side (oransje kurve). Nederste panel viser nedbør.



Figur 4.3: Vindhastighet og retning målt på Fedje fra januar til juni 2019, vist på samme måte som målingene fra Florida i figur 4.1.

4.1.2 Tidevann

I Byfjorden er vannstanden mest styrt av den halvdaglige perioden til tidevannet. Vannstanden varierer fra rundt 60 cm ved nipp til opp mot 160 cm ved spring (Figur 4.4). Tidsrommet hvor strømmålerne stod ute dekket flere nipp- og spring-perioder, i tillegg til en lengre periode i mars sterkt påvirket av værbidrag. Figuren viser både observert vannstand og beregnet tidevann, i tillegg til forskjellen mellom disse. Januar og februar har gjennomgående negativ påvirkning fra vær, som gjør at observert overflatenivå store deler av perioden er lavere enn beregnet tidevann. I løpet av disse to månedene var det to korte perioder hvor bidraget var positivt. Disse periodene sammenfaller med perioder med lavt trykk (Figur 4.2). Tilsvarende er det en lengre periode med opphopning av vann og lavt trykk i første halvdel av mars, før det jevner seg ut igjen i slutten av måneden og utover i april. De tre siste månedene i perioden har variende værbidrag, med noen kortere episoder med både lavere og høyere observert vannstand enn beregnet bidrag fra tidevannet.

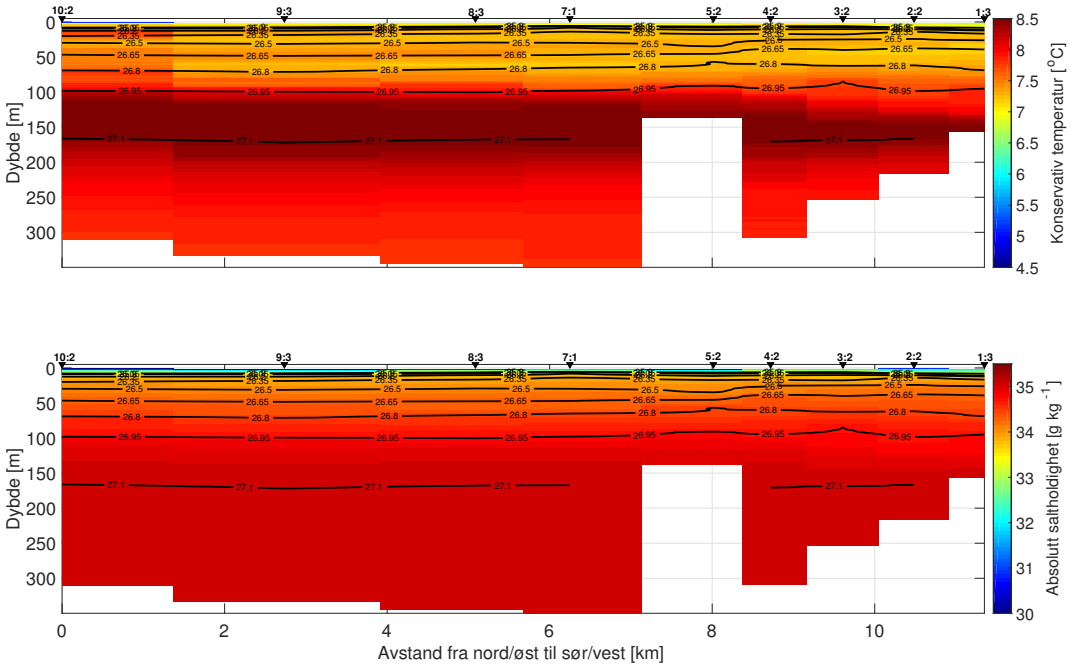


Figur 4.4: Vannstand målt av Kartverket i Vågen, fra januar til juni 2019. Oransje viser observert vannstand, den grå kurve viser beregnet tidevann og den svarte kurven er forskjellen mellom disse. Den røde boksen indikerer observasjonsperioden for strøm og hydrografi.

4.2 Hydrografisk situasjon

4.2.1 Obervasjoner

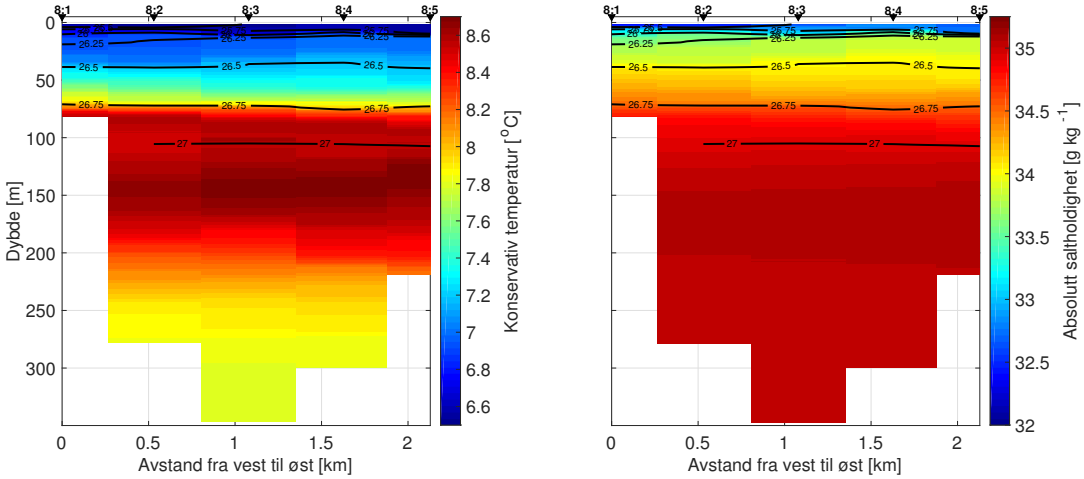
Et lengdesnittet med temperatur og saltholdighet gjennom fjorden, tatt i løpet av toktet 2. mars, er plottet med et kast fra hvert tverrsnitt (med unntak av snitt 6) fra nord ved snitt 10, til sør/vest ved snitt 1 (Figur 4.5). Over temperaturen og saltholdigheten er tettheten vist som svarte linjer, og verdiene er gitt som sigma-t-verdier, som vil si tettheten som funksjon av temperatur og salt minus 1000 kg/m^3. Tetthetslinjene viser at lagdelingen er jevn gjennom nordre del av fjorden, før det er små endringer i dybdenivå fra snitt 5 og utover. Ytterst i fjorden er det litt lavere temperatur i det intermediære laget enn i indre del. Saltholdigheten er også litt lavere på dypet mellom 100 og 150 meter, sammenlignet med lengre inne i fjorden. I snitt ligger temperaturen på rundt 7.5 °C over 100 meters dyp, og mellom 8°C og 8.5°C dypere nede. Saltholdigheten gjennom fjorden varierer rundt 35 g kg^{-1}). Merk at det grunne området ved stasjon 5:2 ikke er en terskel, men et grunt kast tatt litt tett på land.



Figur 4.5: CTD-målinger tatt 2. mars 2019. Hvert kast indikert med en sort pil og stasjonsnummer på toppen av figuren. Denne lengden er tatt med en stasjon fra hvert snitt (Figur 3.3), med unntak av snitt 6. Det øverste panelet viser temperatur, og det nederste salthodighet. De sorte linjene viser tettheten i det aktuelle laget. y-aksen er dybde og x-aksen er avstand i km fra snitt 10.

Tverrsnitt 8 tatt 13. februar (Figur 4.6) viser en typisk vintersituasjon. Denne dagen var det høyt trykk, lufttemperatur på mellom 5 og 10 °C, og vind fra sør med styrke på rundt 5 m/s. Vannet var kaldt (< 7.5 °C) og ferskt (< 33 g kg^{-1})) i de øverste 50 meterne, med et var-

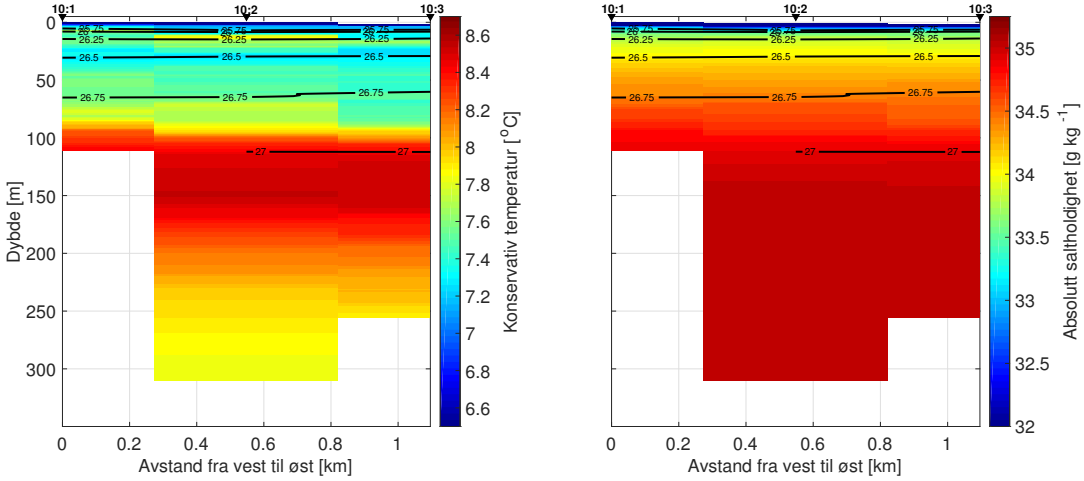
mere (>8 °C) og saltere (>34.5 g kg^{-1})) lag under. Temperaturprofilen er i seg selv ustabil, ettersom kaldt vann er tyngre enn varmt, men i disse temperaturforholdene er det saltholdigheten som er den dominerende faktoren for tettheten til vannet. Dermed er vannsøylen stabil til tross for ustabil temperaturprofil. Figur 4.10 viser tydelig hvordan tetthetskurven følger saltholdigheten, også utover på våren.



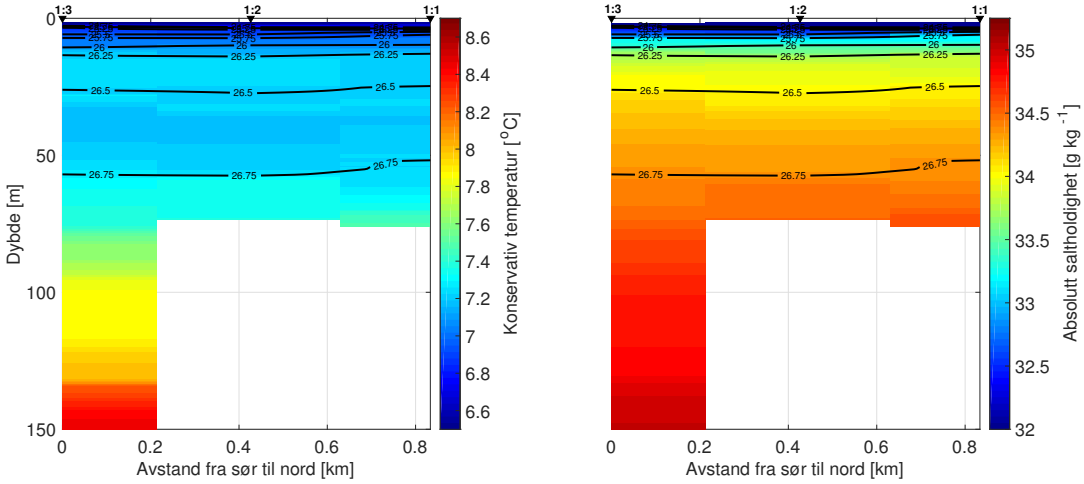
Figur 4.6: CTD-målinger av snitt 8 (Figur 3.3) tatt 13 februar 2019. Temperatur i figur til venstre og saltholdighet til høyre, med tetthetslinjer i sort. Hvert kast er vist med en sort pil og stasjonsnummer på toppen av figurene. y-aksen indikerer dybde og x-aksen er avstand fra Askøy.

En annen viktig ting å poengtere i Figur 4.6, er at tetthetslinjene i overflatelaget skrår på tvers av fjorden. 26.25 kg/m^3-linjen er tydelig dypere ved Askøy enn Sandviken. Isolinjene ligger også tettere på østsiden av fjorden, noe som indikerer sterkere lagdeling. Slike horisontale kontraster kan skyldes topografisk styring, men kan også være en indikasjon på at fjorden er bred nok til å bli påvirket av coriolis-kraften. Små tendenser til skråning i isolinjene ses også på målingene gjort ved snitt 10 og snitt 1, 2. mars (Figur 4.7 og 4.8). Ved snitt 10 er det større avstand mellom linjene på vestsiden av fjorden enn på østsiden, og ved snitt 1 er det tettest i nord. Disse målingene er tatt noen uker etter de i Figur 4.6, og de øverste hundre meterne er klart varmere på dette tidspunktet. Snitt 10 er det nordligste snittet og mest påvirket av ferskvannstilførsel gjennom Salhusfjorden. Selv om vårsmeltingen ikke er skikkelig i gang 2. mars, er overflatelaget litt ferskere her enn i snitt 8 (Figur 4.6). Snitt 1 er det ytteste snittet mellom Askøy og Godvik, og gjennom dette området strømmer vann til og fra både Hjeltefjorden og Vatlestraumen. Målingene viser klar forskjell i temperatur mellom vannmassene i dette området og lenger inne i fjorden. Dette skyldes påvirkningen fra kysten. Selv om bare det ene kastet er dypere enn 75 meter, ser vi at det her ikke er et varmt lag på 100 til 150 meters dyp. I stedet øker temperaturen jevnt nedover, samtidig som saltholdigheten også øker og holder vannsøylen stabil. Forskjellen mellom vannmassene ytterst i fjorden og lengre inne vises også i Figur 4.9. Målinger fra snitt 8 og snitt 11 tatt på

toktet 24. april 2019, er vist med henholdsvis blå- og rødtoner. Snitt 11, som går gjennom sørenden av Hjeltefjorden, viser ferskere og kaldere vannmasser enn lengre inne.

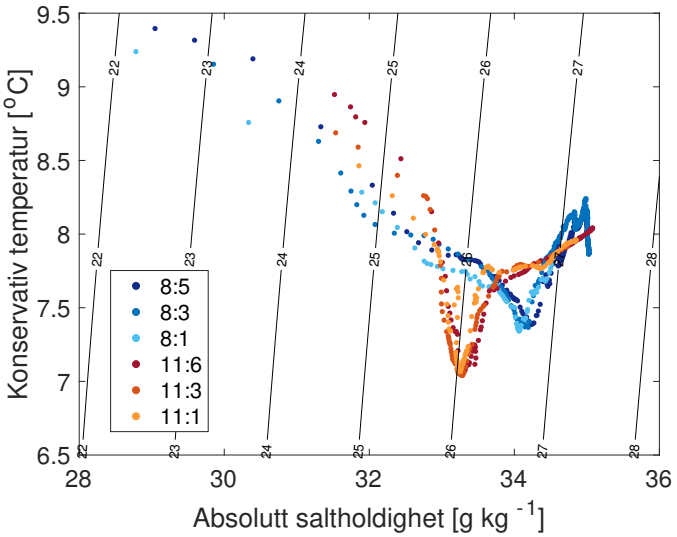


Figur 4.7: CTD-målinger av snitt 10 (Figur 3.3) tatt 02. mars 2019. Vist på samme måte som i Figur 4.6.

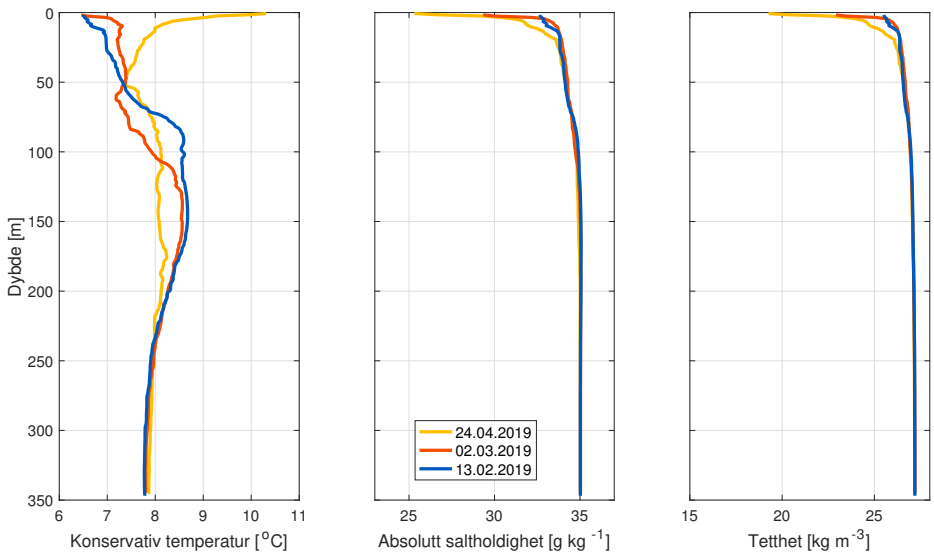


Figur 4.8: CTD-målinger av snitt 1 (Figur 3.3) tatt 02. mars 2019. Vist på samme måte som i Figur 4.6.

Tidsutviklingen i profilene i Figur 4.10, viser at overflatelaget blir varmere og ferskere nærmere sommer. Den gule profilen er tatt på slutten av perioden med oppvarming i april, som forklarer hvorfor vannet har blitt 3 grader varmere siden starten av mars. Om våren er det også stor ferskvannstilførsel grunnet snøsmelting, og endringer i saltholdighet i overflaten vil derfor være forventet disse månedene. Panelet til høyre, som viser tetthet, viser også utviklingen i dybde på blandalaget i overflaten. Under første måling i februar er laget flere meter dypere enn i april, og tetthetsforskjellen nedover er betraktelig mye mindre. Etter ferskvannstilførselen i mars og april er lagdelingen sterkere, og vannsøylen er mer stabil.

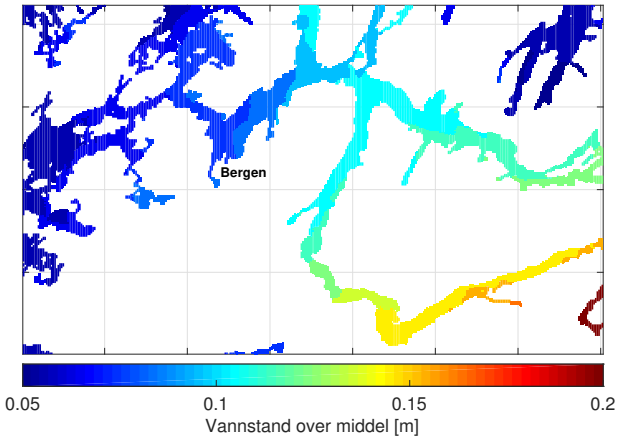


Figur 4.9: Temperatur og saltholdighet fra snitt 8 (blåtoner) og snitt 11 (rødtoner), målt 24. april 2019. Stasjon 11:6 er lengst nord i Hjeltefjorden, og 11:1 lengst inn mot Byfjorden. 8:5 er på østsiden av Byfjorden, og 8:1 på vestsiden. Temperatur på y-aksen, saltholdighet på x-aksen, og tetthet som konturlinjer.



Figur 4.10: CTD-profiler tatt i midtre stasjon i snitt 8 ved tre ulike anledninger, markert med ulike farger. y-aksen viser dybde, mens x-aksen viser henholdsvis temperatur, saltholdighet og tetthet fra venstre til høyre

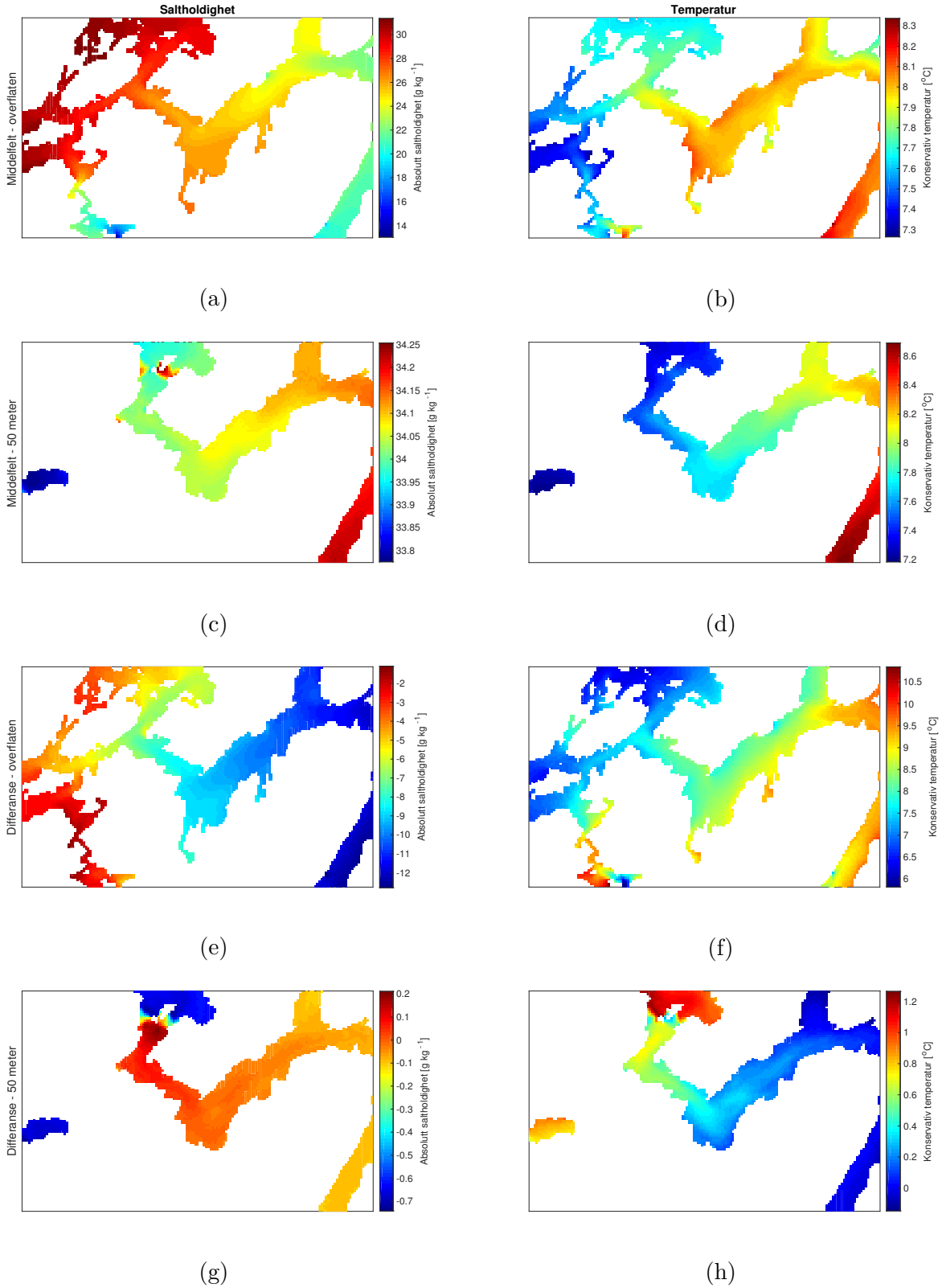
4.2.2 Modellresultater



Figur 4.11: Kart over modellert vannstand gjennom Byfjorden og fjordsystemene innenfor. Verdiene er fra 30.06.2019 klokka 20:00, minus middelverdi for hele fjorden i perioden januar til juni 2019.

Figur 4.11 viser modellert vannstand i Byfjorden og i fjordsystemene rundt, den 30. juni 2019. Kartet viser hvordan ferskvannstilførsel i Osterfjorden og Sørfjorden skaper en overflatehevning, og hvordan det skrår nedover ut mot kysten. Det er denne overflatehevningen som setter opp trykkraften som driver ferskvannslaget utover. Denne strømmen påvirker også egenskapene til fjordvannet, noe som er tydelig i middelfeltene for saltholdighet og temperatur (Figur 4.12). Det salteste og kaldeste vannet i overflaten er i områdene ut mot kysten (Figur 4.12a og 4.12b). Vatlestraumen og området sørover mot Raunefjorden er aller kaldest med verdier ned mot 7.3 °C, mens i Hjeltefjorden er temperaturen litt høyere på rundt 7.7-7.8 °C (Figur 4.12b). Saltholdigheten i disse områdene ligger høyere enn resten av Byfjorden, med middelverdier på rundt 30 g kg^{-1}) (Figur 4.12a). I indre område av Byfjorden finner vi den høyeste middeltemperaturen i fjorden, spesielt i de grunne områdene inn mot land, med verdier rundt 8 °C. I nordre del er vannet ferskere grunnet strømmen ut fra fjordene innenfor. Sørover gjennom fjorden ser vi hvordan det ferske laget blir blandet med saltere kystvann og saltholdigheten øker.

Allerede på ti meters dyp er ferskvannslaget fra overflaten borte (ikke vist). Her ligger middelverdiene for hele fjorden over 33 g kg^{-1}) I motsetning til i overflaten er indre område saltere enn Vatlestraumen og Raunefjorden på ti meter. Hjeltefjorden har fortsatt noen av de høyeste verdiene, og det er et klart skille i saltholdighet i inngangen til Vatlestraumen. I nordre del er saltholdigheten jevn, også innover mot Sørfjorden. Dette tyder på god utveksling innover i fjorden i dette laget. Temperaturen på ti meter er også ganske annerledes sammenlignet med overflaten. De ytre delene av fjorden har temperatur på rundt 7 °C, før det gradvis blir varmere innover og spesielt i nordre del av indre område



Figur 4.12: Middelverdier i perioden 01. januar til 30 juni, fra NorFjord160m, for saltholdighet (kolonnen til venstre) og temperatur (kolonnen til høyre), på to ulike dyp; overflaten øverst, og 50 meter i rad to. Differanse mellom sesongene er vist i de to nederst radene (på overflaten og femti meters dyp), som middelverdi for juni minus middelverdi for januar. Temperatur og saltinnhold vist med fargeskala som vist på høyre side av hver figur.

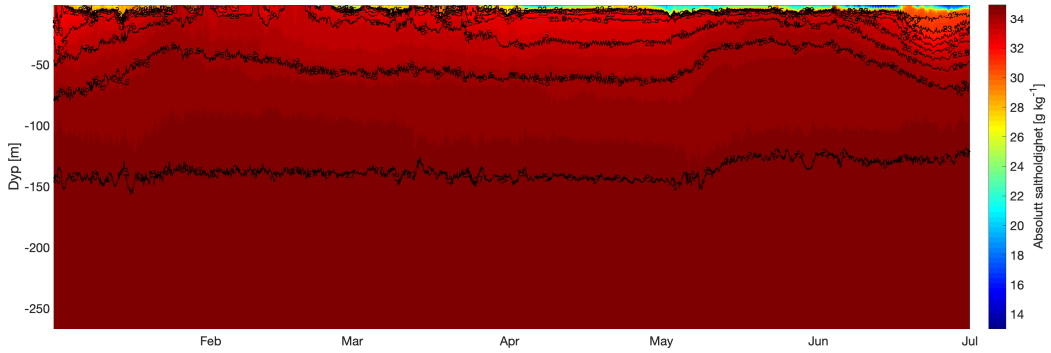
Figur 4.12c og 4.12d viser saltholdighet og temperatur på femti meters dyp. Dette er dypere enn terskelnivået i Vatlestraumen og derfor er terskelområdet hvitt i de to figurene. En konsekvens av denne terskelen er det tydelige skillet i spesielt saltholdighet innenfor og utenfor terskelen (Figur 4.12c). Forskjellen er på rundt 0.3 g kg^{-1}), som i et område uten terskel ville vært nok til å sette opp en tetthetsdrevet strøm. Når saltholdighet innenfor terskelen er høyere indikerer det at strømmen ikke har løftet vann fra dette dypet over terskelen. Med varierende innstrømning fra kysten er det stor sannsynlighet for at slike episoder forekommer, selv om middelfeltet vist ifiguren ikke viser det.

I resten av fjorden øker saltinnholdet på 50 meter jevnt innover og i Sørfjorden er det betraktelig høyere enn i Byfjorden (Figur 4.12c). Det er også et lite område med høye middelverdier i Hjeltefjorden, noe som kan være en konsekvens av sterk vertikalmiksing som følge av alle hindringene i området. For temperatur (Figur 4.12d) ser vi de samme tendensene som for saltholdigheten, med lave verdier ytterst mot kysten og høyerer jo lenger inn og nord i fjorden man kommer. Også i temperatur er det en forskjell fra innsiden og utsiden av terskelen i Vatlestraumen, men ikke like tydelig som for saltholdigheten.

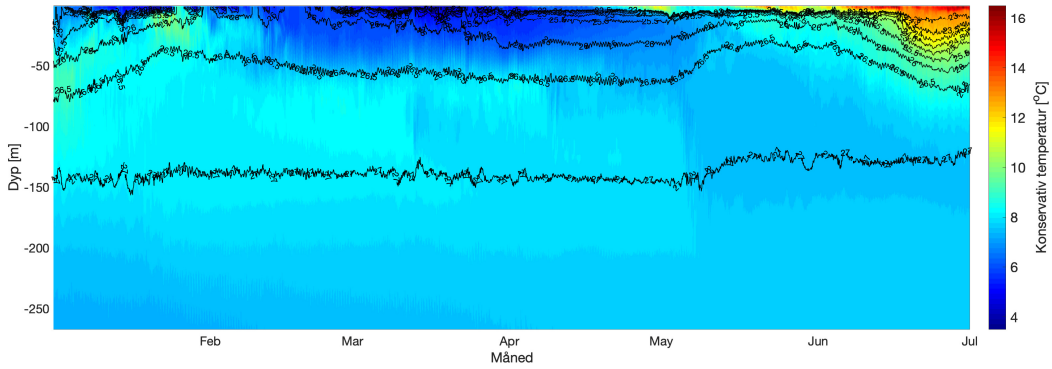
Differansen mellom juni og januar er vist i Figur 4.12e og 4.12f for overflateverdier, og Figur 4.12h og 4.12g for 50 meters dyp. På overflaten har saltholdigheten gått ned over hele fjordområdet (Figur 4.12e), og temperaturen har økt (Figur 4.12f). Sørfjorden og nordre del av Byfjorden har hatt den største nedgangen i saltholdighet, noe som er å forvente med tanke på at størsteparten av ferskvannstilførselen kommer fra Sørfjorden og Osterfjorden. De innerste områdene er også hvor det er størst økning i temperatur. Vatlestraumen og Hjeltefjorden er sterkt påvirket av kystvannet utenfor, og har derfor den laveste temperaturøkningen. På 50 meters dyp er situasjonen motsatt. De innerste områdene har fått en økning i saltholdighet (Figur 4.12g) og svært lite økning i temperatur (Figur 4.12h). Vatlestraumen og Hjeltefjorden har derimot ferskere vann og litt høyere temperatur i juni.

En tidsserie av modellert temperatur og saltholdighet gjennom hele vannsøylen fra et punkt midt i snitt 8 er presentert i Figur 4.13. Overflatelaget blir varmere og ferskere utover våren og sommeren, og spesielt i slutten av juni er det en kraftig oppvarming av de øverste femti metrene som presser pyknoklinen dypere ned. Gjennom vinteren er vannet på femti til hundre meter varmere enn overflaten, men utover våren blir dette laget gradvis nedkjølt av det kalde laget over. Isolinjene som viser tetthet, stemmer overens med lagene i saltholdighet gjennom hele perioden. Med unntak av overflaten holder lagdelingen i saltholdighet seg relativ konstant hele tiden. Den nederste linjen viser tetthet på 1027 kg/m^3, og for hver linje oppover øker tettheten med 0.5 kg/m^3. I starten av mai er det en økning i tetthet og saltholdighet gjennom hele vannsøylen, som ses som en krumning av tetthetslinjene. I de øverste

75 meterne er det litt mer variasjon i dybdenivået på tetthetsflatene, spesielt i forbindelse med endringen i temperaturen og saltholdigheten i overflatelaget.



(a) Absolutt saltholdighet [g kg^{-1})]

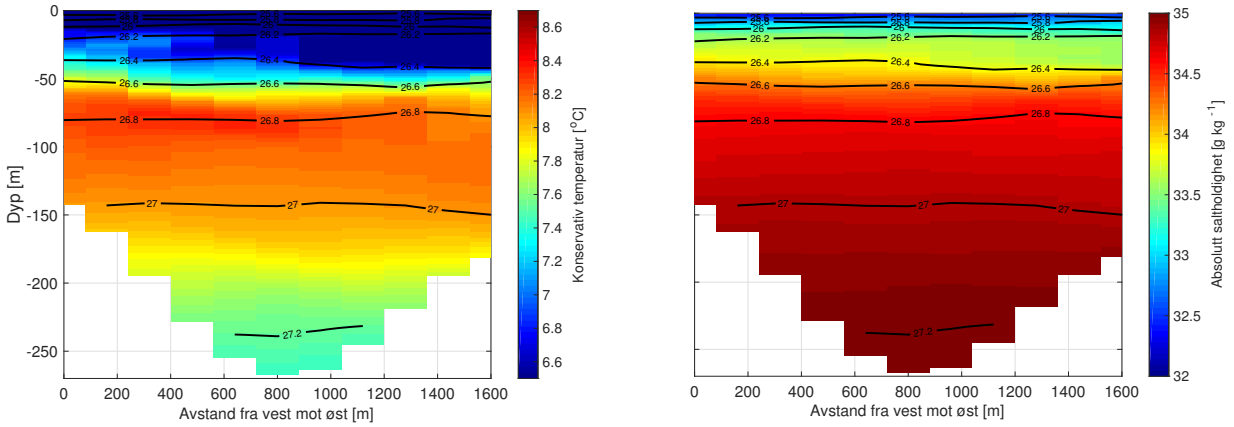


(b) Konservativ temperatur [°C]

Figur 4.13: Modellert tidsutvikling temperatur, saltholdighet og tetthet fra en gittercelle i nærheten av stasjon 8:3, fra januar til juni 2019. Dybde på y-aksen.

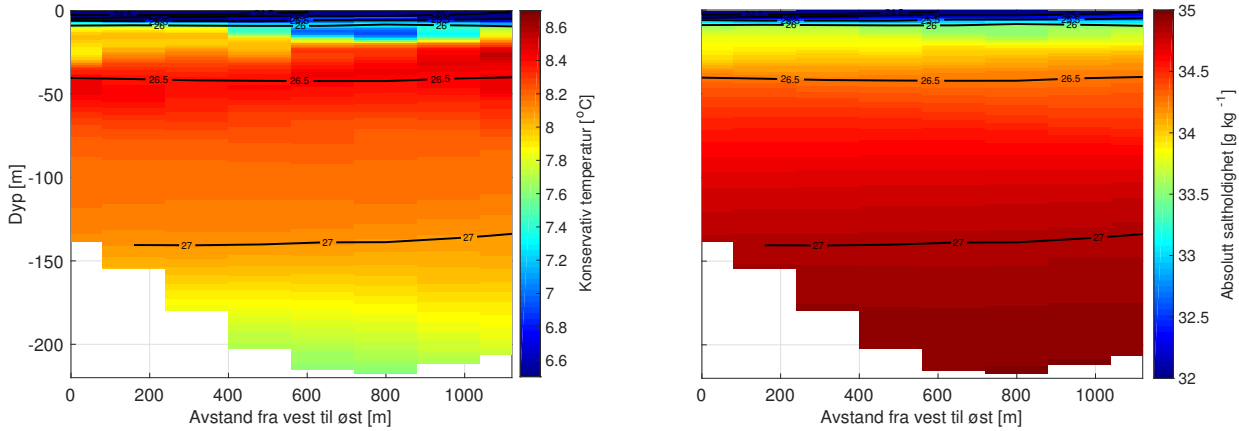
Figurer 4.14, 4.15 og 4.16 viser modellert temperatur og saltholdighet i samme område og på samme tidspunkt som tverrsnittene vist i kapittel 4.2.1, henholdsvis snitt 8 målt 13. februar, og snitt 10 og snitt 1 målt 2. mars. Sammenligning av disse snittene og målt temperatur og saltholdighet fra CTD (Figur 4.6, 4.7 og 4.8) viser at modellresultatene ikke er så ulike fra observasjonene, men generelt har vannmassene i spesielt de øverste lagene lavere tetthet i modellen. På begge tverrsnittene ser vi at tetthetsnivået $\sigma_t \geq 27$ kg/m^3 er dypere i modellresultatene. Saltholdigheten er også jevnt over lavere, mens temperaturen er mye lavere i snitt 1 og høyere i snitt 10. En annen ting å poengtere er at dybden på tverrsnittene er feil i modellen. Alle områdene er mye grunnere enn den virkelige dybden, og dybden på de tilsvarende CTD-kastene.

Figur 4.17 viser temperaturen målt av Nortek ADCP på dypet den var plassert ut på, sammen med modellert temperatur fra en gittercelle i samme område og på samme dyp. De første ukene viser målingene en nedkjøling før det stabiliserer seg på rett under 8 °C. Sam-



(a) Konservativ temperatur [°C] (b) Absolutt saltholdighet [g kg^{-1})]

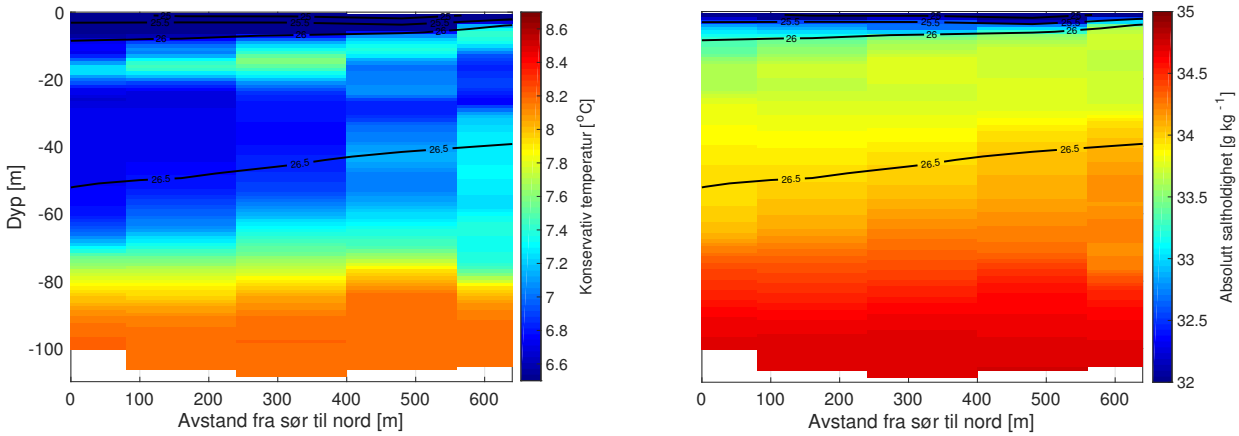
Figur 4.14: Modellert temperatur, saltholdighet og tetthet i snitt 8 13. februar 2019 (samtidig med tokt 1). Dybde på y-aksen og avstand fra Askøy på x-aksen.



(a) Konservativ temperatur [°C] (b) Absolutt saltholdighet [g kg^{-1})]

Figur 4.15: Modellert temperatur, saltholdighet og tetthet i snitt 10, 2. mars 2019 (samtidig med tokt 2). Dybde på y-aksen og avstand fra Askøy på x-aksen.

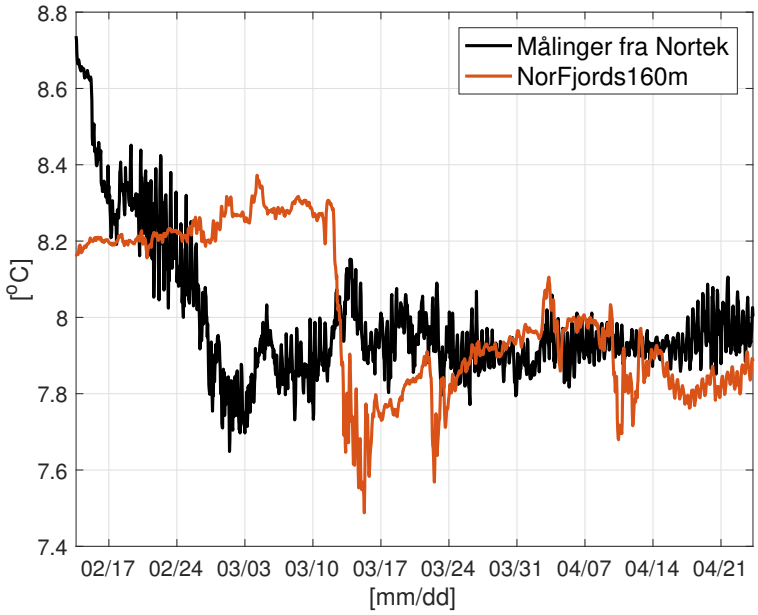
menligner man med profilene i Figur 4.10 ser man at det er det varme laget på rundt hundre meters dyp som gradvis blir nedkjølt av det kalde laget over. Den modellerte temperaturen stemmer ikke helt overens med observasjonene i begynnelsen, men med en forsinkelse på 14 dager viser også det en nedkjøling og etterhvert samme verdier som målingen (7.7 - 8.1 °C).



(a) Konservativ temperatur [°C]

(b) Absolutt saltholdighet [g kg^{-1})]

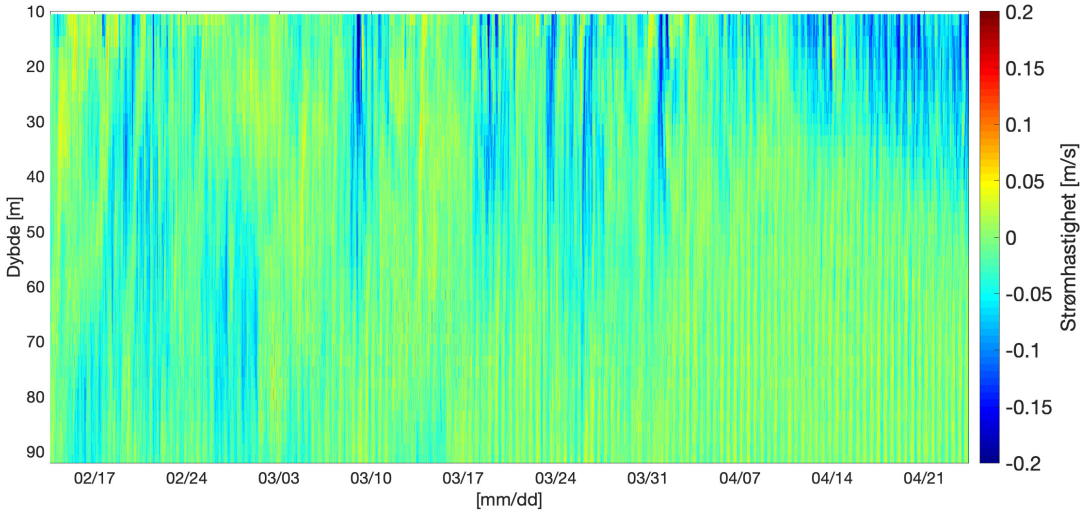
Figur 4.16: Modellert temperatur, saltholdighet og tetthet i snitt 1, 2. mars 2019 (samtidig med tokt 2). Dybde på y-aksen og avstand fra Godvik på x-aksen.



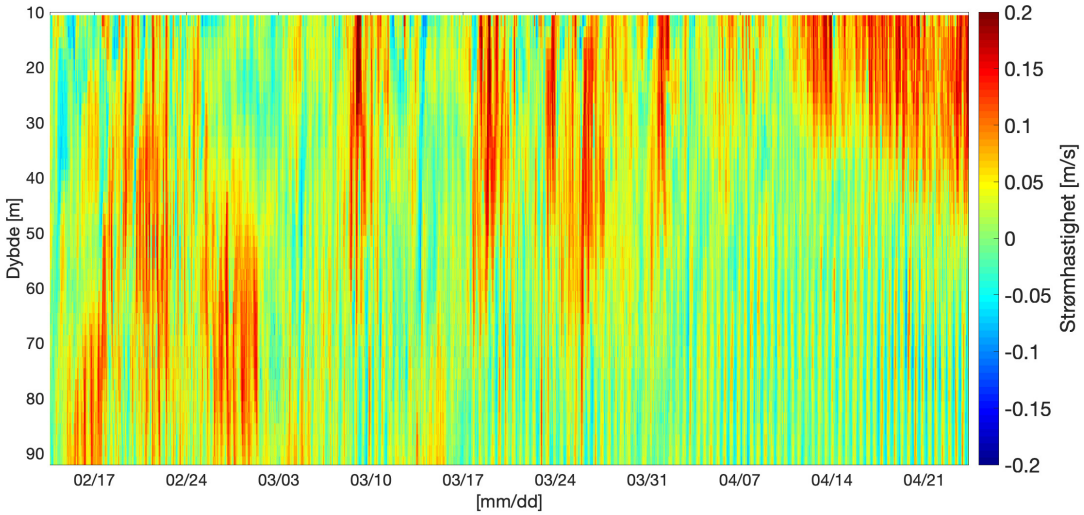
Figur 4.17: Temperatur på 90 meters dyp målt av Nortek ADCP i svart, og modellert temperatur i oransje, i tidsperioden 13.02.19 til 24.04.19.

4.3 Strøm

4.3.1 Observasjoner



(a) u

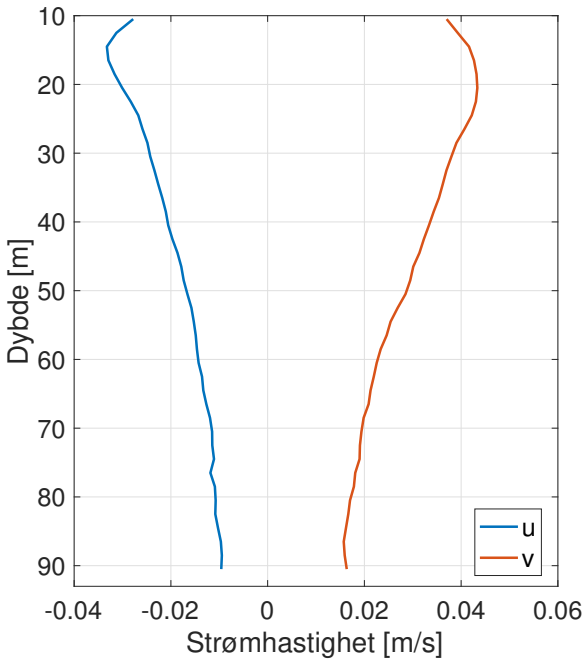


(b) v

Figur 4.18: Strømkomponenter målt av Nortek ADCP. Øverste panel viser positiv strømhastighet mot øst, og negativ mot vest. Nederste panel er positiv for strøm mot nord, og negativ mot sør. Hastigheten er gitt av fargeskalaen, y-aksen indikerer dybde og x-aksen viser tid.

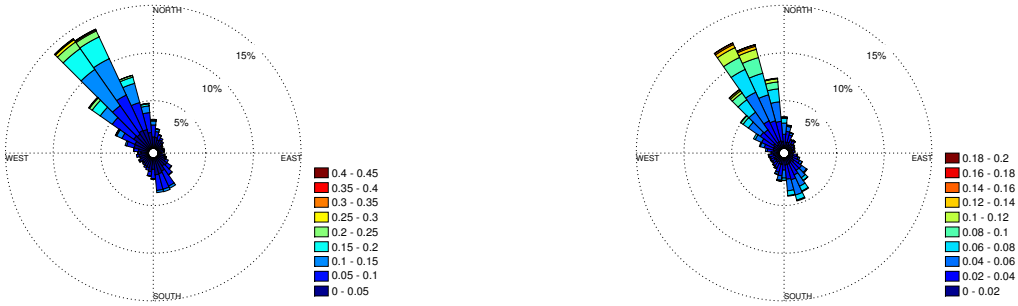
Tidsserier av hastighetskomponenter gjennom hele vannsøylen målt av Nortek ADCP (Figur 4.18), viser stor variasjon både i tid og i dybde. Øst-vest-komponent varierer mellom 0 og opp mot 0.2 m/s mot vest (Figur 4.18a). Den nordgående strømmen (Figur 4.18b) har tilsvarende variasjon, men med retning mot nord for de høyeste hastighetene. Gjennom observasjonsperioden er det noen episoder med høy hastighet som skiller seg ut. I siste halvdel av februar er det en sterk strømepisode mot nord-vest i den nedre delen av vannsøylen. Fra mars av er

det dypeste laget roligere, mens det oppstår kortere episoder med sterkere strøm fra rundt seksti meters dyp og oppover til ti meter. I siste del av observasjonsperioden er det sterk strøm i de førti øverste metrene med verdier på 20 cm/s sekund for begge hastighetskomponentene. Alle disse episodene med høy strømhastighet vises tydelig i begge komponenter, og nord-vest er dominerende strømretning. At nord-vestlig strøm dominerer vises på midlet strømprofil (Figur 4.19) og på strømrosene fra ti og nitti meters dyp (Figur 4.20). Retningen er mot nord-vest på begge dypene, men strømmen på ti meter kan bli opp til dobbel så sterk som på nitti. På grunn av tekniske effekter kan ikke ADCP-en måle de øverste meterne i vannsøylen. Likevel kan vi anta at strømhastigheten er høyere i overflaten enn dypere nede. At vertikalprofilene i Figur 4.19 da viser avtagende strøm på mellom 20 og 10 meters dyp, stemmer dårlig med det vi ville forventet for strøm i det øverste laget. Dette kan skyldes en teknisk feil med instrumentet eller i innstillingene, men det er vanskelig å si sikkert uten å ha noe å sammenligne med.



Figur 4.19: Gjennomsnittlig vertikalprofiler av hastighetskomponentene målt av ADCP.

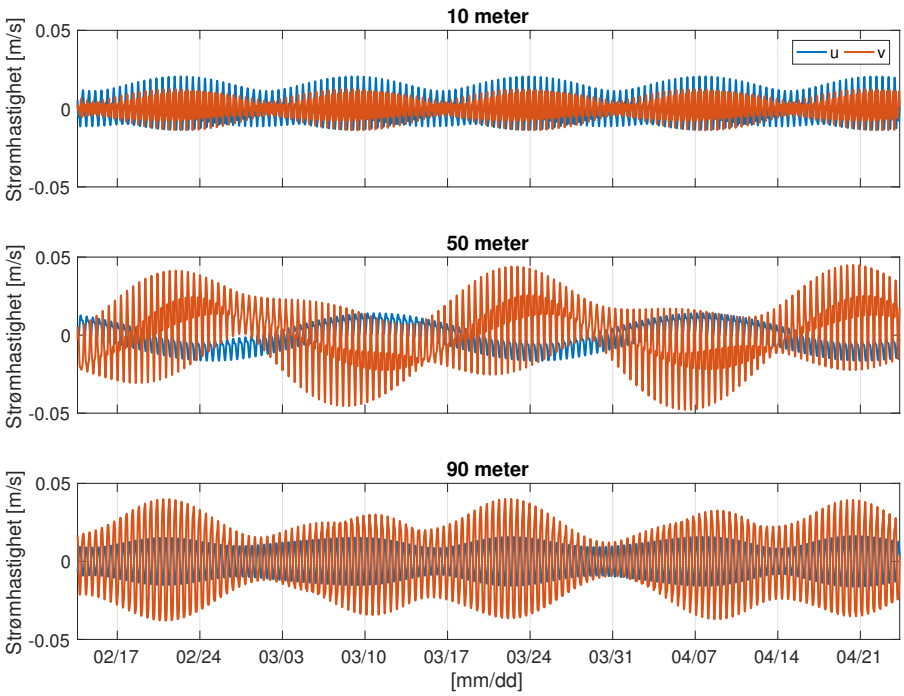
I tidsserien (Figur 4.18) er også tidevannsvariasjonen tydelig, spesielt i periodene med lavere strømhastighet. Tidevannet kan ses som striper av relativt lik hastighet som går gjennom store deler av vannsøylen, og varierer med lik frekvens gjennom hele observasjonsperioden. Tidevannsanalyse av strømkomponentene for tre dyp er vist i Figur 4.21. Her ser vi at tidevannsutslaget er større for strømmen i dypet, enn i overflaten. På ti meters dyp er det øst-vest-komponenten som er mest påvirket, i motsetning til dypere nede hvor nord-sør-komponenten er sterkere. På femti og nitti meters dyp er det også mer variasjon. Nipp og spring er tydelig og varierer i ulik grad på de ulike dypene. På femti meter skifter hele spring-



(a) 10 m (b) 90 m

Figur 4.20: Strøm på ti og nitti meters dyp, målt av Nortek ADCP i tidsrommet 13.02.19 til 24.04.19. Figurene viser strømmen, hvor radiusen angir hyppigheten av de ulike tilfellene av strøm (hastighet og retning) i prosent. Fargeskalaen angir hastighet, hvor de laveste hastigheten er innerst mot sentrum og de høyeste er ytterst på sektoren. Strømretningen er den veien sektoren peker, og oppløsning på retning er 5°

variasjonen mot lavere verdier i annenhver periode, mens på nitti meter er variasjonen bare lavere i de samme periodene.



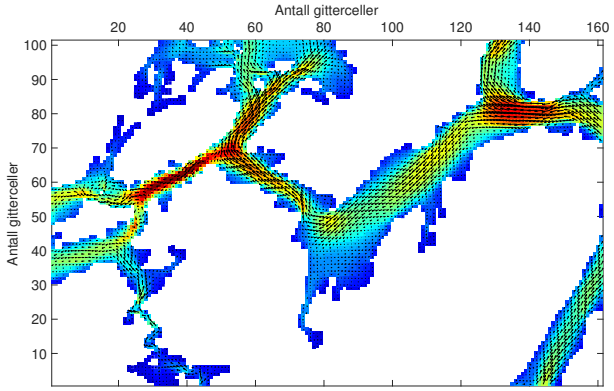
Figur 4.21: Tidevannsstrøm på 90, 50 og 10 meters dyp målt av Nortek ADCP med de to hastighetskomponentene i ulike farger, fra 13.02.19 til 24.04.19.

4.3.2 Modellresultater

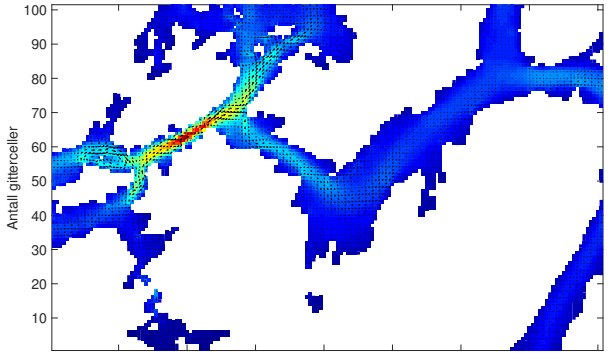
Middelstrøm fra NorFjords160m (Figur 4.22) viser at overflatestrømmen er relativt sterk gjennom hele Byfjorden, med hastighet på rundt 0.2 m/s. De høyeste hastigheten finner man i Vatlestraumen, hvor middelhastighet er på omtrent 0.4 m/s. Også i grenseområdet mellom Vatlestraumen og Hjeltefjorden, og området i nord mellom Byfjorden, Herdlefjorden og Salhusfjorden, er strømhastigheten høy. Dypere nede er det også disse områdene som har sterkest strøm, men generelt er strømmen mye svakere i dypet. Middelstrømmen i overflaten er rettet utover fjorden, både gjennom Herdlefjorden, Hjeltefjorden og Vatlestraumen. I hovedbassenget nord for sentrum er det en syklonisk sirkulasjon, hvor vannet som ikke strømmer utover under Askøybroen sirkulerer og strømmer nordover igjen langs Sandviken. Flere mindre virvler finnes også i områder hvor strømmen blir sterkt påvirket av landmassene. For eksempel på sørenden av Askøy er det flere antisykloniske virvler som er dannet ut fra den sterke middelstrømmen midt i fjorden. I Hjeltefjorden og i Raunefjorden er det også flere virvler i middelstrømmen i overflaten. I dypet er ikke strømmen like ensrettet utover mot kysten. På ti meter er det strøm innover i leia mellom Bergen og Askøy, og i indre område fortsetter strømmen nordover langs østsiden av fjorden. Langs vestsiden av fjorden går strømmen sørover.

Området hvor strømmåleren stod ute er relativt tett på land, på cirka 100 meters dyp. En tidsserie av modellert strøm fra fire ulike dyp i en gittercelle i dette området er presentert i Figur 4.23. Strømmen er sterkest i overflaten, og avtar nedover i dypet. Nord-sør-komponenten er sterkere enn øst-vest-komponenten, spesielt i overflaten. Med tanke på at fjorden er vinklet relativt nord-sør i dette området, er det logisk at strømmen også er sterkest i den retningen. Overflatestrømmen kan settes i sammenheng med værsituasjonen, og man ser at topper i strømhastighet og vindstyrke stemmer godt overens.

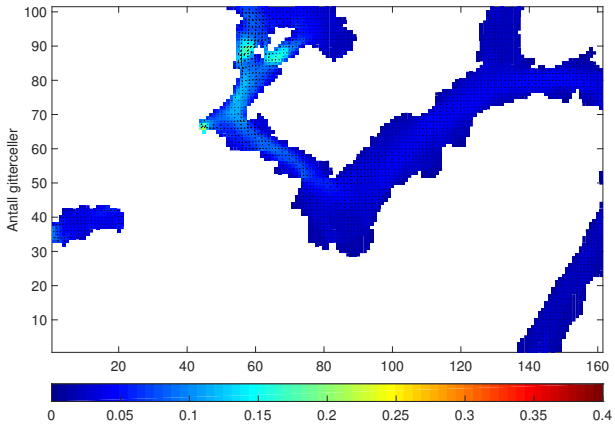
På det bredeste området mellom Askøy og Sandviken, i nærheten av strømmålerne og CTD-snitt 8 (Figur 3.4), viser modellresultatene at strømmen snur på tvers av fjorden (Figur 4.25). Strømrosene er fra tre ulike punkter på tvers av fjorden, og på to ulike dyp. Figur 4.25c og 4.25f er strøm fra en gittercelle i nærheten av strømmåleren på østsiden av fjorden, mens de to andre er fra midten (Figur 4.25b og 4.25e) og vestsiden av fjorden (Figur 4.25a og 4.25d). På østsiden er strømmen rettet mot nord-vest i overflaten, med gjennomgående hastigheter rundt 0.1 - 0.2 m/s, noe som stemmer godt med målingene fra ADCP-en (Figur 4.20a). Dypere nede, på 100 meters dyp, er hastigheten lavere og retningen er ikke like ensrettet mot nord-vest, men også en del mot sør-øst. Denne retningen stemmer ikke like bra med målingene, selv om hastighetene fortsatt samsvarer greit. For de to andre punktene er situasjonen relativt lik. I overflaten er retningen hovedsakelig mot sør, og gjennomgående hastighet er på rundt 0.1-0.15 m/s. Her er det derimot større endring i retning i dypet, hvor størsteparten av strømmen er rettet mot nord-øst.



(a)

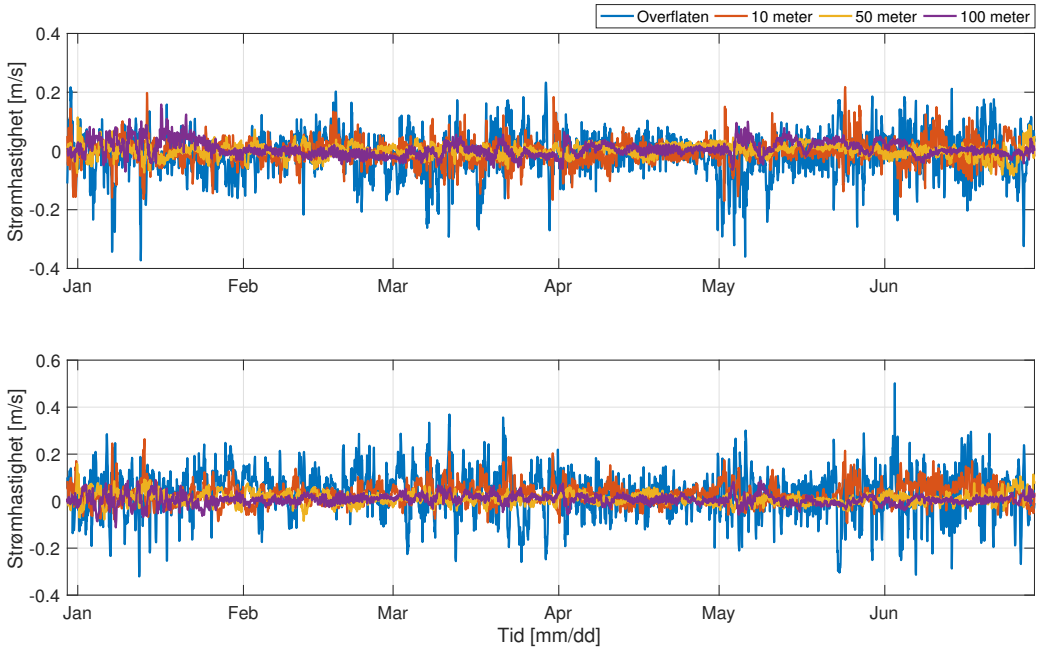


(b)



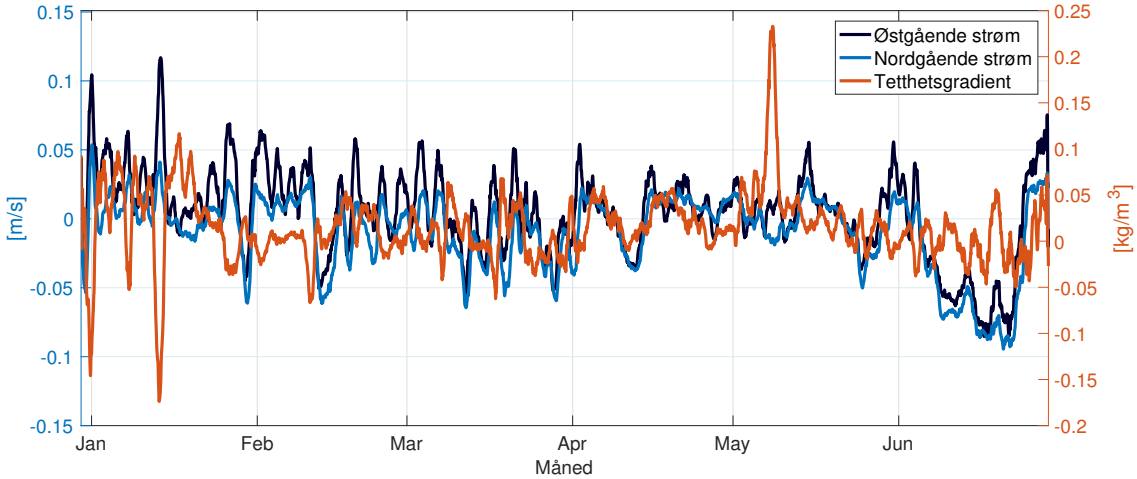
(c)

Figur 4.22: Modellert middelstrøm i perioden januar til juni 2019, på 0, 10 og 50 meters dyp. Hastigheten på strømmen er vist med fargeskala og retningen er indikert med piler i annenhver gittercelle.

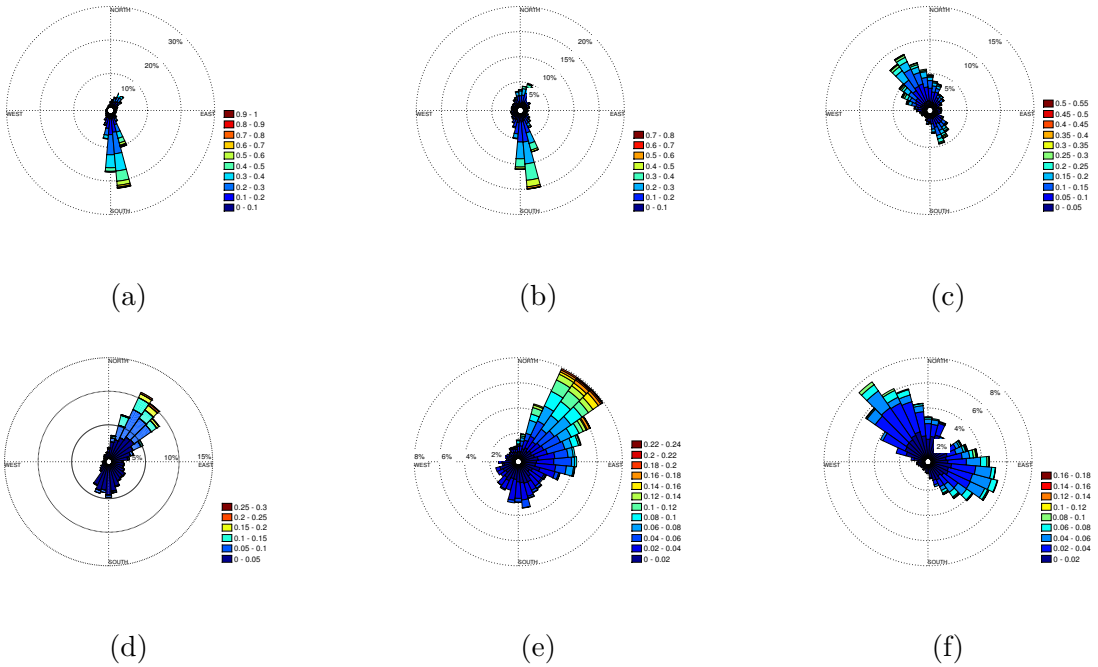


Figur 4.23: Modellert strømhastighet på 4 ulike dyp i perioden 01. januar til 30. juni 2019, i en gittercelle i området hvor strømmåleren var plassert (Figur 3.3). Østgående strøm er vist i øverste panel og nordgående i nederst.

Figur 4.22c viser at middelstrømmen i området rundt Askøybroen ligger på under 0.1 m/s. For å se om trykk er med på å drive strømmen på 50 meters dyp, er det i Figur 4.24 plottet tidsserie av både hastighetskomponenter og tetthetsgradient beregnet som differansen mellom tettheten i den aktuelle gittercellen, og en celle i åpningen mellom Vatlestraumen og Hjeltefjorden. Resultatet viser en klar sammenheng mellom tetthetsgradienten og strømhastigheten. Spesielt i juni er det en tydelig endring i tetthetsgradienten som også følges av en endring i hastighet. Den østgående strømmen (svart kurve) ser ut til å være mest påvirket av tettheten.



Figur 4.24: Tetthetsforskjell mellom gitterceller ved Askøybroen og Vatlestrauemen og strøm på 50 meters dyp i et punkt nære Askøybroen.

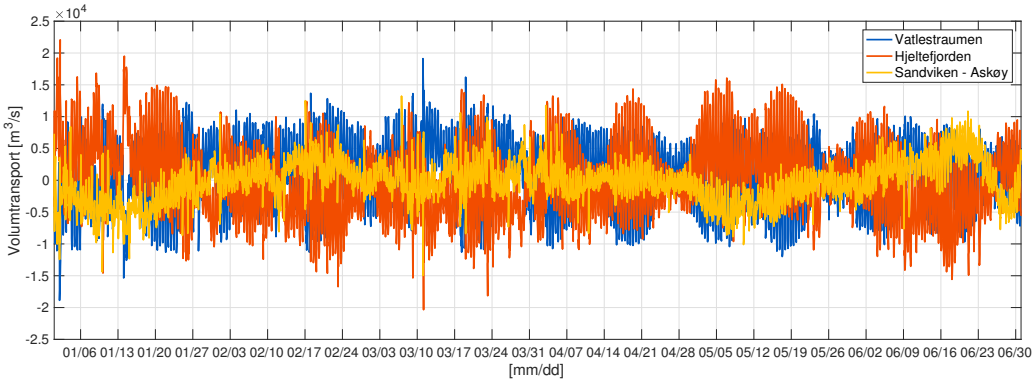


Figur 4.25: Strømroser for tre punkter på tvers av fjorden mellom Askøy og Sandviken (vist fra vest mot øst), og for to ulike dyp (overflate i øverste linje, og 100 meters dyp nederst). Figurene viser strømmen gjennom perioden 1. januar til 30. juni 2019, hvor radiusen angir hyppigheten av de ulike tilfellene av strøm (hastighet og retning) i prosent. Fargeskalaen angir hastighet, hvor de laveste hastigheten er innerst mot sentrum og de høyeste er ytterst på sektoren. Strømretningen er den veien sektoren peker, og oppløsning på retning er 5°

4.3.3 Volumtransport og utskiftningstid

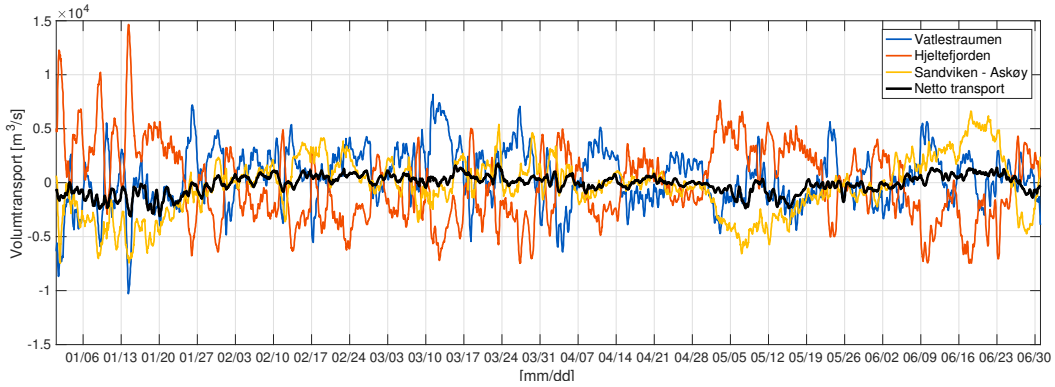
Balansen mellom transporten inn og ut gjennom de ulike åpningene gir et bilde på hvor god utskiftningen av vannet i fjorden er. I Byfjorden er det som nevnt åpninger mot Vatlestraumen og Hjeltefjorden i sør/vest-enden av fjorden, og mot Herdlefjorden og Salhusfjorden i nord. Johannessen et al. (2010) beskrev Vatlestraumen og spesielt Hjeltefjorden som hovedårer for innstrømming, og derfor har jeg valgt å fokusere på tverrsnitt i disse to områdene og et tverrsnitt mellom Askøy og Sandviken, for å kunne undersøke volumtransport og utskiftningen i Byfjorden. I Figur 4.26 og 4.27 er modellert netto-volumtransport inn i fjorden gjennom de tre tverrsnittene vist gjennom månedene januar til juni 2019. Førstnevnte med timesverdier for volumtransporten, og sistnevnte med glidende middel for 12-timers intervaller. Med timesverdier er tidevannets påvirkning svært tydelig. Spesielt i Vatlestraumen og Hjeltefjorden ser man ikke bare de halvdaglige variasjonene, men også nipp- og springperiodene til tidevannet. Med 12-timers middel forsvinner de daglige variasjonene, men man kan fortsatt se nipp og spring.

Selv om Vatlestraumen er det smaleste området, er transporten gjennom her av betydelig størrelse. Hjeltefjorden har også sterk transport, mens området mellom Askøy og Sandviken har mye svakere transport til tross for at tverrsnittet er større. Størrelsesmessig viser middelverdier for nettotransport inn i fjorden gjennom alle tre snitt, at Hjeltefjorden og Vatlestraumen har omtrent like stor nettotransport, mens volumtransporten inn (altså mot sør) i snittet mellom Askøy og Sandviken er mer enn to ganger mindre. At strømmen snur på tvers av snittet spiller selvfølgelig en rolle, og gjør at transporten blir lavere enn den kunne vært dersom hele snittet hadde strøm i samme retning. Det at de to andre snittene er betraktelig smalere, gjør at strøm i ulike retninger på tvers av snittet er mindre sannsynlig.



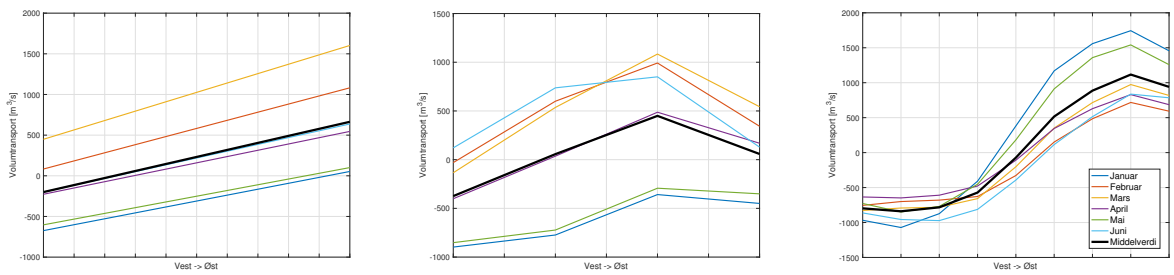
Figur 4.26: Netto volumtransport gjennom tverrsnittene i Vatlestraumen, Hjeltefjorden og mellom Askøy og Sandviken. Tid på x-aksen.

I Figur 4.28 er volumtransporten i hver gittercelle på tvers av hvert snitt vist, med utvikling i tid. På grunn av bredden til Vatlestraumen og Hjeltefjorden, og den begrensa oppløsningen



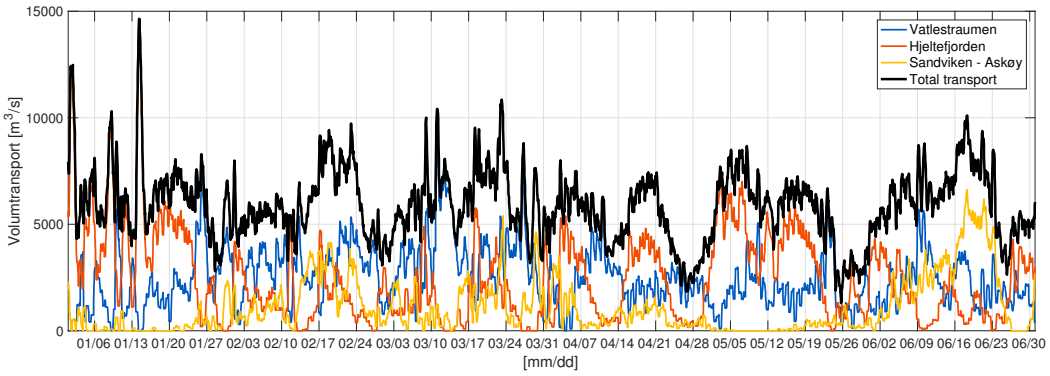
Figur 4.27: Netto volumtransport gjennom tverrsnittene i Vatlestraumen, Hjeltefjorden og mellom Askøy og Sandviken (med running mean - 12 timer)

til modellen, er det bare et lite antall gitterceller som dekker disse snittene. Derfor er det vanskelig å få en representativ beskrivelse av en eventuell forskjell på tvers av snittet (Figur 4.28a og 4.28b). For området midt i Byfjorden er derimot situasjonen er annen. Her gir middeltransport på tvers av snittet er klart bilde av hvordan den totale volumtransporten i hele vannsøylen går i motsatt retning på øst og vest-siden av fjorden (Figur 4.28c). Det er ikke et tydelig mønster i utviklingen fra måned til måned i noen av snittene. Men man ser at for de månedene med negativ transport gjennom Vatlestraumen (figur 4.28a) og Hjeltefjorden (Figur 4.28b) er den nordgående transport på østsiden av Byfjorden også sterkere (Figur 4.28c). Merk at negativ transport i Vatlestraumen vil si transport ut av Byfjorden, mens negativ transport i Hjeltefjorden er transport inn i fjorden. Så for måneder som februar og mars, når transporten er positiv gjennom begge snittene, strømmer vannet inn gjennom Vatlestraumen og ut igjen gjennom Hjeltefjorden. Selv om det samme også stemmer for motsatt fortegn på transporten, så er verdiene ut gjennom Vatlestraumen mye mindre enn det som kommer inn gjennom Hjeltefjorden. Med andre ord kan det se ut som at det er transporten inn gjennom Hjeltefjorden som påvirker strømmen i indre område av Byfjorden mest.



(a) Vatlestrauemn (b) Hjeltefjorden (c) Askøy - Sandviken

Figur 4.28: Middeltransport på tvers av alle tverrsnitt for hver av månedene i første halvdel av 2019. Volumtransport på y-aksen og gitterpunkter på tvers av tverrsnittene på x-aksen. Merk at positive verdier for transport betyr inn i fjorden for Vatlestraumen, men ut av fjorden for Hjeltefjorden og snittet mellom Askøy og Sandviken.



Figur 4.29: Transport inn i fjorden gjennom hvert tverrsnitt og summen av disse i svart. (Alt med running mean - 12 timer)

For å si noe om utskiftningstiden til fjorden, kan man for en stasjonær situasjon bruke ligning 2.4 med verdier for volumet av fjorden og middelverdier for transport inn. Ettersom det er sirkulasjonen og strømmene i de øverste lagene av fjorden som er det viktigste for Bergen kommune sine utslipp og arbeid, har jeg valgt å se på utskiftningen av de øverste 50 metrene i tillegg til det totale volumet. Jeg har i utregningene definert Byfjordsområdet som innenfor tverrsnittene i Vatlestrauemen og Hjeltefjorden til rett sør for inngangen til Herdlefjorden og Salhusfjorden. For å finne volumet av dette området brukte jeg antall gitterceller og størrelsen på disse (160 x 160 m) til å først regne ut overflateareal, før jeg multipliserte hvert gitterareal med dypet. Resultatet av overflateareal, og volum for både de øverste 50 metrene og det totale volumet i fjorden er gitt i Tabell 4.1.

	Byfjorden
Overflateareal [km^2]	42.1
Volum - 50 m [km^3]	2.01
Totalt volum [km^3]	6.44

Tabell 4.1: Overflateareal [km^2], totalt volum og volum for de øverste femti metrene [km^3]

For å finne en middelverdi for transporten inn i fjorden har jeg brukt tidsmiddel av nordgående hastighet fra gittercellene i de tre tverrsnittene, interpolert fra s-koordinater til bestemte dybder, og integrert over enten det totale dypet eller de øverste 50 metrene av vannsøylen. Deretter multiplisert med areal for å få volumtransport gjennom snittene. For utregninger av utskiftningstid er det viktig å bare bruke enten transport ut eller inn i fjorden, så i dette tilfellet er alle verdier med transport ut fjernet ved å ta gjennomsnitt av faktisk transport pluss absoluttverdien til den samme transporten. De resulterende verdiene for hvert tverrsnitt og summen av disse er vist i Figur 4.29. Utskiftningstiden for en stasjonær fjord er basert på middelverdien til den svarte kurven, og resultatet for utregning av volumtransport og utskiftningstid er gitt i tabell 4.2.

I tillegg til å regne utskiftningstid for en stasjonær tilstand, har jeg også brukt metoden tidevannsprisme. Til det har jeg brukt ligning 2.3, og volumet og overflatearealet gitt i Tabell 4.1. Vannstandsvariasjonen under spring (R) er 1.2 m og er fra Kartverket sine tidevannstabeller. Middelsvariasjon er 0.88 m, og for å ta hensyn til forskjellen i vannstand ved spring og nipp er verdien $0.73 = \frac{1.2}{0.88}$ brukt i ligning 2.3. Utregningen for utskiftningstid er gjort med to ulike verdier for λ. Først med ingen tilbakestrømming ($\lambda = 0$), og så med tilbakestrømming ($\lambda = 0.5$). Disse verdiene for λ ble beskrevet av Gillibrand (2001) som greie til beskrive variasjonen i utskiftningstid som følge av tidevann. Resultatet for utskiftningstiden til Byfjorden er gitt i nederste del av Tabell 4.2.

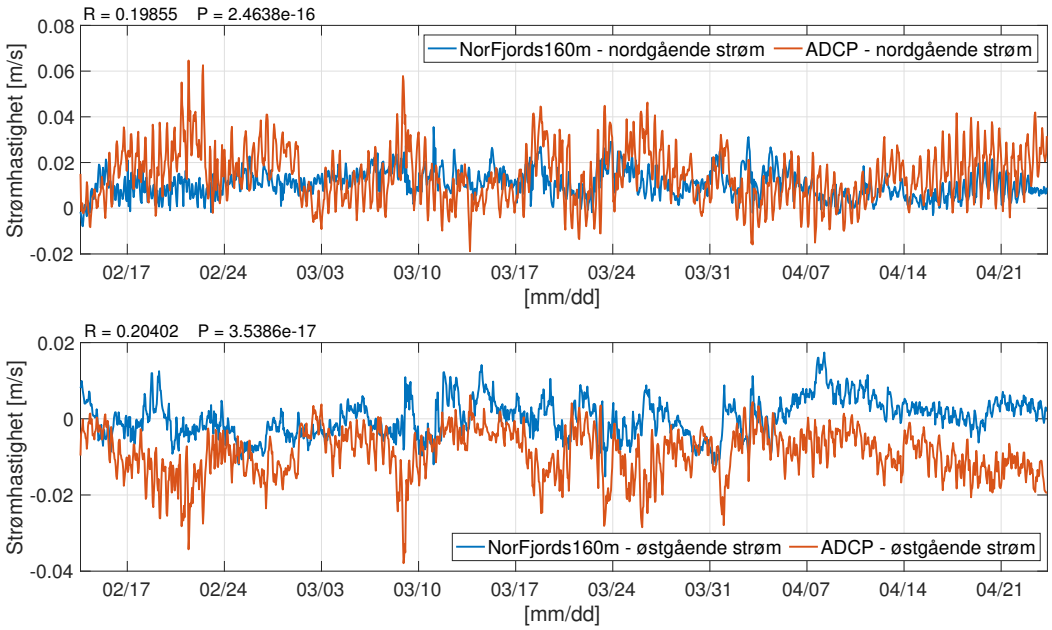
	Totalt volum	**50 m**
Volumtransport [km^3/d]	0.354	0.161
Utskiftningstid - stasjonær tilstand [d]	18.2	12.5
Standardavvik utskiftningstid [d]	4.41	3.61
Tidevannsprisme:		
Utskiftningstid [d] (λ=0)	91.3	28.9
Utskiftningstid [d] (λ=0.5)	182.5	57.7

Tabell 4.2: Middelverdi for volumtransport [km^3/d] og resulterende utskiftningstid for en stasjonær tilstand (øverste del). Utskiftningstid gitt med metoden tidevannsprisme (nederste del). Utskiftningstiden er gitt i dager, og er utregnet for to ulike fjordvolum; det totale volumet og de øverste femti metrene.

Episodene med sterk innstrømming observert av strømmåleren i Sandviken (Figur 4.18) kan også brukes til å undersøke utskiftningen i fjorden. Eksempelvis kan man se på hvor stor volumtransport det er i vannsøylen i løpet av en sånn episode. Med utgangspunkt i episoden på slutten av måleperioden, kan vi bruke middelhastighet på 15 cm/s, innstrømming over et lag på 30 meter, over syv dager, til å regne ut volumtransport. Hvis vi i tillegg går ut i fra at denne innstrømningen dekker hele bredden av fjorden (2.4 km i snitt), får vi volumtransport på 0.902 km^3/d. Dette gir en utskiftningstid på 2.23 dager for de øverste femti metrene. Men med tanke på at middelstrømmen i dette området snur på tvers av fjorden, er det urealistisk at instrømningen går over hele fjordbredden. Så i stedet kan vi gå ut i fra at innstrømningen kommer gjennom Vatlestraumen og dekker hele bredden der. Da får vi en volumtransport på 0.244 km^3/d og utskiftningstid på 8.23 dager. Denne tiden er rett i underkant av standardavviket til utskiftningstiden for en stasjonær fjord. I den utregningen er hastighet fra Sandviken brukt, men hastighetene i Vatlestraumen er ofte høyere. Dermed kan vi anta at utskiftningstiden ville blitt enda litt lavere med strømhastighet derfra.

4.3.4 Korrelasjon mellom observasjoner og modellresultater

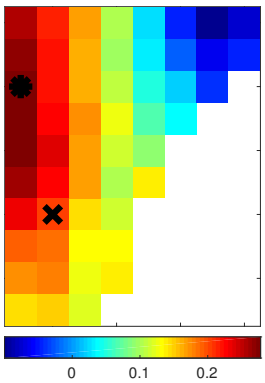
Sammenligning av observert hastighet og modellert hastighet i en gittercelle i nærheten av plasseringen til riggen, viser en viss likhet i størrelse og retning, men også en del ulikheter og variasjon (Figur 4.30). Figuren viser begge vertikalintegrerte hastighetskomponenter i den aktuelle cellen. Beregnet korrelasjonskoeffisient (R) og signifikans-målet (P) til denne står over hvert subplot. Punktet denne sammenligningen er gjort for er vist med et kryss i kartene i Figur 4.31. Kartene viser korrelasjonen mellom de nordgående komponentene til høyre og østgående komponenter til venstre. I Figur 4.30 ser vi at korrelasjonen mellom observasjon og modell er rundt 0.2 for begge komponenter, og at P-verdien for begge er svært lav. P-verdien forteller hvor sannsynlig det er å få den aktuelle korrelasjonsverdien helt tilfeldig i et tilfelle hvor den sanne korrelasjonen er null. Det vil si at jo høyere verdi for P, jo mindre pålitielig er den beregnede korrelasjonen. I begge disse tilfellene er P svært lav, noe som indikerer at korrelasjonsverdiene er signifikant forskjellig fra null. Korrelasjonen er lav, men en høy verdi ville heller ikke vært forventet med tanke på at strømhastighet er svært varierende, og det er urealistisk at modell og observasjon skal stemme nøyaktig i både verdi og fase hele tiden. For denne sammenligningen er det viktigere å se på standardavvik, differanse i styrke og om retningen til de to stemmer.



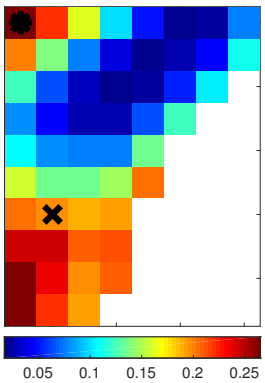
Figur 4.30: Vertikalintegrert hastighet fra modell (blå linje) og observasjoner (oransj linje). v-komponenten i øverste panel, og u-komponenten i nederste. Korrelasjonen (R) mellom modellen og observasjonen og signifikasen (P) av dette står over hvert panel.

For begge strømkomponentene viser målingene større daglig variasjon enn det modellen beregner. Nord-sør-komponentene stemmer likevel greit overens i både retning og styrke. For målingene er middelverdien på 0.0142 m/s og standardavvik er 0.0120 m/s for nord-sør-

komponenten, og 0.0105 m/s i middelverdi og 0.006 m/s i standardavvik for modellresultatet. Differansen mellom middelverdiene blir da 3.6e-3 m/s, som er innenfor verdiene for standardavvik. I noen perioder, for eksempel mellom 17 og 24 februar, har modellen litt svakere strøm enn målingene. Men stort sett varierer de begge rundt samme verdi. For øst-vest-komponenten samsvarer fortegnene i mindre grad. Ikke sjelden viser modellen østgående strøm, mens observasjonene har vestgående. Spesielt i april er dette tydelig. Gjennomsnittet for øst-vest-komponenten i målingene er på -9.1e-3 m/s, mens gjennomsnittet fra modellen er 0.34e-3 m/s. Med andre ord går middelstrømmen for de to variablene i motsatt retning. Dette gjør at differansen er på 9.6e-3 m/s, til tross for lave middelverdier. Standardavviket for øst-vest-komponenten er på 6.2e-3 og 5.0e-3 for henholdsvis observasjon og modell. Det vil si at differansen mellom middelverdiene er større enn standardavviket for de to variablene. Området disse dataene er fra er dominert av nordgående strøm, som vist av både middelverdier fra hele området fra NorFjords160m (Figur 4.22) og målingene fra ADCP (Figur 4.18). Så at ikke øst-vest-komponentene i målingene og modellen stemmer godt overens, trenger ikke ha så stor betydning. Modellen har fortsatt gode resultater for den dominerende hastighetskomponenten.



(a) u

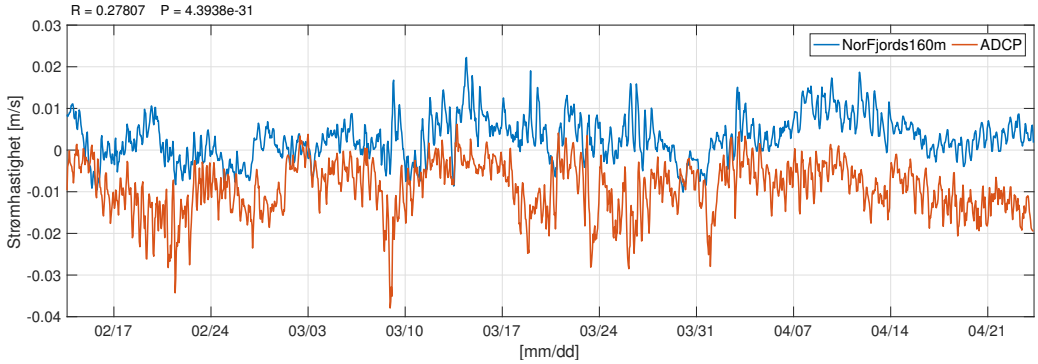


(b) v

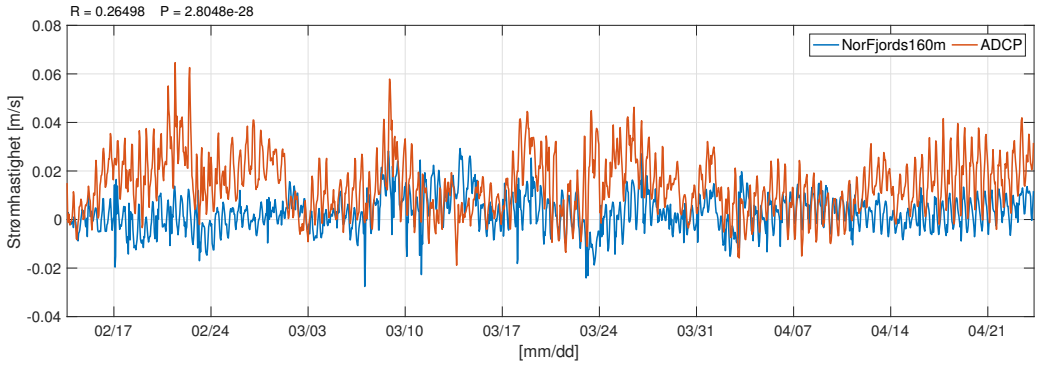
Figur 4.31: Oversikt over området rundt der B2 var plassert ut, med Sandviken på høyre side, og korrelasjonen mellom adcp-målingene og modelldataene i hver gittercelle. Det svarte krysset indikerer gittercellen som er brukt til beregningene og plottet i Figur 4.30, og den svarte sirkelen gittercellene brukt i Figur 4.32 og 4.33.

Kartene i Figur 4.31 viser at det er flere andre gitterceller hvor korrelasjonen mellom NorFjords160m og målingene stemmer bedre enn i cellen valgt ut som nærmest til målepunktet. Likevel er det ingen steder verdier går mye over 0.25, som fortsatt er en relativt lav korrelasjon. I Figur 4.32 og 4.33 er målinger og modellresultater for gittercellene med høyest korrelasjon vist for henholdsvis øst-vest- og nord-sør-komponent. Disse gittercellene er markert med en svart sirkel på kartene i Figur 4.31. For den østgående strømmen ser vi samme tendenser som i den andre gittercellen. Modellen viser ofte strøm mot øst, mens målingene

går mot vest. Differansen mellom middelverdiene er på 0.0121 m/s, som er betydelig høyere enn i det andre gitterpunktet. Det er også større enn verdiene for standardavvik for de to variablene. Dette viser at selv om korrelasjonen er høyere her, stemmer ikke dataene bedre overens. For nord-sør-komponenten ser det også ut som at dataene stemmer dårligere overens i dette punktet, til tross for høyere korrelasjonsverdi. Modellresultatene i denne gittercellen varierer rundt null gjennom hele perioden, noe som fører til at det oftere er ulikt fortegn på det og målingene. Differanseverdiene i dette tilfellet er 0.0115 m/s. Mest sannsynlig er de litt høyere korrelasjonsverdiene i disse gittercellene helt tilfeldig, spesielt med tanke på at gittercellene faktisk ligger ganske langt unna målepunktet.



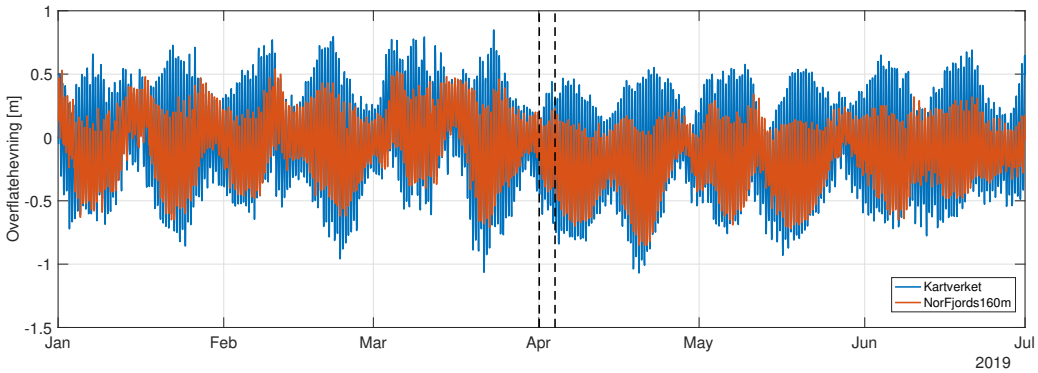
Figur 4.32: Vertikalintegrert øst-vest-hastighet fra modell (blå linje) og øst-vest komponent fra observasjoner (oransje linje). Modelldata tatt fra punktet markert med svart sirkel i Figur 4.31a. Korrelasjon (R) mellom variablene og signifikansen (P) står skrevet over figuren.



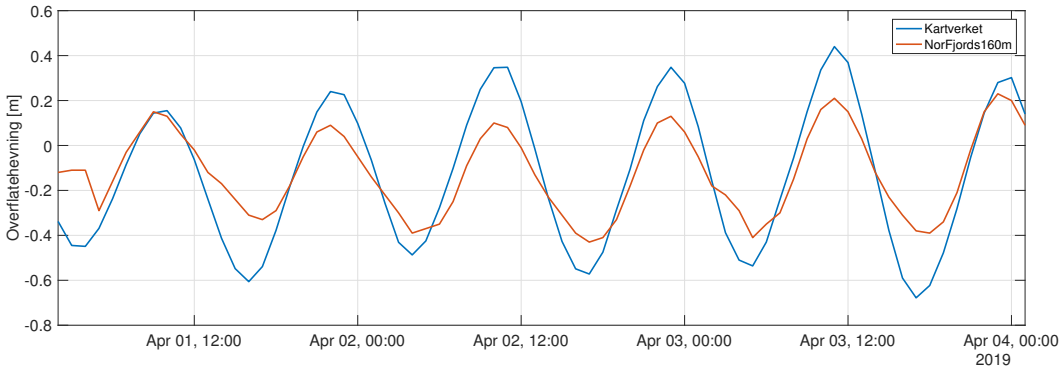
Figur 4.33: Vertikalintegrert nord-sør-hastighet fra modell (blå linje) og nord-sør komponent fra observasjoner (oransje linje). Modelldata tatt fra punktet markert med svart sirkel i Figur 4.31b. Korrelasjon (R) mellom variablene og signifikansen (P) står skrevet over figuren.

Sammenligning av observert vannstand i Vågen og modellert vannstand fra tilsvarende gittercelle (Figur 4.34) viser at modellen underestimerer også variasjonen i overflatehevning. Både under nipp og spring er amplituden i modellresultatene lavere enn observasjonene. Med fokus på en kortere periode, markert med svarte streker i Figur 4.34, ser man at fasen på de to kurvene derimot stemmer godt overens (Figur 4.35). Flo og fjære kommer omtrent

samtidig i modellen og målingene.

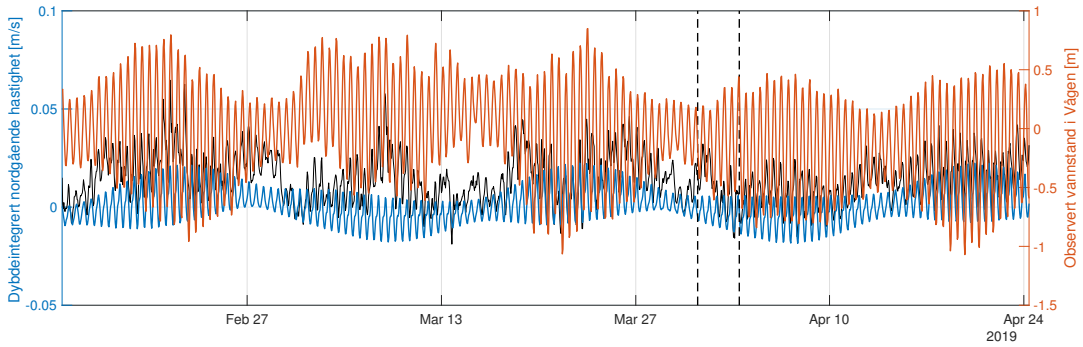


Figur 4.34: Observert vannstand fra Kartverket sin målestasjon i Vågen (blå), og vannstand fra NorFjords160m (oransje). Periode plottet i Figur 4.35 vist med svarte linjer.

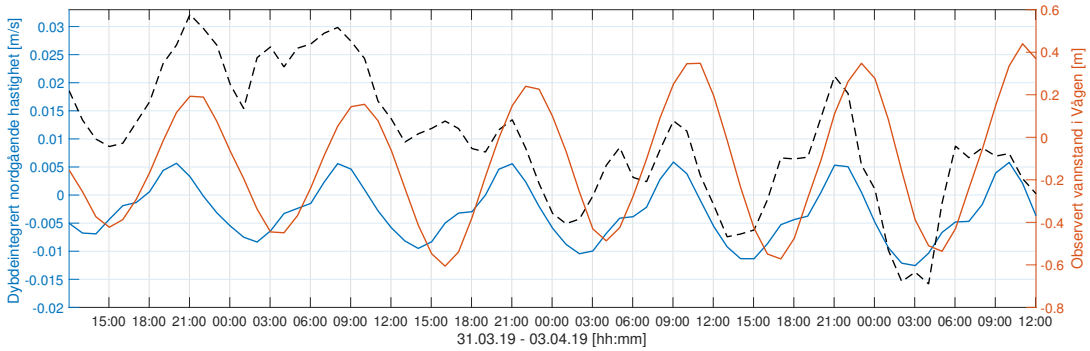


Figur 4.35: Observert vannstand fra Kartverket sin målestasjon i Vågen (blå), og vannstand fra NorFjords160m (oransje), for perioden vist med svarte linjer i Figur 4.34.

For å få en indikasjon om hvordan tidevannsbølgen beveger seg i fjorden er det i Figur 4.36 plottet både observert vannstand, nordgående tidevannsstrøm og total strøm. Strømmen er integrert over dypet og kjørt gjennom en tidevannsanalyse for å også kunne se på strømmen bare drevet av tidevannet. I Figur 4.37 er de samme variablene plottet for en kortere periode (markert med svarte streker i Figur 4.36). Her ser vi at strømmen er sterkest mot nord eller sør rundt to timer før vannstanden er på sitt høyeste eller laveste, og strømmen skifter fortegn omtrent samtidig som det er høyvann. Dette tyder på at tidevannet beveger seg som en stående bølge. En progressiv bølge ville hatt lavest og høyest hastighet samtidig med laveste og høyeste vannstand.



Figur 4.36: Observert vannstand fra Kartverket sin måler i Vågen, med akse på høyre side (orasje). Dybdeintegrert, nordgående strøm (svart linje) og tidevannsstrøm (blå) målt av ADCP, med akse på venstre side. Periode plottet i Figur 4.37 vist med svarte linjer.



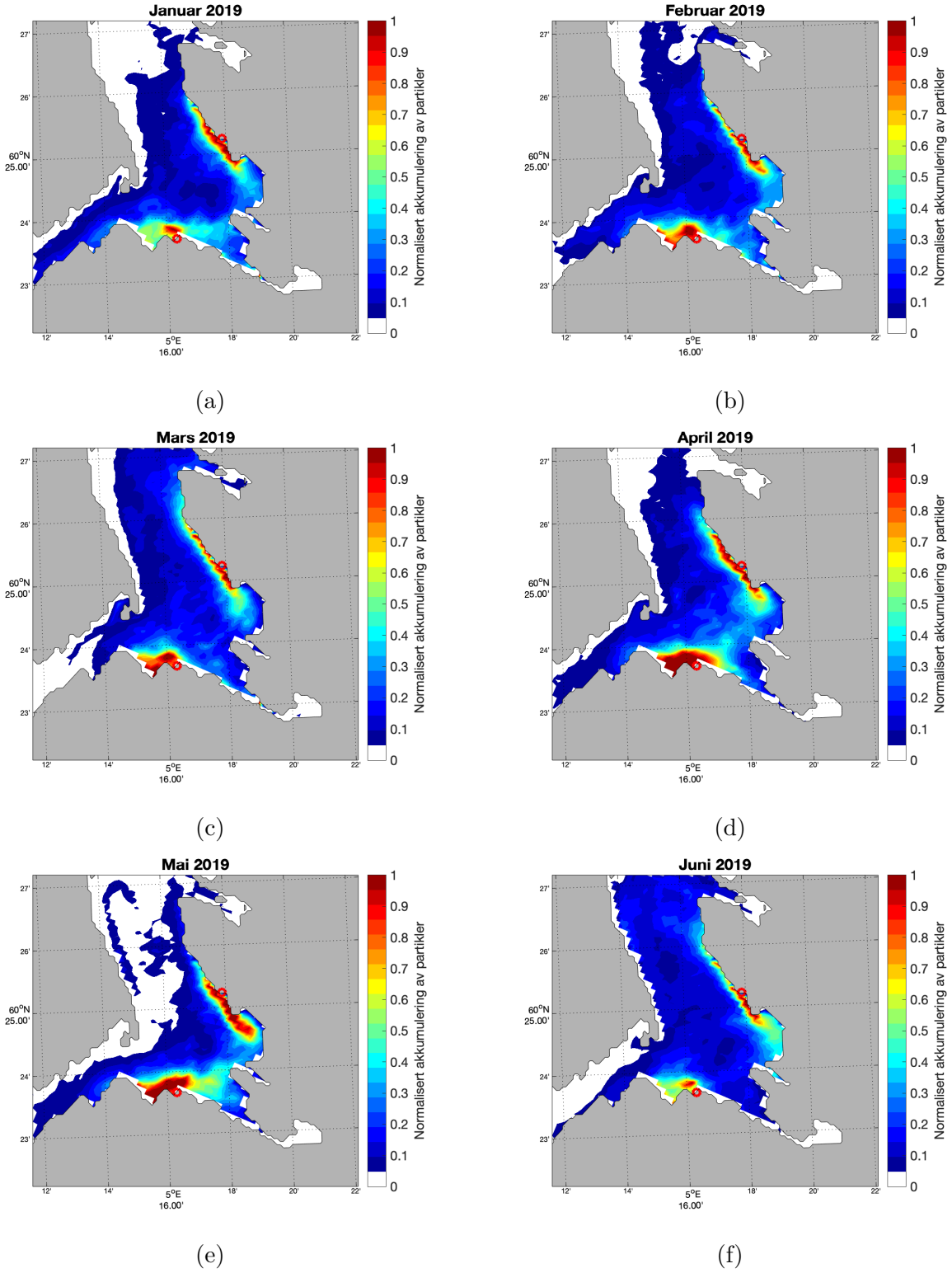
Figur 4.37: Observert vannstand fra Kartverket sin måler i Vågen, med akse på høyre side (orasje). Dybdeintegrert, nordgående strøm (svart linje) og tidevannsstrøm (blå) målt av ADCP, med akse på venstre side. x-aksen er perioden vist med svarte linjer i Figur 4.36. (Merk at null-linjene for strøm og vannstand er ulike)

4.4 Spredningssimuleringer

Partikkelspredningsmodellen LADIM er som nevnt i kapittel 3.1 kjørt for to ulike situasjoner i dette arbeidet. Først for månedslange perioder med utslipp fra to punkter; et i området ved Sandviken renseanlegg og dets utslippspunkt, og et tilsvarende i nærheten av Holen renseanlegg. I disse kjøringene blir partiklene sluppet ut på 40 meters dyp, før de stiger med en vertikalhastighet på 0.5 m/s til et innlagringsdyp på 10 meter. Derfra spres partiklene med pådriv fra strømfeltet i modellresultatene fra NorFjords160m. Gjennom hele kjøringen blir partikler sluppet ut kontinuerlig. Siden utslippsmengden fra renseannlegget på Holen i snitt er større enn fra Sandviken, blir 17 partiklert sluppet i timen fra Holen og 10 fra Sandviken.Tidsstegene i kjøringen er på 30 sekunder og for å få med bevegelse innad i de 160 meter store gittercellene er horisontal diffusjon satt til 0.01 m^2/s. Dette styrer random walk-funksjonen, som beveger partiklene i en vilkårlig retning innenfor en viss radius. Kjøringen ble også gjort med høyere horisontal diffusjon, men resultatet ble da urealistisk stor bevegelse på kort tid. For å få med nedbrytningen av organiske partikler er maksimal levetid på partiklene satt til 3 dager. Også dette ble testet ved å kjøre med både lengre og kortere levetid, men resultatene viste relativt liten variasjon i spredningsmønster som følge av dette.

I Figur 4.38 er resultatet fra spredningsmodellen vist med normalisert akkumulering av partikler i hver gittercelle. Dette vil si at områder ved verdier opp mot 1 har høy konsentrasjon partikler fra utslippet gjennom perioden. Partiklene vil spre seg over hele fjorden, også ut mot kysten eller fjorder innenfor, men i denne presentasjonen er verdier lavere enn 0.05 fjernet for å vise hvor påvirkniningen av partikler er størst. De røde sirklene i figurene viser de to utslippspunktene.

Resultatet fra kjøringene av LADIM (Figur 4.38) viser at mesteparten av partikkelskyen forblir i relativ nærhet til utslippspunkt, både i Sandviken og på Holen. Fra Holen går en del av utslippet inn mot Simonsviken i flere av månedene. Her har også NIVA tidligere funnet oppsamlinger av utslipp og negative konsekvenser av dette. På grunn av disse observasjonene har kommunen flyttet utslippspunktet mot øst, bort fra Simonsviken, og sett en positiv effekt av det. I modelleringen er som nevnt antall partikler sluppet ut større ved Holen enn ved Sandviken. Likevel ser vi at partikkelskyen i flere tilfeller brer seg mer utover fra Sandviken enn fra Holen. Utbredelsen her er hovedsakelig nord-sør, som stemmer bra med at middelstrøm i dette område også er nord-sør (Figur 4.25c). Ved Holen er den største konsentrasjonen ofte i et lite punkt rett utenfor utslippspunktet, men tidvis er det utbredelse både mot Simonsviken på vestsiden av utslippspunktet og inn mot Puddefjorden. I noen tilfeller ser vi også at partiklene fra de to utslippene møtes ved Nordnes. Det er i disse tilfelle sentrumsområdene har høyest konsentrasjon, og spesielt indre Sandviken og Laksevåg/Damsgård er da utsatte områder.



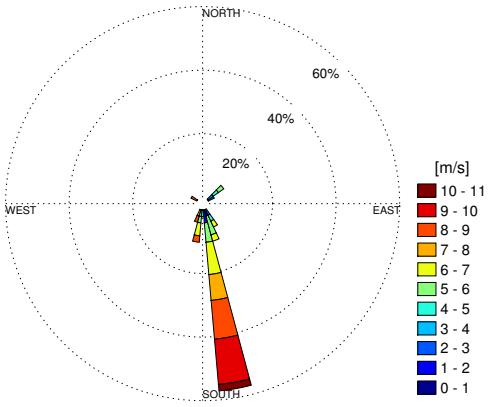
Figur 4.38: Normalisert akkumulering av partikler fra utslipp ved Holen og Sandviken renseannlegg (utslippspunkt markert med rød sirkel) i månedene januar til juni 2019.

4.5 Overflatedrift

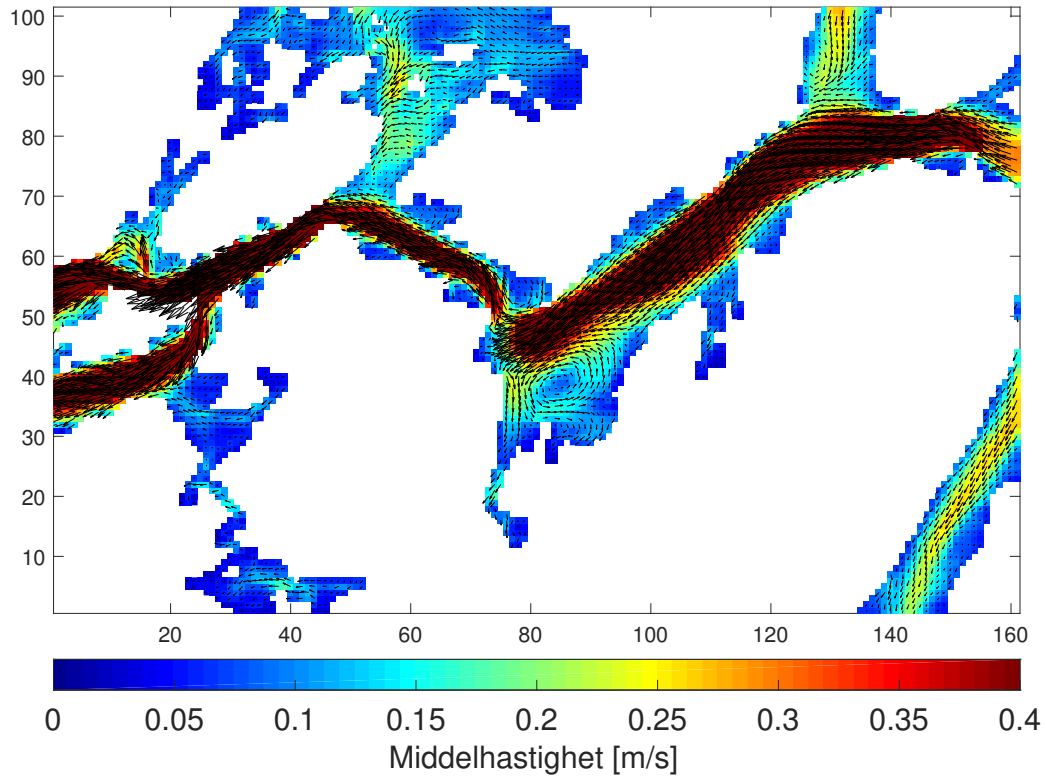
4.5.1 Simuleringer

For de korte, væravhengige kjøringene for overflatedrift, er de fleste av egenskapene til partiklene fjernet. Det er ingen levetid og horisontal diffusjon er også her satt til 0.01 m^2/s. 10 partikler blir sluppet en gang på starten av hver kjøring. Partiklene blir sluppet ut på 1 meters dyp, og holder seg der gjennom hele kjøringen. Det er også gjort tester med utslipp på 0 meters dyp, men resultatet viste da at partiklene ofte ble ført rett mot land av vinden. Så for å få med drift som følge av strømmen i overflatelaget, og ikke bare vinddrevet drift, valgte jeg å bruke strømmen på 1 meters dyp i stedet. Periodene for kjøringer er valgt ut i fra retning og styrke på vinden. Alle periodene er mellom 36 og 48 timer lange, og har enten konsistent retning og sterk vind, eller konsistent svak vind. I alt 15 kjøringer er gjort for ulike perioder mellom januar og juni 2019.

I dette delkapittelet presenteres resultatet fra fire kjøringer, men resultatene fra resten av kjøringene er lagt ved i Appendix 7.4. For hver av kjøringene er driften plottet med ulike farger for partiklene fra de tre startpunktene (markert med svart stjerne). I tillegg er middelverdien for overflatestrømmen og vinden i den aktuelle perioden vist i hver sin figur. Vinddatene brukt her er de samme som er brukt i kjøringene av NorFjords160m. For å få en grei representasjon av vindsituasjonen på fjorden brukte jeg data fra de samme tre punktene som for partikkelutslipp, og midlet verdiene for både retning og styrke.

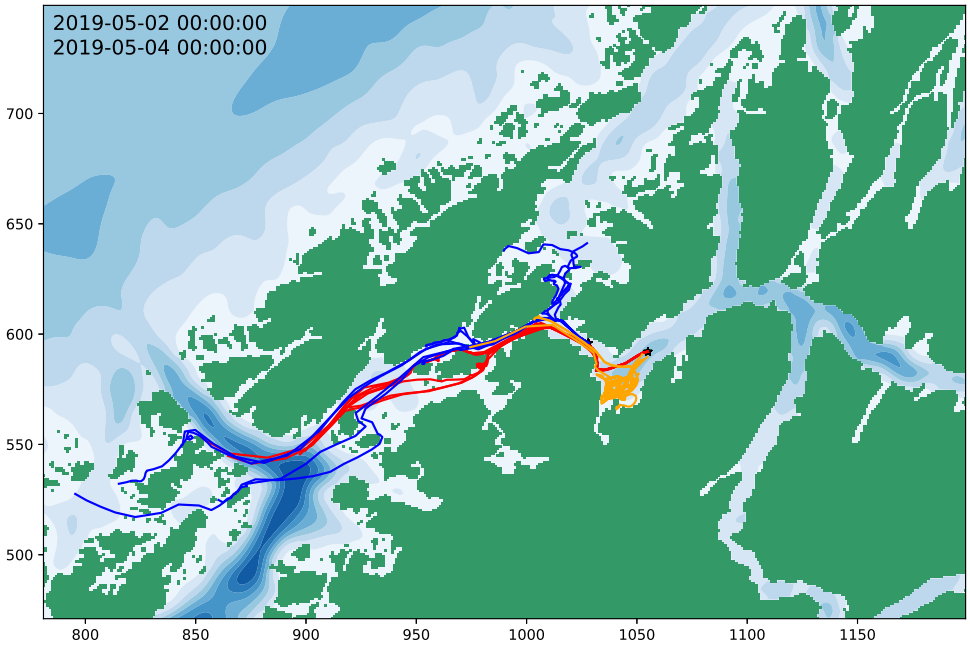


Figur 4.39: Vind over Byfjorden i tidsrommet 2. mai kl 00.00 og 4. mai kl 00.00. Vindstyrke vist med fargeskala, og vindretning mot den veien barene peker. Prosent angir hyppigheten til vindepisodene.



Figur 4.40: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 2. mai kl 00.00 og 4. mai kl 00.00. Hastighet vist med fargeskala, og retning med piler i annenhver gittercelle. y- og x-aksen viser antall gitterceller.

Den første kjøringen som presenteres er fra midnatt 2. mai til midnatt 4. mai. Det er en periode med nordavind på opp mot 10 m/s (Figur 4.39) og sterk strøm ut fjorden i overflaten (Figr 4.40). Ferskvannstilførsel fra snøsmelting på våren driver overflatelaget utover, men strømmen blir forsterket av vindpådraget i samme retning. Alle kjøringene som er gjort for perioder med nordavind på våren, viser samme tendens til svært sterk strøm utover i fjorden som følge av både ferskvannstilførsel gjennom Salhusfjorden og vindpådrag. I januar er ikke strømmen like sterk og det går også en strøm ut gjennom Hjeltefjorden, til tross for at vindpådraget er likt som i vårperiodene. For perioden fra 02 mai er strømmen relativt ensretta sørover i fjorden. Fra nordre del går strømmen rett mot land på Laksevåg, for så å dele seg enten mot kysten eller inn i en syklonsk sirkulasjon nord for sentrum. Videre strømmer vannet ut gjennom Vatlestraumen, mens det er lite strøm i Hjeltefjorden. Driften for denne perioden er vist i Figur 4.41, og det er tydelig at partiklene følger strømfeltet i fjorden. Fra startpunktet ved Nordnes sirkulerer mange av partiklene i fjordbassenget, før noen etterhvert strømmer utover mot kysten. Fra de to andre startpunktene (ved Askøybroen og midt mellom Sandviken og Askøy), beveger partiklene seg direkte ut av fjorden. Noen få partikler ender opp i Hjeltefjorden, mens resten følger middelstrømmen sørover ut gjennom Vatlestraumen og Raunefjorden. I løpet av de 48 timene driften går over, er det flere partikler som ender opp

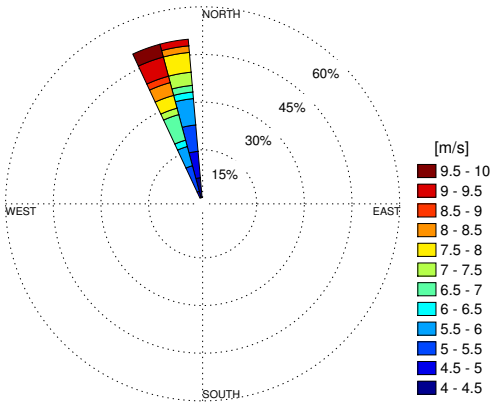


Figur 4.41: Overflatedrift fra tre startpunkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 2. mai kl 00.00 og 4. mai kl 00.00. Fra hvert startpunkt er det sluppet ti partikler med ti resulterende drivbaner. Dybde inkikert med blå konturer, landområder i grønt. Start- og slutttidspunkt står i øvre, venstre hjørne.

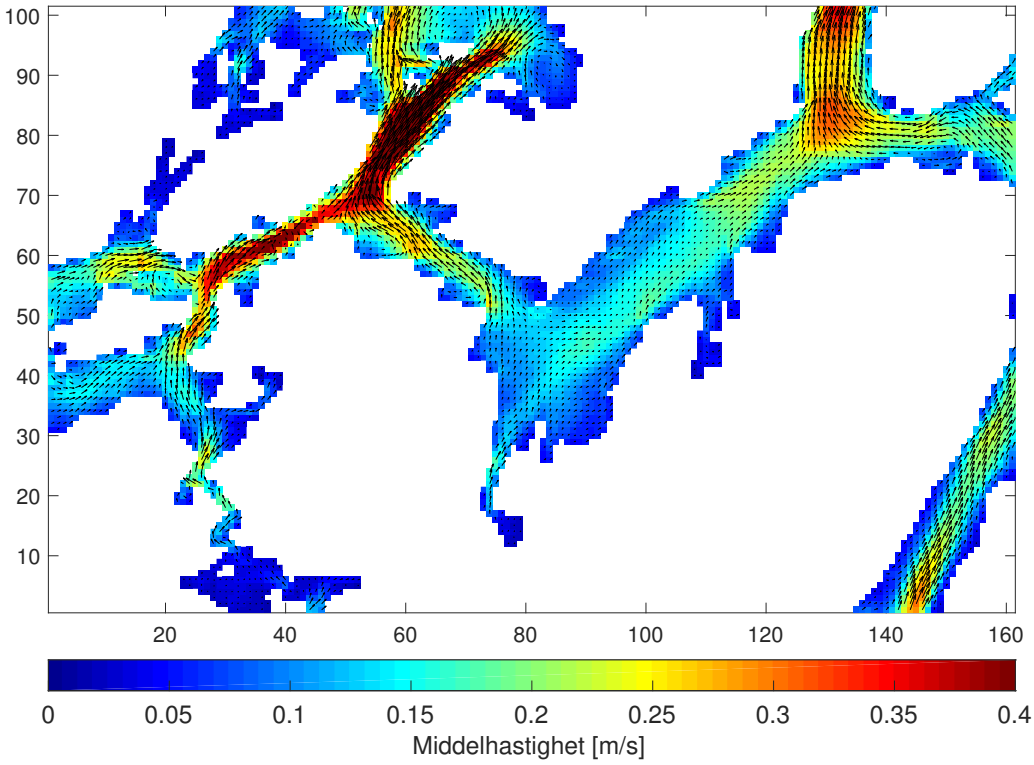
sør ved Møkster på Austevoll. Dette utgjør en avstand på over 45 km og gir en middelhastighet på 26 cm/s. Lignende drift ser vi også i kjøringer for lignende perioder (Appendix 7.4).

Perioden 24. til 25. januar hadde sønnavind med hastigheter opp mot 10 m/s (Figur 4.42). Middelstrømmen (Figur 4.43) i Vatlestraumen og ut Hjeltefjorden er sterk, mens indre område av Byfjorden er relativt rolig nord til Salhusfjorden hvor hastigheten øker igjen. I leia mellom Askøy og Bergen strømmer vannet utover mot kysten, mens det i resten av Byfjorden strømmer nordover og ut Herdlefjorden. Disse strømmønstrene vises også tydelig i driften på partiklene (Figur 4.44). Fra startpunktet under Askøybroen går alle partiklene ut gjennom Hjeltefjorden. Fra Nordnes driver partiklene nordover og ut gjennom Herdlefjorden. Og fra startpunktet lengst nord er driften ut gjennom Radøyfjorden. Den lengste avstanden i denne kjøringen er på rundt 29 km, som gir en middelhastighet på 17 cm/s.

For andre kjøringer av LADIM med lignende vindsituasjon varierer driften på partiklene mye (Appendix 7.4). Spesielt i indre område, som ofte har svært svak strøm ved sønnavind, er driften ofte turbulent og uforutsigbar. I flere av tilfellene blir partiklene etterhvert tatt av sterkere strøm i andre områder og ført ut av fjorden enten gjennom Hjeltefjorden eller Herdlefjorden. Felles for de fleste av disse kjøringene er likevel at driften er turbulent og at



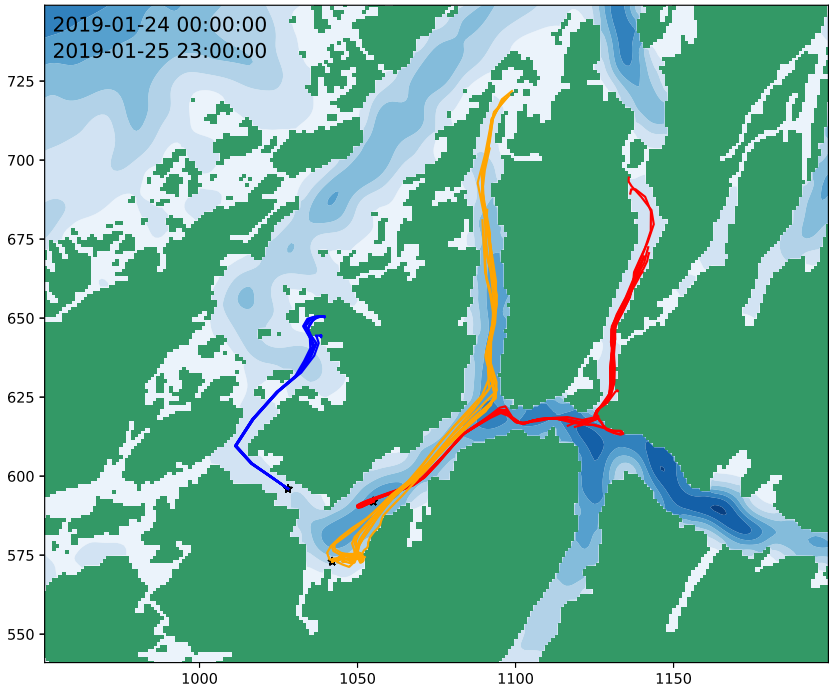
Figur 4.42: Vind over Byfjorden i tidsrommet 24.jan kl 00.00 og 25.jan kl 23.00, som vist i Figur 4.39



Figur 4.43: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 24.jan kl 00.00 og 25.jan kl 23.00, som vist i Figur 4.40.

partiklene ikke flytter seg over veldig store avstander.

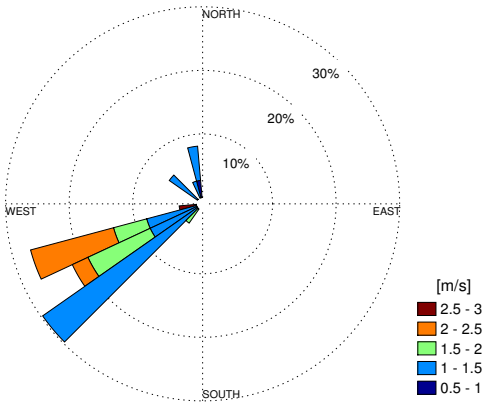
Den tredje kjøringen presentert her, er fra midnatt 27. januar til klokken 12 28. januar 2019.



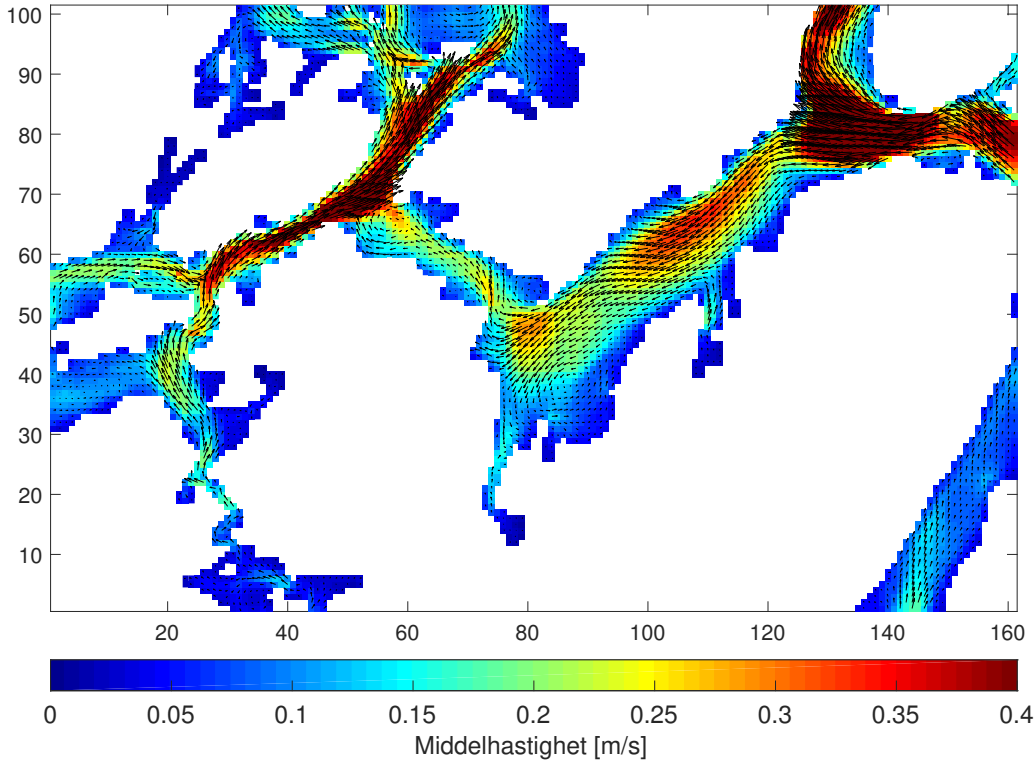
Figur 4.44: Overflatedrift i tidsrommet 24.jan kl 00.00 og 25.jan kl 23.00, som vist i Figur 4.41.

Denne perioden hadde lite vind (Figur 4.45), med hastighet under 3 m/s. Til tross for svak vind, viser middelverdiene relativt sterk strøm i store deler av fjorden (Figur 4.46). Kystvann strømmer inn gjennom Vatlestraumen og ut gjennom Hjeltefjorden. Indre område har relativt sterk strøm fra nord gjennom Salhusfjorden. Så selv om vinden ikke er sterk, så stemmer retningen på strømmønsteret greit overens med vindretningen som er fra øst-nordøst. Driften i denne perioden går over korte avstander (Figur 4.47). Fra de to innerste startpunktene beveger partiklene seg langs land ved Sandviken og inn i Puddefjorden. Fra det ytterste startpunktet går driften ut Hjeltefjorden, men heller ikke her er avstanden spesielt stor. For andre kjøringer i perioder med svak vind, ser vi de samme tendensene. Relativt sterk strøm som i flere av tilfellene alltid er rettet utover mot kysten, til tross for vind i motsatt retning. Men selv om strømhastigheten er sterk flere steder, er driften stort sett ikke spesielt lang.

Den siste kjøringen er for en periode med sterk vind med skiftende retning fra sør til vest, 22. til 24. mars (Figur 4.48). Dette er en av få perioder hvor middelstrømmen i hoveddelen av Byfjorden er rettet nordover, med hastighet opp mot 25 cm/s (Figur 4.49). Bare i Vatlestraumen er strømhastigheten høyere, og her går strømmen nordover og ut igjen gjennom Hjeltefjorden. Driften følger strømmen også i dette tilfellet (Figur 4.50). Fra det ytterste startpunktet går partiklene ut gjennom Hjeltefjorden hvor de så føres inn mot land på vest-

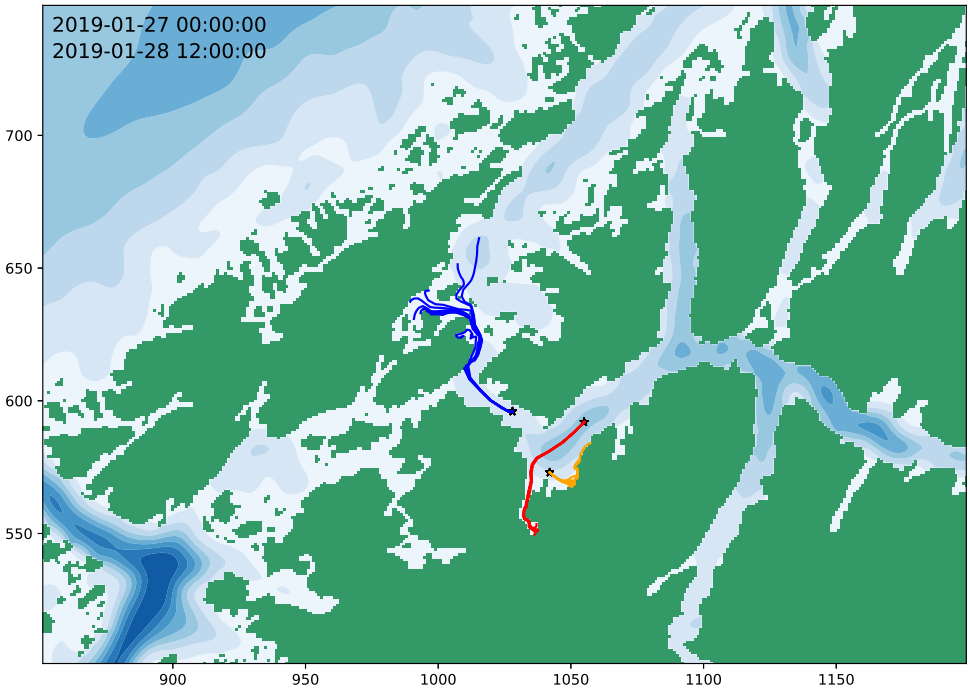


Figur 4.45: Vind over Byfjorden i tidsrommet 27. jan kl 00.00 og 28. jan kl 12.00, som vist i Figur 4.39.



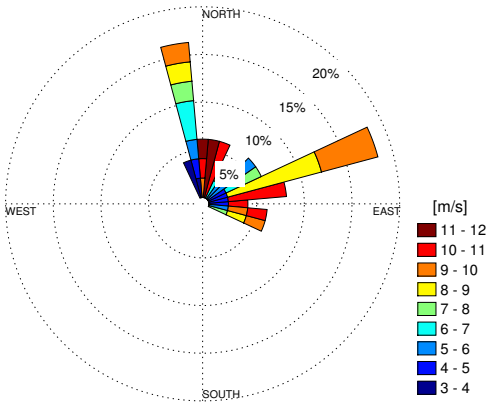
Figur 4.46: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 27. jan kl 00.00 og 28. jan kl 12.00, som vist i Figur 4.40.

siden av Askøy av vinden. Partiklene med startpunkt ved Nordnes er i dette tilfellet de som beveger seg kortest. Fra Nordnes driver partiklene nordover langs Sandviken før de ender opp i Eidsvågen. Drivbanen til partiklene fra det nordligste startpunktet har derimot svært

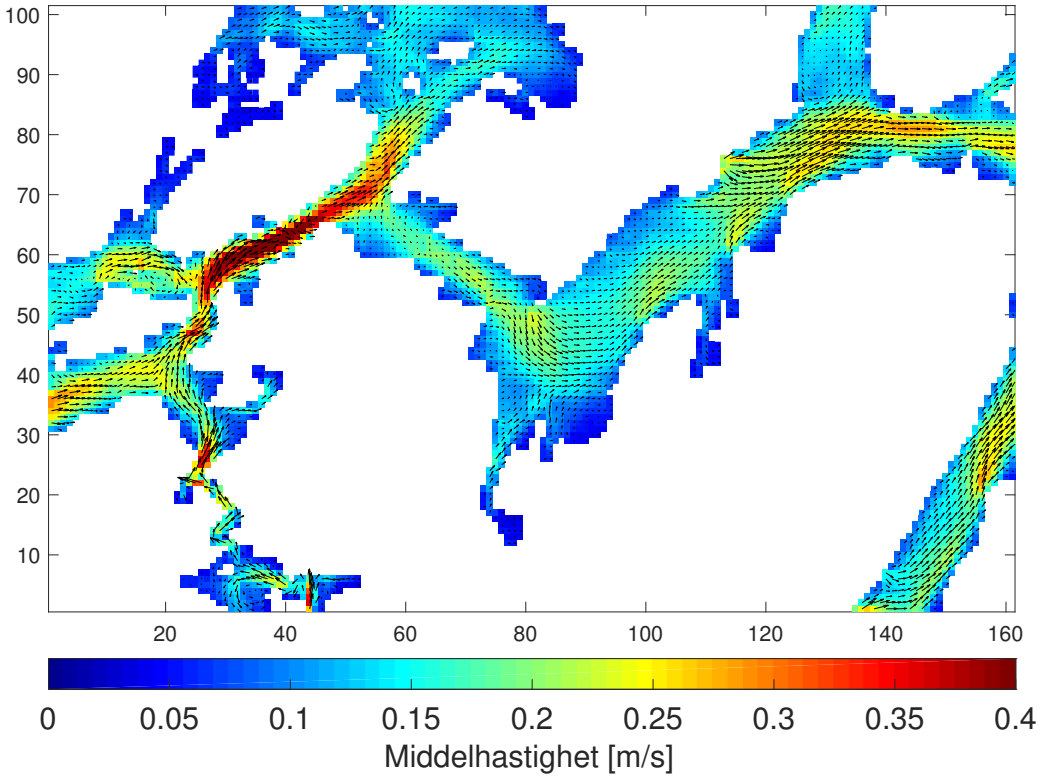


Figur 4.47: Overflatedrift i tidsrommet 27. jan kl 00.00 og 28. jan kl 12.00, som vist i Figur 4.41.

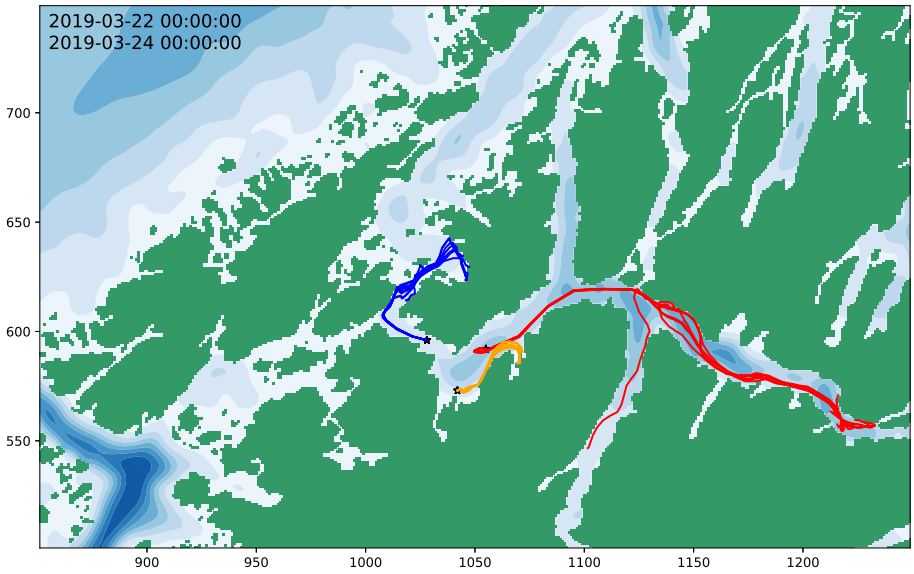
lang drift i denne perioden. Partiklene driver samlet nordover og gjennom Salhusfjorden, før de splitter lag og noen driver mot Sørfjorden og andre mot Osterfjorden. Den aller lengste drivbanen ender opp med Tysso på Osterøy, som vil si en distanse på over 30 km med middelhastighet på 17 cm/s.



Figur 4.48: Vind over Byfjorden i tidsrommet 22. til 24. mars, som vist i Figur 4.39.



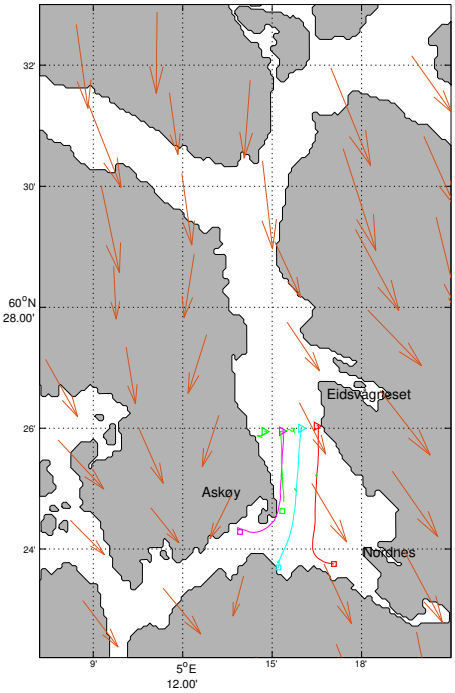
Figur 4.49: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 22. til 24. mars, som vist i Figur 4.40.



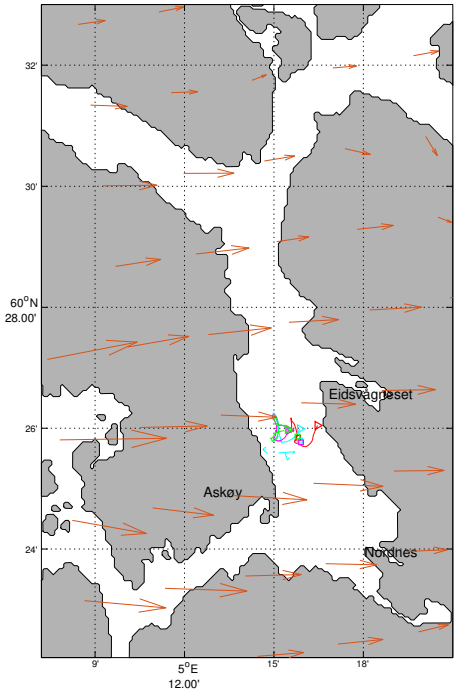
Figur 4.50: Overflatedrift i tidsrommet 22. til 24. mars, som vist i Figur 4.41.

4.5.2 Observasjoner med driftere

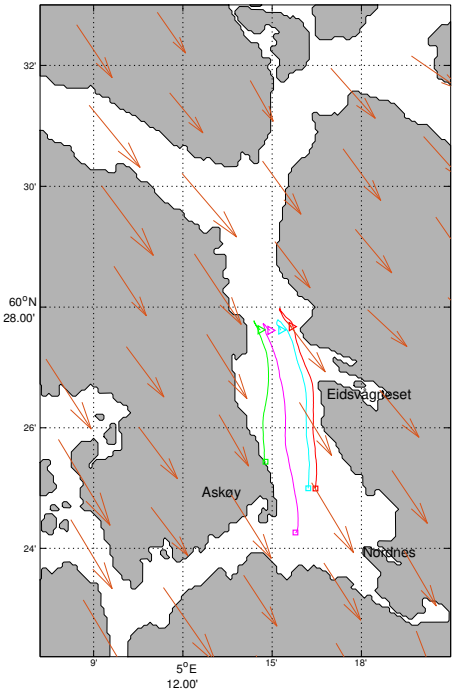
I løpet av dagene 1. til 4. oktober 2018 ble fire overflatedriftere (laget av teknikere ved Geofysisk institutt) satt ut i fjorden i fire perioder. Resultatet av målingene er vist i Figur 4.51. Driften er vist som linjer fra startpunkt (markert med trekant) til sluttpunkt (markert med firkant). Vindfeltetet viser Meteorologisk institutt sitt varsel for klokken 12 den aktuelle dagen. To av dagene har relativt lik vindsituasjon og drift, mens de to andre har ulike resultater. Dagene med nordavind (Figur 4.51a og 4.51c) har drift i omtrent samme retning som vinden. I sørenden av fjorden varierer driften mellom å gå utover mot Askøybroen, rett frem mot Laksevåg, eller sirkulere østover mot sentrum. Dag 2 (Figur 4.51b) hadde svak vestvind og drifterne ble liggende omtrent på samme sted gjennom hele dagen. Denne dagen var det også litt problemer med GPS-en, som gjør at deler av drivbanen er fjernet eller feil. 04 oktober var dagen med sterkest vind, med retning fra sør. Dette var også dagen drifterne beveget seg lengst. At drivbanene samler seg i åpningen mot Herdlefjorden tyder på sterk strøm i området. Merk at vindfeltet i figuren bare representerer varslet vind kl 12 den aktuelle dagen, så driften ut Herdlefjorden går ikke nødvendigvis mot vinden på det tidspunktet. Den tredje dagen lot vi drifterne drive utover ettermiddagen, for å få en drivbane over lengre tid. Likevel var vinden og strømmen så svak denne dagen at driften ikke ble noe lengre enn de andre dagene, til tross for dobbelt så lang drifttid. Oversikt over tidspunkt for utsett og innhenting er vist i Appendix 7.3. I tabellen står også vindstyrke, og tidspunkt for flo og fjære på dagtid den aktuelle dagen.



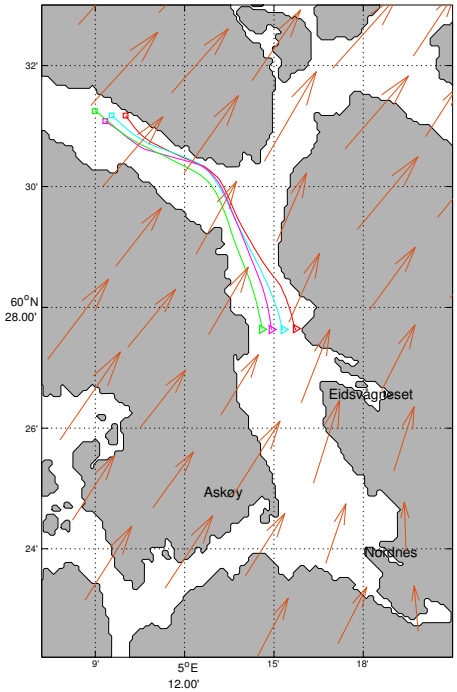
(a) 01.10.2018



(b) 02.10.2018



(c) 03.10.2018



(d) 04.10.2018

Figur 4.51: Drivbaner for observasjoner med overflatedriftere, 1. til 4 oktober 2018. Startpunkt markert med trekant, og sluttpunkt firkant. Hver av de fire drifterne i ulike farger. Varslet vindfelt fra Meteorologisk institutt for kl 12 den aktuelle dagen, vist med oransje piler. Merk at størrelsen på pilene ikke er representativt for vindstyrken, bare retning.

Kapittel 5

Diskusjon

5.1 Hydrografi

Resultatene fra NorFjords160m viser både horisontale og vertikale variasjoner i temperatur og saltholdighet i Byfjorden. Det er klare skiller mellom ytre og indre område. På vertikalsnittene ser vi dette spesielt godt på temperaturen som er mye lavere over de øverste hundre meterne ved snitt 1 enn lenger inne i fjorden (Figur 4.16). Observasjoner bekrefter forskjellen mellom de ytterste delene av fjorden og indre område (Figur 4.9). Ved femti meters dyp er det store romlige variasjoner, hvor den mest tydelige forskjellen er ved terskelen i Vatlestraumen. CTD-snitt 11 (ikke vist) viser også en endring av temperatur og saltholdighet på bestemte dyp gjennom sørenden av Hjeltefjorden. Helle (1975) fant lignende resultater for Byfjorden. Han beskrev hvordan forskjellen i indre og ytre område kommer av forskjellen i beliggenhet i forhold til kysten og størrelsen av de tilhørende nedslagsfeltene for nedbør. Forskjellene mellom områdene blir opprettholdt gjennom at grenseområdet er smalt og grunt, noe som hindrer kommunikasjon. I NorFjords160m er dybden underestimert i store deler av fjordområdet. Dette kan påvirke utvekslingen av egenskaper mellom områder enda mer, og gi større horisontale forskjeller enn det er i virkeligheten.

Målingene av temperatur og saltholdighet viser også en utvikling over tid. Likevel er det viktig å huske på at målinger fra bare tre ulike tidspunkt ikke gir en fullstendig representasjon av den generelle sesongvariasjonen i fjorden. Når i tillegg observasjonene er gjort én til to måneder fra hverandre er det en del kortsiktig variasjon som forsvinner. Fra de målingene vi har, ser vi en utvikling fra vinter til vår (Figur 4.10). Resultatene stemmer godt med situasjon og utvikling beskrevet av Helle (1975). I likehet med våre observasjoner viste målingene fra 1973 en ustabil temperatursjiktning i vintermånedene, med stabiliserende saltholdighetsprofil. Verdiene for både saltholdighet og temperatur er relativt like nå og i 1973. Temperaturprofilen i Figur 4.10 viser temperatur på rett under 8 ° C i de dypeste delene av Byfjorden, som stemmer godt med verdiene målt i 1973 og 1974.

De to nederste linjene i Figur 4.12 viser sesongvariasjonene fra vinter til vår i modellresultatene. I overflaten øker temperaturen over hele fjordområdet, mens det er tilnærmet ingen endring i indre del av fjorden på femti meters dyp. Det er et sterk skille i temperatur i Hjeltefjorden, noe som kan være en konsekvens av stor vertikalblanding i et smalt område med flere hindringer. Tidevannet som kommer gjennom Vatlestraumen vil i dette område skape ekstra stor vertikalblanding som svekker gradientene på sørsiden av holmene og de smale sundene. Differansen i saltholdigheten er negativ i hele fjorden i overflaten, og verdiene varierer mellom -2 til -12. Spesielt i de indre områdene som har størst påvirkning av ferskvanntilførsel på våren, er endringen stor. På femti meters dyp er det derimot en svakt positiv endring i indre område. Det vil si at saltholdigheten har økt fra januar til juni. I de ytre strøkene, hvor påvirkningen fra kysten er størst, er saltholdigheten i juni lavere enn i januar. Dette stemmer også med målingene gjort av Helle (1975). Med grunnlag i dette og det at modellresultatene gir verdier nærme CTD-målingene, vil jeg si at modellen gir en grei representasjon av hydrografien i Byfjorden.

Strømmålingene viser at dagen riggene ble hentet opp, og CTD-snitt 8 og 11 ble målt, var det sterk nord-vest-gående strøm ved Sandviken (Figur 4.18). Modellresultatene for volumtransport på tvers av snittene har vist en sammenheng mellom sørgående strøm i Hjeltefjorden, og sterkere nordgående transport ved Sandviken (Figur 4.28). Dersom denne sammenhengen stemmer, vil det være en utveksling mellom vannmassene vist i Figur 4.9 i denne perioden. Ettersom vannmassene har ulike egenskaper vil dette kunne påvirke lagdelingen i innstrømningsområdet i fjorden. Målingene av snitt 8 denne dagen viser at isolinjene ligger dypere og tettere på vestsiden av fjorden, mens østsiden har tyngre vann i de øverste lagene (ikke vist). Siden snitt 11 har lavere tetthet enn snitt 8 (Figur 4.9), er det sannsynlig at innstrømningen av tungt vann kommer gjennom Vatlestraumen og ikke Hjeltefjorden. Innstrømning av tungt vann over terskelen i Vatlestraumen vil også kunne forklare opphopningen av tungt vann på østsiden av fjorden. Uten målinger i Vatlestraumen kan vi ikke konkludere sikkert, men slike innstrømninger av tungt kystvann i vårmånedene stemmer godt med tidligere arbeid i Byfjorden og andre fjorder på Vestlandet (Helle, 1975; Linde, 1970; Asplin et al., 1999; Aure et al., 1996).

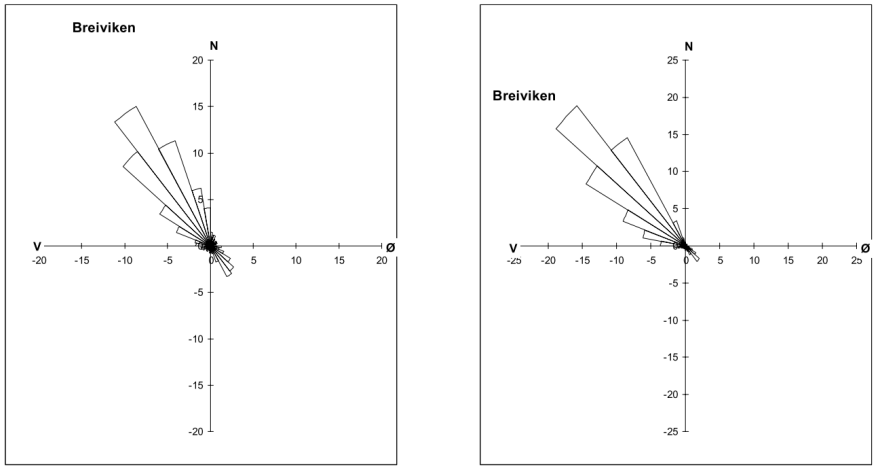
5.2 Strøm

Strømmen i Byfjorden er sterk. Overflatelaget er sterkt påvirket av særlig vind og elveavrenning, mens det i de dypere lagene er tidevann og tetthetsdrevne strømmer som er viktigst. Strømmålinger fra Sandviken viser jevnt over sterk nord-vest-gående strøm (Figur 4.18), noe tidligere arbeid også har funnet. NIVA gjorde i 1994 målinger på 10 og 20 meters dyp utenfor Breiviken, i samme område som ADCP-en var satt ut i dette prosjektet, og fant

nord-vest-gående strøm på begge dypene (Figur 5.1). Høye strømastigheter fører med seg stor volumtransport inn og ut av fjorden. De viktigste områdene for innstrømming er som nevnt Vatlestraumen og Hjeltefjorden, men avhengig av vind kan det også skje at vannet strømmer rett gjennom disse to områdene, i stedet for å strømme inn i indre område av Byfjorden. I slike perioder er det lite utskiftning av fjordvannet. Målingene fra Sandviken viser at det jevnlig er episoder med sterk innstrømming, som over lengre tid bringer med seg store vannmengder (Figur 4.18). Dypet for disse episodene varierer, men de strekker seg ofte over flere titals meter. Hastigheten i episodene overgår tidevannet, og siden målingene er dypere enn de øverste ti metrene kan man anta at det ikke er vind eller ferskvannslaget som er drivkreftene bak. Siden episodene i mars og april ligger i øvre del av vannsøylen, kan det være at strømepisodene er en kompensasjonsstrøm for sterk ferskvannstrøm i motsatt retning i overflaten. Under den sterkeste strømperioden i april er det svært lite nedbør (Figur 4.2). Den økende temperaturen i samme periode vil likevel ha ført til mer snøsmelting på fjellet som igjen fører til større elveføring. Men uten strømmålinger for de øverste ti metrene er det vanskelig å si noe sikkert om ferskvannsstrømmen i overflaten. I tillegg er det usikkert hvor pålitelig de øverste fem metrene av strømmålingene er.

Med stor sannsynlighet er innstrømmingene et resultat av tetthetsdrevne strømmer fra kysten, som tidligere er vist som en viktig kilde til utveksling av vannmasser i det intermediære laget (Asplin et al., 1999; Storesund et al., 2017; Aure et al., 1996; Klinck et al., 1981). At CTD-målinger av snitt 8 i perioden med sterkest innstrømning i april viser opphopning av tungt vann, forsterker mistanken om dette. Men fra vindmålingene, både på Florida og Fedje, ser vi at det var lite vind i april (Figur 4.1). Noen av de kortere støpepisodene i mars ser ut til å sammenfalle med korte episoder med sterk vind, men det er ikke en tydelig sammenheng mellom enten sterk nordavind eller sterk sønnavind. Likevel kan det ha vært endringer i tettheten i kyststrømmen som har skapt innstrømning. Lagdelingen blir for eksempel påvirket også påvirket av ferskvannstilførsel og vindsystemer lengre sør på Norskekysten.

Tidevannsanalysen av den målte strømmen (Figur 4.21) viser at tidevannssignalet er svakere i overflaten enn dyperer nede. Dette til tross for at den totale strømmen er sterkest i overflaten, og avtar nedover mot bunnen (Figur 4.19). Med en barotrop tidevannsstrøm burde strømmen ved ti meters dyp være like påvirket av tidevannet som dypere nede, men det ser vi at ikke er tilfelle her. Dersom målingene stemmer for de øverste metrene kan en grunn til dette være interne tidevannsbølger som følge av prosesser ved terskel. Et slikt tilfelle ble studert av Matsuyama et al. (1993), for et område på østkysten av Japan. I arbeidet observerte de sterke semidiurnale tidevannstrømmer fire meter over bunnen, som de satt i sammenheng med interne bølger. Dette kan også være tilfellet for tidevannsstrømmen i Byfjorden, men flere målinger er nødvendig for å gi et sikker svar på dette.



Figur 5.1: Strøm målt av NIVA i 1994. Statistiske resultater (fluksfordeling) for strømmålingene ved Fagernes i oktober 1994. T.v.: for 10 m dyp, t.h. for målingene i 20 m dyp. Enhet på aksene er cm/s. (Golmen, 2004)

Ved å se på resultatene fra NorFjords160m i kortere episoder med konkrete vindsituasjoner, ser vi at det er den sørgående strømmen som er dominerende i overflaten. Selv med vind fra sør er driften ofte i retning mot kysten. Ved vedvarende sønnavind over lengre tid, for eksempel 24. til 25. januar eller 3. til 4. mars, er det et skifte i overflatestrømmen fra sør mot nord i indre område. Men på kort sikt fører sønnavind bare til en bremsing av ferskvannstrømmen utover, som for eksempel perioden 2. til 4. juni. Om våren når ferskvanntilførselen fra Osterfjorden og Sørfjorden er stor, er den sørgående strømmen ekstra sterk. Sønnavind vil da bare ha en begrenset effekt på overflaten i indre område av fjorden. Nordavind vil derimot ha en forsterkende effekt, noe som sees tydelig på strømmen i Figur 4.40. Lignende resulater ble også beskrevet av Helle (1975). Han beskrev i tillegg at de aller sterkest strømmene i overflaten kom i ettertid av en periode med sønnavind og resulterende opphopning av vann innerst i fjorden.

5.3 Utskiftningstid

Utskiftningen av vannmassene i fjorden er svært avhengig av volumtransport inn i fjorden. De ulike drivkreftene påvirker dette på ulike måter, og dette vises også i de ulike måtene å regne ut utskiftningstid. De to måtene brukt i dette arbeidet gir to veldig ulike resultater, men har også to helt forskjellige grunnlag bak utregningen. Tiden for utskiftning basert på en stasjonær fjord bruker den faktiske volumtransport til fjorden. Strømmen i de ulike grenseområdene til Byfjorden er sterk (Figur 4.22) og vil gi god utskiftning av vannet, spesielt over terskeldyp. Utskiftningstiden for de øverste 50 meterne er 12.5 $\pm$ 3.6 dager. Disse verdiene er omtrent det man kan forvente for en fjord av denne størrelsen, med flere åpninger og sterk strøm. Likevel så må det merkes at dette er verdier basert på en middelsituasjon. I virkelighe-

ten vil det være stor variasjon i innstrømmingen, avhengig av spesielt vind og tetthetsdrevne strømmer. For det totale volumet i fjorden gir utregningen utskiftningstid på 18.2 ± 4.4 dager. Også disse verdiene er realistisk sett i sammenheng med fjordområdet og drivkreftene. Men det er viktig å huske på at det innstrømmende vannet ikke nødvendigvis går dypt nok i fjordbassenget til å fortrenge de eksistrende vannmassene. Innlagringsdyp er avhengig av tettheten på vannet, så selv om det er sterk innstrømming så skifter det ikke nødvendigvis ut vann under terskelnivå. Linde (1970) fant at dypvannet i Byfjorden stort sett ble skiftet ut en gang årlig, som følge av en sterk innstrømming på våren eller sommeren. Slike sterke innstrømninger med tungt vann kommer av oppstrømming av tungt vann i kyststrømmen i kombinasjon med rette vindforhold, som vist av blant annet Klinck et al. (1981); Asplin et al. (1999); Aure et al. (1996). Men siden disse innstrømningene ble observert i Byfjorden i 1970 har det vært en endring i klimaet og havet. Kyststrømmen er blitt varmere og det er ikke like mye nordavind langs kysten som det var før i tiden (Aksnes et al., 2019). Dette kan ha hatt en innvirkning på innstrømmingen av tungt vann i fjorden. Så om Linde sine resultater også gjelder i dag er vanskelig å si sikkert uten flere undersøkelser. Målingene av strøm i dette arbeidet har som nevnt vist sterke innstrømminger av vann, men bare over 90 meters dyp.

Resultatene av utregninger av utskiftningstid med tidevannsprismet gir over dobbelt så høye verdier for 50-meterslaget og mer enn 4 ganger så lang tid for det totale volumet. I tillegg øker tiden betraktelig dersom man tar med at en del av vannet kommer tilbake i fjorden når det flør ($\lambda = 0.5$). Disse verdiene er usannsynlig høye med tanke på strømmen og de mange innstrømningsområdene i Byfjorden. Men når metoden ikke tar hensyn til at det er flere krefter som driver utskiftningen, så kan man forvente høyere verdier enn reel utskiftningstid. I arbeidet til Gillibrand (2001) viste de at utskiftningstid basert på denne metoden ga resultater innenfor standardavviket til utregningen med modellert partikkelspredning. Utskiftningstiden for et volum omtrent halvparten så stort som Byfjordens øverste femti meter ble beregnet til 8 dager. Men det er verdt å merke seg at i den fjorden var vannstandsvariasjonen ved spring på 3.1 meter, altså over dobbelt så stor som i Byfjorden. En så stor amplitude i vannstanden vil ha mye mer å si for den generelle utskiftningen i fjorden. Arbeidet til Gillibrand konkluderte med at tidevannsprisme-metoden ga realistiske verdier for utskiftningen over terskelnivå, men ikke av dype, isolerte fjordbassenger. I tillegg ble verdiene enda bedre dersom tilbakestrømningen av tidevann ble tatt med i beregningen. Tidene funnet for Byfjorden i dette arbeidet støtter ikke den konklusjonen. Både med og uten tilbakestrømming er tidene urealistisk høye, sammenlignet med tidene basert på midlet volumtransport. Også verdiene basert på episoden med sterk innstrømning er lavere. Selv om den utregningen bare tar grunnlag i en spesiel episode, så viser det variabiliteten og potensialet i innstrømningen i Byfjorden.

Utskiftningstidene funnet av Helle (1975) viser også at Byfjorden har relativt god utskiftning og at verdiene funnet med tidevannsprisme i denne oppgaven er lite troverdige. I arbeidet til Helle ble et volum på 47 km^3 (for indre område) brukt til å regne utskiftning som følge av fire ulike drivkrefter. Volumet inkluderer områder i Sørfjorden og Osterfjorden, og er mer enn syv ganger større enn volumet brukt i dette arbeidet. Likevel er utskiftningstiden for det totale området på bare 41 dager. Med bare tidevannet som drivkraft og utregninger med tidevannsprisme, er tiden 114 dager. Tatt i betraktning hvor mye større volumet bak disse verdiene er, så er utskiftningstiden funnet av Helle ganske mye mindre enn den funnet i dette arbeidet. Utregningen av utskiftningstid med volumtransport er svært avhengig av hvilke snitt som er brukt i beregningen av transport inn, så hvilket område som er brukt har mye å si for resultatet. En annen feilkilde i resultatene i dette arbeidet er modellens underestimat av dybden og arealet av fjorden. På grunn av dette er sannsynligheten stor for at verdiene for volumtransport gjennom tverrsnittene er mindre enn realiteten. I tidevannsprisme-utreningene er det i dette arbeidet og Helles brukt like verdier for vannstandsvariasjonen, så her må det være volumforskjell som er hovedgrunn til forskjellene.

5.4 Korrelasjon mellom observasjon og modell

Selv om ikke strømmålingene fra ADCP-en og resultatene fra NorFjords160m stemmer helt overens, så er differansen mellom middelverdiene tilfredsstillende små til at vi kan si at modellen gir et realistisk bilde av strømmen i fjorden. Middelstrømmen i området hvor strømmåleren var plassert, stemmer greit i både verdi og retning. Hovedforskjellen mellom variablene er at modellen har en tendens til å underestimere variasjon i både strømhastighet og amplituden på tidevannet. Dette er en av grunnene til at korrelasjonsverdien er relativt lav. En årsak til denne forskjellen mellom modell og observasjon kan være modellens underestimering av arealet og dybden av fjorden. At tverrsnittene i Vatlestraumen og Hjeltefjorden er betraktelig mindre som følge av oppløsningen til NorFjords160m gjør at strømmen gjennom snittene må tilpasses, noe som endrer både styrken og fasen på tidevannet. Ved sammenligning av observert tidevann og modellert vannstand ser vi en mye mindre amplitude. Dette tyder på struping av tidevannet og er en konsekvens av større hindringer på vei inn i fjorden.

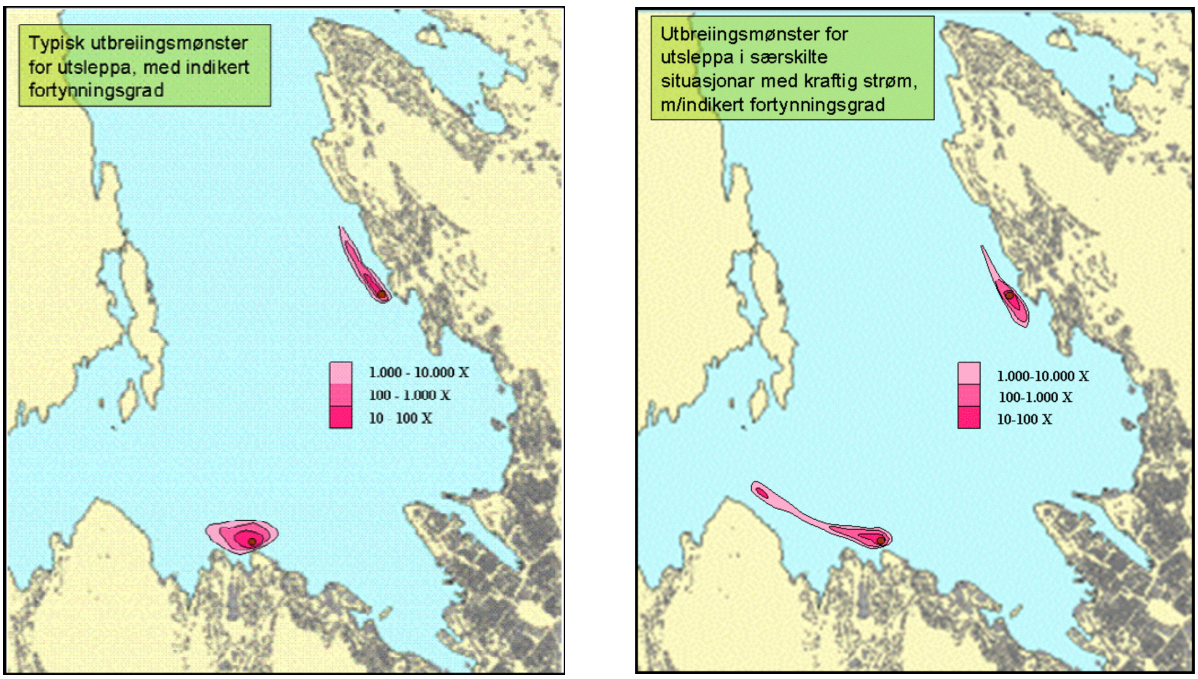
At strømfeltet fra NorFjords160m er noelunde riktig, er en forutsetning for at det kan brukes videre i modellering av for eksempel partikkelspredning. En numerisk modell vil aldri gi en perfekt beskrivelse av virkeligheten da bevegelsesligningene som er brukt er forenklet i utregningene. I tillegg er det for mange drivkrefter og variabler som må stemme overens til enhver tid til at modellen kan være rett hele tiden. Men med de resultatene som er funnet for Byfjorden, vil jeg si at NorFjords160m gir et tilstrekkelig godt bilde av fjorden til

at resultatene kan brukes i videre modellering og undersøkelse av middelfelter og variasjon over lengre tid. For partikkelspredning fungerer også modellresultatene godt til å kunne gi eksempler på spesielle situasjoner, basert på for eksempel vindepisoder. Men detaljnivået er fortsatt for dårlig i resultatene til NorFjords160m for at det kan brukes prognostisk til spesifikke varsler på kort sikt.

5.5 Spredningssimuleringer

Gjennom de spredningssimuleringene som er gjort i dette arbeidet ser vi at mesteparten av partiklene fra de to utslippspunktene holder seg i relativ nærhet til utslippspunktet (Figur 4.38). Fra Sandviken følger partikkelskyen strømmen langs land, hele tiden innfor fronten mot strømmen som går i motsatt retning på andre siden av fjorden. Ved Holen er det hovedsakelig utbredelse mot øst eller vest. Middelstrømmen i dette området er rett mot utslippspunktet (Figur 4.22), noe som kan bidra til å holde partikkelskyen nærme land i dette området. Strømmen sørover fra nordenden av fjorden er sterkt avhegig av ferskvannstilførsel gjennom Salhusfjorden, og den øker på våren når smøsmeltingen er stor. Det kan være en forklaring på hvorfor det er større spredning mot sentrum i april og mai. April og mai er månedene med mest blanding av partikkelskyene fra de to punktene. Fra Holen går også en del av utslippet inn mot Simonsviken, som tidligere har vært et problemområde for kommunen. Den største påvirkningen i dette område er også i april og mai, når ferskvannsstrømmen mot land er sterkest. Dette er noe Bergen kommune bør vere oppmerksom på i fremtidige undersøkelser i området.

I 2004 gjorde NIVA målinger av sporstoff sluppet ut fra renseanleggene (Golmen, 2004). Dette gjorde de på fire ulike dager, for både utslippet ved Holen og ved Sandviken. Resultatet er vist med spredningsmønster i Figur 5.2. Mønsteret fra observasjonene da stemmer godt med den modellerte spredningen funnet i dette arbeidet (Figur 4.38). Utslippet ved Laksevåg har større influensområde, og det er en sirkulær utbredelse med en vestgående dominans. Ved utslippspunktet i Sandviken er utbredelsen mot nord eller sør avhengig av strømmen. Alle disse resultatene ligner på modellresultatene. Men det er viktig å huske på at målingene med sportstoff var begrenset til korte perioder. I løpet av observasjonsdagen forsvant også sporstoff-signalet, noe som gjorde det umulig å få observasjoner ut over noen timer etter utslippstidspunkt. Ved et tidspunkt observerte de sporstoff sluppet ut på Holen renseanlegg, ved Breiviken i Sandviken dagen etter utslippet fant sted. Dette bekrefter at partikkelskyen fra de to utslippspunktene kan blandes. Golmen (2004) sin teori om denne blandingen var at utslippet først bevegde seg nordover før det ble dradd inn i den sykloniske sirkulasjonen vist av Hageberg and Gade (2001). Med tanke på at modellresultatene viser sterk middelstrøm rett mot land på Laksevåg, er det lite sannsynlig at partiklene først har flyttet seg nordover.



(a) (b)

Figur 5.2: Resultater fra NIVA sine sporstoff-undersøkelse i 2004. Figurene viser skisse av typisk fordeling av sporstoffet 3-6 timer etter dosering, med antydet forynningsgrad. Typisk sprendingsmønster t.v. og spredning ved særskilt sterk strøm t.h. (Golmen, 2004)

Mer sannsynlig er det at de har blitt fortrengt østover og inn i sirkulasjonen som følge av strømmen mot land.

Noe av det viktigste for en fjord som fungerer som resipient er utskiftningen. Undersøkelsene i dette arbeidet viser at utskiftningen i Byfjorden er god. Strømhastighetene er sterke og vil gi jevnt over rask utskiftning, spesielt for vannet over terskelnivå. Med tanke på at utslippet fra avløpsnettet skjer på rundt 40 meters dyp, og inlagrer seg på mellom 10-30 meter, så er det laget over terskeldyp som er påvirket av utslippet.

5.6 Overflatedrift

Drivbanene i simuleringene av overflatedrift viser mange ulike senarioer. Det som går igjen er at det på vårparten er ferskvannsstrøm gjennom Salhusfjorden som har mest å si for strømmen i overflaten gjennom fjorden, og dermed også er en sterk pådriver for drivbanen til de ulike partiklene. Men også om vinteren er det tendenser til at strøm mot sør som er mest dominerende. Så spesielt i situasjoner med svak vind, er det sannsynlig av eventuelle drivbaner går utover mot kysten. Dette vises til dels på den modellerte drivbanen i perioden 27. til 28 januar (Figur 4.47), og på observasjonene med driftere både dag 1 (Figur 4.51a) og dag 3 (Figur 4.51c). Begge disse dagene hadde svak vind rettet mot sør, og alle drivbanene

bevegde seg sørover i Byfjorden og noen etterhvert utover mot kysten. Simuleringene for perioder med nordavind stemmer greit med observasjonene med drifterere, til tross for svak vind på observasjonsdagene. Det nordligste utslippsunktet i modellen ligger i nærheten av startpunktet for drifterne, og drivbanene har lignende mønster i flere tilfeller. Generelt er nordavind den vindretninge som ser ut til å styre drivbanene mest i en spesifik retning. Felles for alle disse simuleringene er av flesteparten av partiklene endte opp sør for Vatlestraumen. Og i tilfeller med både sterk ferskvannsstrøm og stort vindpådrag, går drivbanene ofte over store avstander.

Simuleringene for perioder med sønnavind gir ikke like entydige resultater som for nordavind. Som nevnt så skal det mye til for at sønnavind snur ferskvannsstrømmen i overflaten til å gå nordover. Dette vises også på drivbanene i simuleringene. Noen tilfeller, som i Figur 4.44, har drivbaner som følger nordgående strøm ut gjennom de forskjellige utgangene av fjorden, bare avhengig av hvilket startpunkt driften startet fra. Denne simuleringen stemmer også godt med observasjonen fra dag 4 (Figur 4.51d). Men denne typen strøm og drift er ikke normalsituasjonen på dager med sønnavind. Flere av de andre simuleringene viser turbulent drift med endepunkt både i Byfjorden, Hjeltefjorden og Vatlestraumen. Mer typisk er at strømmen i indre område av Byfjorden er svak, noe som fører til virvling. Også i Hjeltefjorden og Vatlestraumen er det ofte mye virvling, og i noen tilfeller snur driften midtveis og ender opp tilbake i samme område som utgangspunktet. Dette gjør at det er vanskelig å beskrive et typisk drivmønster.

I tilfeller med svak vind eller vestavind, er driften enda mer uforutsigbar. Figur 4.50 viser drivbaner som følger strømmen langt inn i Osterfjorden, men også drift ut gjennom Hjeltefjorden. Denne modellkjøringen er også det eneste tilfellet med så lang drift innover i fjorden, mens andre lignende perioder har drift utover mot kysten og mye virvling. Også observasjonsdagen med vestavind (Figur 4.51b) viser omtrent stasjonær drift. I løpet av de fire timene drifterne var ute, bevegde de seg ikke mer enn noen hundre meter på tvers av fjorden.

Generelt ser det ut som at strømmønsteret i fjorden har mer å si for hvordan drivbanene blir, enn vindretningen. Vinden påvirker en del, men ferskvannsstrømmen ser ut til å dominere. Unntaket er i perioden med sterk vind over lengre tid. Ferskvannsstrømmens dominans vises i simuleringene hvor det er flere tilfeller med partiklene som driver mot vinden. Dersom driften hadde vært modellert for partikler i overflaten hadde situasjonen mest sannsynlig vært en annen, men i dette arbeidet gikk jeg ut i fra partikler med en viss tyngde og uten et veldig stort vindfang over vannflaten. Utslippspunkt har også mye å si for drivbanen. Med startpunkt i leia mellom Godvik og Askøy er sannsynligheten størst for drift ut gjennom enten Vatlestraumen eller Hjeltefjorden. Siden dette er innstrømningsområder for tidevann, kan det være en idé å sette potensiell drift på kort sikt i sammenheng med tidevannspe-

rioden i dette området. For startpunkt lenger inne i fjorden er det også en god sannsynlighet for at drivbanen følger sirkulasjonen i fjordbassenger utenfor sentrum. Men i perioder med sterk ferskvannstrøm er det mest sannsynlig at partikler herfra driver ut mot kysten. For at drivbaner skal ende opp i nordenden av fjorden eller fjordsystemene innenfor, må det være sterk sønnavind over lengre tid.

Kapittel 6

Oppsummering og videre arbeid

Det generelle strømmønsteret i Byfjorden er preget av både ferskvannstilførsel gjennom Salhusfjorden, tidevann, vindpådrag og trykkdrevne strømmer fra kysten. Middelhastighet i overflaten ligger på rundt 0.2 m/s, med maksimal hastighet på 0.4 m/s i Vatlestraumen. Nedover i dypet avtar strømmen betraktelig, men de høyeste hastighetene er også her i innstrømningsområdene. Målinger av strøm viser flere episoder med høye strømhastigheter i både dypet og det intermediære laget. Både målingene og modellen viser nordgående strøm i overflaten langs Sandviken. Modellen viser også sørgående strøm på vestsiden av fjorden, men grunnet lekkasje i den andre strømmåleren er ikke dette bekreftet med målinger.

Gjennom vinter- og vårmånedene viser målingene at temperaturen i fjorden er mellom 6 og 9 °C. Saltholdigheten ligger over 35 g kg^{-1} i dypet, mens overflateverdien varierer fra rundt 32 g kg^{-1} på vinteren til ned mot 25 g kg^{-1} etter snøsmeltingen på våren. Egenskapene er ulike for kystvannet og indre område, som beskrevet av Helle (1975). Disse trekkene finner vi igjen også i modellen. I modellresultatene ligger middeltemperatur i overflaten i første halvår av 2019 på mellom 7 og 8 °C. Saltholdigheten varierer mellom 24 og 31 g kg^{-1} fra de innerste områdene til områdene ytterst mot kysten. Fra vinter til vår senkes saltholdigheten i overflaten, mens temperaturen øker. I dypet er sesongvariasjonen liten, og saltholdigheten ligger rundt 35 g kg^{-1} og temperaturen mellom 7 og 8 °C.

NorFjords160m gjør alt i alt en grei jobb i å beskrive strømmen og hydrografien i Byfjorden. Middelverdier for modell og observasjoner stemmer godt overens, samt utvikling gjennom vinteren og våren. Variasjon i strømhastighet på daglig basis er den største feilen i modellen, noe som gjør at den er dårlig egnet til å beskrive veldig spesifikke hendelser. Dersom bunnmatrisen i NorFjords160 hadde blitt oppdatert med rett dybde, er det en sjanse for at modellen hadde stemt bedre. Spesielt gjelder dette amplituden i både vannstand og variasjon i strømhastighet. Større areal i åpningene til fjorden ville gitt mindre struping av tidevannet. Dette ville blant annet gjort en forskjell i utregningene av volumtransport og utskiftningstid.

Utskiftningstiden funnet i dette arbeidet er på rundt 12 dager for de øverste femti metrene og i underkant av 20 for det totale volumet av fjorden. Dette er verdier basert på midlet volumtransport inn i fjorden, men i episoder med sterk innstrømning er tiden kortere. Tidevannsprisme-metoden gir ikke et realistisk bilde av utskiftningstiden, men det er heller ikke å forvente da vannstandsvariasjonen i Byfjorden ikke er spesielt stor, og det er flere krefter som driver utskiftningen. Generelt tyder undersøkelsene på at det er god utskiftning i fjorden, og da spesielt i laget påvirket av Bergen kommunes utslipp.

Simulering av partikkelspredning fungerer bra til å beskrive potensielle situasjoner og langtidsvariasjon. Utslippene fra Bergen kommunes avløpsnett blir beskrevet bra av LADIM og resultatene stemmer godt med tidligere observert spredningsmønster. For overflatedrift i kortere tidsperioder er det større usikkerhet. I noen tilfeller er det tydelige mønster for hvordan drivbanene ender opp, og hva som er pådrivere. Men generelt er det svært mye variasjon, noe som gjør det vanskelig å skulle beskrive et generelt mønster. Dette gjør at modellen ikke er egnet til å gi varsel om drivbane i bestemte situasjoner, men kan beskrive potensielle senarioer.

På grunn av den generelle tilnærmingen i dette arbeidet, er det mye som peker seg ut som interessant for videre arbeid. Med tanke på hvor sterk strømmen er i Byfjorden, så er det flere aspekter ved strømmen som kunne vært sett mer på. For eksempel hvilke prosesser som skjer i terskelområdet hvor vi har sterk innstrømning gjennom Vatlestraumen og Hjeltefjorden, og hvordan dette påvirker bunnvannet i fjorden. Med observajoner fra terskelområdet kunne også de sterke innstrømningsepisodene blitt studert mer nøyaktig, og satt i sammenheng med potensielle endringer i lagdelingen på kysten. I tillegg kunne dette vært nyttig for bedre beskrivelse av utskiftningen av fjordvannet. For en mer nøyaktig utregning av utskiftningstid kunne også partikkelspredningsmodellen LADIM blitt brukt, på lignende måte som i arbeidet til Gillibrand (2001).

Mer arbeid med spredningsmollen er også interessant. Siden det i dette arbeidet bare er fokusert på et halvt åt, ville det vært interessant å sett på modelldata for resten av året også for å kunne beskrive sesongvariasjon. Holen og Sandviken er også bare to av mange renseanlegg og utslippsunkt, så lignende arbeid kunne vært gjort for flere områder av fjorden. Simuleringene av overflatedrift i dette arbeidet har ikke vært nok til å gi en fullstendig beskrivelse av typisk mønster i overflatestrøm og drift. Flere simuleringer, kanskje satt i sammenheng med hver enkelt drivkraft og fra flere startpunkter, ville vært nyttig. Det samme gjelder flere observasjoner med driftere, over lengre tidsperioder.

Bibliografi

Aadlandsvik, B. and Sundby, S. (1994). Modelling the transport of cod larvae from the Lofoten area. *ICES Marine Science Symposia*, 198(1993):379–392.

Aksnes, D. L., Aure, J., Johansen, P.-o., Johnsen, G. H., and Vea Salvanes, A. G. (2019). Multi-decadal warming of Atlantic water and associated decline of dissolved oxygen in a deep fjord. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 228(September):106392.

Albretsen, J., Sperrevik, A. K., Sandvik, A. D., and Asplin, L. (2011). NorKyst-800 Report No. 1 User Manual and technical descriptions. *Fisken og havet*, (2):48.

Arneborg, L. (2004). Turnover times for the water above sill level in Gullmar Fjord. *Continental Shelf Research*, 24(4-5):443–460.

Asplin, L., Johnsen, I. A., Sandvik, A. D., Albretsen, J., Sundfjord, V., Aure, J., and Boxaspen, K. K. (2014). Dispersion of salmon lice in the Hardangerfjord. *Marine Biology Research*, 10(3):216–225.

Asplin, L., Salvanes, A. G. V., and Kristoffersen, J. B. (1999). Nonlocal wind-driven fjord-coast advection and its potential effect on plankton and fish recruitment. *Fisheries Oceanography*, 8(4):255–263.

Aure, J., Molvær, J., and Stigebrandt, A. (1996). Observations of inshore water exchange forced by a fluctuating offshore density field. *Marine Pollution Bulletin*, 33(1-6):112–119.

Beldring, S., Engeland, K., Roald, L. A., Sælthun, N. R., and Voksø, A. (2003). Estimation of parameters in a distributed precipitation-runoff model for Norway. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(3):304–316.

Bergen Kommune (2015). Hovedplan for avløp og vannmiljø. Technical report, Vann og avløpsetaten, Bergen kommune, Bergen.

Blackstock, J. (1986). Use of a sensitive indicator species in the assessment of biological effects of sewage disposal in fjords near Bergen, Norway. *Marine Biology*, 93:315–322.

Cushman-Roisin, B. and Beckers, J.-M. (2011). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics - Physical and Numerical Aspects*. Second edition.

Drange, H. (2018). *Tidal Dynamics and Sea Level Variations, Notes to GEOF346*. Geofysisk Instiutt, Universitetet i Bergen, Bergen.

Egbert, G. D. and Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *Journal of Atospheric and Oceanic Technology*, 19(2):183–204.

Eidnes, G. (1991). Sentrum syd hovedavløpsannlegg, strømforholdene i Puddefjorden. Technical report, Sintef NHL, Trondheim.

Ekman, V. (1905). On the influences of the earth's rotation on ocean currents. *Archives of Mathematics, Astronomy and Physics*, 2(11):1–53.

Espenes, H. (2018). Tides and shallow water dynamics near Tromsø. Technical report, University of Bergen, Bergen.

Farmer, D. M. and Freeland, H. J. (1983). The Physical Oceanography of Fjords. *Progress in Oceanography*, 12:147–220.

Fofonoff, N. P. and Millard, R. C. (1983). Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *UNESCO Technical papers in marine science*, 44:53.

Gade, H. G. and Edwards, A. (1980). Deep Water Renewal in Fjords. In Freeland, H., Farmer, D., and Levings, C., editors, *Fjord Oceanography*, pages 453–489. Plenum Publishing Corperation, New York.

Gemmrich, J. and Klymak, J. M. (2015). Dissipation of Internal Wave Energy Generated on a Critical Slope. *Journal of Physical Oceanography*, 45:2221–2238.

Gillibrand, P. A. (2001). Calculating exchange times in a Scottish fjord using a two-dimensional, laterally-integrated numerical model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53(4):437–449.

Golmen, L. G. (2004). *Bergen kommune Utslepp Sentrum Syd- Sentrum Nord*. Norsk institutt for vannforskning, NIVA, Bergen.

Hageberg, A. H. and Gade, H. G. (2001). Straummønster i Byfjordsystemet forårsaka av tidevatn. Technical report, Geofysisk Instiutt, Universitetet i Bergen, Bergen.

Helle, H. B. (1975). *Oseanografiske Resipientundersøkelse av Fjordene Rundt Bergen*. Geofysisk Instiutt, Universitetet i Bergen, Bergen.

Inall, M. E. and Gillibrand, P. A. (2010). The physics of mid-latitude fjords: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 344(1):17–33.

IOC, SCOR, and IAPSO (2010). The international thermodynamic equation of seawater. *Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides*, page 196 pp.

Johannessen, P., Sætre, R., Kryvi, H., and Hjelle, H. (2010). *Bergensfjordene - natur og bruk*. Havforskningsinstiuttet, Uni Research, Universitetet i Bergen, Bergen Kommune, Bergen.

Johnsen, I. A., Fiksen, Ø., Sandvik, A. D., and Asplin, L. (2014). Vertical salmon lice behaviour as a response to environmental conditions and its influence on regional dispersion in a fjord system. 5:127–141.

Klinck, J. M., O'Brien, J. J., and Svendsen, H. (1981). A Simple Model of Fjord and Coastal Circulation Interaction. *Journal of Physical Oceanography*, 11(12):1612–1626.

Kvalø, S. E., Torvanger, R., Haave, M., Jacobsen, S. H., Lode, T., Johannesen, P., and Alme, Ø. (2014). Resipientovervåking av fjordsystemene rundt Bergen 2011-2015. Technical report, Uni-Research, Bergen.

Linde, E. (1970). Hydrography of the Byfjord. Technical report, Geophysical Institute, University of Bergen, Bergen.

Matsuyama, M., Ohta, S., Hibiya, T., and Yamada, H. (1993). Strong tidal currents observed near the bottom in the Suruga Trough, central Japan. *Journal of Oceanography*, 49:683 – 696.

McDougall, T. J., Jackett, D. R., Millero, F. J., Pawlowicz, R., and Barker, P. M. (2012). A global algorithm for estimating Absolute Salinity. *Ocean Science*, 8(6):1123–1134.

Millero, F. J., Chen, C.-T., Bradshaw, A., and Schleicher, K. (1980). A new high pressure equation of state for seawater. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 27(3-4):255–264.

Müller, M., Homleid, M., Ivarsson, K.-I., Køltzow, M. A. Ø., Lindskog, M., Midtbø, K. H., Andrae, U., Aspelien, T., Berggren, L., Bjørge, D., Dahlgren, P., Kristiansen, J., Randriamampianina, R., Ridal, M., and Vignes, O. (2017). AROME-MetCoOp: A Nordic Convective-Scale Operational Weather Prediction Model. *Weather and Forecasting*, 32(2):609–627.

Orvik, K. A. and Niiler, P. (2002). Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. *Geophysical Research Letters*, 29:1–4.

Pawlowicz, R., Beardsley, B., and Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using TDE. *Computers and Geosciences*, 28:929–937.

Pugh, D. and Woodworth, P. (2014). *Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level changes*. Cambridge University Press.

Simonsen, M., Lind, O. C., Saetra, Ø., Isachsen, P. E., Teien, H. C., Albretsen, J., and Salbu, B. (2019). Coastal transport of river-discharged radionuclides: Impact of speciation and transformation processes in numerical model simulations. *Science of the Total Environment*, 669(0313):856–871.

Stigebrandt, A. (1980). Some aspects of tidal interaction with fjord constrictions. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 11:151–166.

Stigebrandt, A. (2012). Hydrodynamics and circulation of fjords. In Bengtson, L., Herchy, R., and Fairbridge, R., editors, *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, pages 327–344. Springer Science + Business Media B.V.

Stigebrandt, A. and Aure, J. (1989). Vertical Mixing in Basin Waters in Fjords. *Journal of Physical Oceanography*, 19:917–926.

Storesund, J. E., Sandaa, R. A., Thingstad, T. F., Asplin, L., Albretsen, J., and Erga, S. R. (2017). Linking bacterial community structure to advection and environmental impact along a coast-fjord gradient of the Sognefjord, western Norway. *Progress in Oceanography*, 159(March):13–30.

Tokyay, T., Constantinescu, G., and Gonzalez-Castro, J. A. (2009). Investigation of Two Elemental Error Sources in Boat-Mounted Acoustic Doppler Current Profiler Measurements by Large Eddy Simulations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 135:875–887.

Kapittel 7

Appendix

7.1 Instrumentoppsett - ADCP

	B1	**B2**
Konfigurert lengde [dager]	73	73
Estimert makslengde [dager]	70.5	74.1
Batterikapasitet [Wh]	540	540
Energiforbruj [Wh]	559.3	531.9
Lagringsplass [MB]	15258.8	15258.8
Brukt lagringsplass [MB]	11106	675.8
Minimum konfigurert baud rate	4800	4800
Profilstart [m]	0.5	0.5
Profilslutt [m]	199	80
Cellestørrelse [m]	2	2
Energinivå [dB]	-4	-5.8
Gjennomsnittsintervall	00:02:00	00:05.00
Måleintervall [m]	00:20:00	00:10:00
Koordinatsystem	ENU	ENU

Tabell 7.1

Institute of Marine Research

Data record book for self registrating instruments detail

Ship/Platform:	Hans Brattsrøm
Location:	B1 Bergen
Latitude:	N 60° 47.34
Longitude:	E 005° 16.03

Instruments / Sensors

#	Brand	Type	Serial No.	Depth	Comments
1	Nortek	Signature	100-551	200	
2					
3					
4					
5					
6					
7					
8					
9					
10					
11					
12					
13					
14					
15					
16					

Bottom depth [m]:	330
Outgoing date:	2019.02.13
Outgoing time (UTC):	14:00
Incoming date:	2019.04.18
Incoming time (UTC):	

Comments:

Responsible(s): Terje Hovland

ARGOS

PTTID: **ingen**

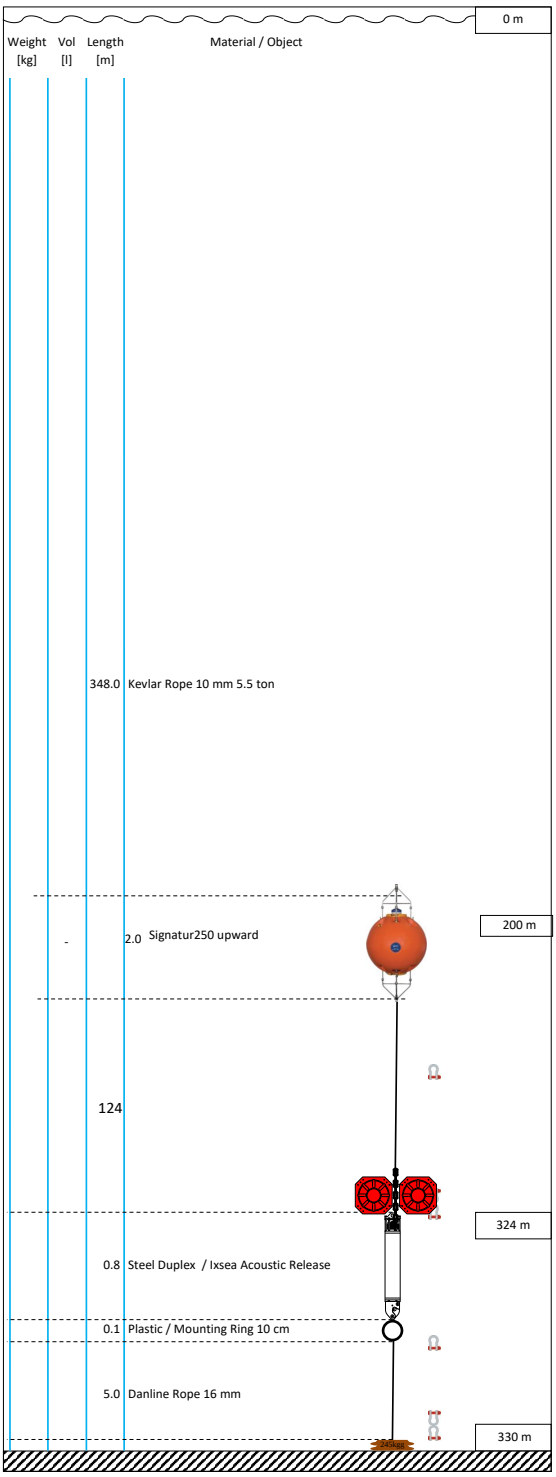
Acoustic release: IXSEA **AR861**

Serial no: **0144** Battery expire: 2024.05.18

Range code: **04B8**

Release code: **0455**

Station name: B1		
Color code:		
Sum weight (incl. anchor): [kg]		
Sum weight (excl. anchor): [kg]		
Sum volume: [l]		
Buoyancy (anchor on): [kg]		
Buoyancy (anchor off): [kg]		
Shackle Stainless Steel		S
Shackle Galvanized Steel		G
Thimble Stainless Steel		
Thimble Galvanized Steel		
Thimble Delrin		
Description	Spec	No.
Shackle Stainless Steel	2.0 T	2
Shackle Stainless Steel		0
Shackle Galvanized Steel	2.0 T	2
Shackle Galvanized Steel	3.2 T	5
Shackle Galvanized Steel		0
Shackle Galvanized Steel		0
Shackle Galvanized Steel		0
Thimble Stainless Steel		0
ThimblesStainless Steel		0
Thimble Galvanized Steel		0
Thimble Galvanized Steel		0
Thimble Delrin		2
Bolt Stainless Steel (RCM-7)		0
		0
		0



Figur 7.1: Skisse av oppsett av rigg B1. NB merk at koordinater er feil.

Institute of Marine Research

Data record book for self registrating instruments detail

Ship/Platform:	Hans Brattsrøm
Location:	B2 Bergen
Latitude:	N 60° 47.34
Longitude:	E 005° 16.03

Instruments / Sensors

#	Brand	Type	Serial No.	Depth	Comments
1	Nortek	Signature	100-390	80	
2					
3					
4					
5					
6					
7					
8					
9					
10					
11					
12					
13					
14					
15					
16					

Bottom depth [m]:	100
Outgoing date:	2019.02.13
Outgoing time (UTC):	14:00
Incoming date:	2019.04.18
Incoming time (UTC):	

Comments:

Responsible(s): Terje Hovland

ARGOS

PTTID: **ingen**

Acoustic release: IXSEA **AR861**

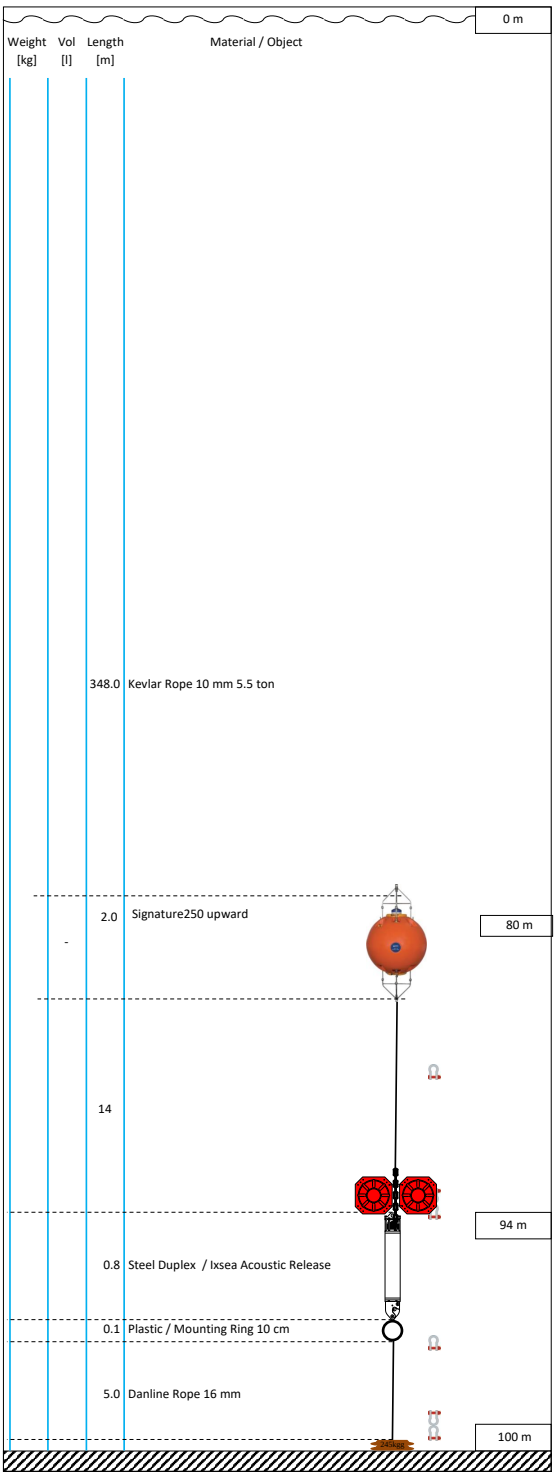
Serial no: **0145** Battery expire: 2024.05.18

Range code: **04B9**

Release code: **0455**

Station name: B2	
Color code:	
Sum weight (incl. anchor): [kg]	
Sum weight (excl. anchor): [kg]	
Sum volume: [l]	
Buoyancy (anchor on): [kg]	
Buoyancy (anchor off): [kg]	
Shackle Stainless Steel	S
Shackle Galvanized Steel	G
Thimble Stainless Steel	
Thimble Galvanized Steel	
Thimble Delrin	

Description	Spec	No.
Shackle Stainless Steel	2.0 T	2
Shackle Stainless Steel		0
Shackle Galvanized Steel	2.0 T	2
Shackle Galvanized Steel	3.2 T	5
Shackle Galvanized Steel		0
Shackle Galvanized Steel		0
Shackle Galvanized Steel		0
Thimble Stainless Steel		0
ThimblesStainless Steel		0
Thimble Galvanized Steel		0
Thimble Galvanized Steel		0
Thimble Delrin		2
Bolt Stainless Steel (RCM-7)		0
		0
		0



Figur 7.2: Skisse av oppsett av rigg B2. NB merk at koordinater er feil.

7.2 CTD-logg

Stasjonsnavn	Latitude/ N		Longitude/ E		Depth (ca)	Dato	Tidspunkt	Kommentar
	deg	min	deg	min			(lokal tid)	
8:1	60	25.01	5	15.37	82	13.02.2019	14:40	
8:2	60	25.01	5	15.95	280	13.02.2019	14:55	
8:3	60	25.01	5	16.55	350	13.02.2019	15:14	
8:4	60	25.01	5	17.15	300	13.02.2019	15:30	Tok først ned sånn ca 10 meter uten at telleren funka, så tok opp igjen og starta på nytt
8:5	60	25.01	5	17.70	220	13.02.2019	15:45	
10:1	60	27.65	5	14.38	118	13.02.2019	16:31	
10:2	60	27.65	5	14.98	318	13.02.2019	16:39	
10:3	60	27.65	5	15.58	280	13.02.2019	16:54	
9:1	60	26.21	5	14.47	77	13.02.2019	17:15	
9:2	60	26.21	5	15.11	255	13.02.2019	17:23	
9:3	60	26.21	5	15.71	341	13.02.2019	17:35	
9:4	60	26.21	5	16.31	343	13.02.2019	17:51	
10:1	60	27.65	5	14.38	120	02.03.19	08:42	
10:2	60	27.65	5	14.98	317	02.03.19	08:51	
10:3	60	27.65	5	15.58	268	02.03.19	09:07	Kan være kula var i bunn, så vær obs på høye saltmålinger på bunn.
9:1	60	26.21	5	14.47	79	02.03.19	09:26	
9:2	60	26.21	5	15.11	254	02.03.19	09:35	Problem med vaier, så litt mye målinger fra luft
9:3	60	26.21	5	15.71	340	02.03.19	09:49	
9:4	60	26.21	5	16.31	342	02.03.19	10:07	
8:1	60	25.01	5	15.37	86	02.03.19	10:30	
8:2	60	25.01	5	15.95	296	02.03.19	10:38	
8:3	60	25.01	5	16.55	348	02.03.19	10:53	
8:4	60	25.01	5	17.15	303	02.03.19	11:11	
8:5	60	25.01	5	17.70	222	02.03.19	11:26	
7:1	60	24.38	5	16.50	356	02.03.19	11:41	
6:3	60	23.89	5	17.55	136	02.03.19	12:22	
6:2	60	23.89	5	16.80	171	02.03.19	12:31	
6:1	60	23.89	5	16.03	196	02.03.19	12:42	
5:2	60	23.99	5	14.74	155	02.03.19	12:55	
5:1	60	24.29	5	14.74	133	02.03.19	13:08	
4:1	60	24.30	5	13.74	130	02.03.19	13:22	
4:2	60	24.03	5	13.98	319	02.03.19	13:31	
3:2	60	23.79	5	13.13	284	02.03.19	13:48	
3:1	60	23.96	5	12.95	81	02.03.19	14:01	
2:1	60	23.70	5	12.11	63	02.03.19	14:11	
2:2	60	23.52	5	12.35	209	02.03.19	14:18	
1:3	60	23.24	5	11.59	164	02.03.19	14:29	
1:2	60	23.44	5	11.38	76	02.03.19	14:39	
1:1	60	23.64	5	11.16	81	02.03.19	14:45	
8_5	60	25.01	5	17.70	220	24.04.19	10:25	
8_3	60	25.01	5	16.55	349	24.04.19	10:48	
8_1	60	25.01	5	15.37	72	24.04.19	11:04	
11:8	60	24.753	5	6.206	146	24.04.19	12:24	
11:7	60	24.314	5	6.841	129	24.04.19	12:38	
11:6	60	24.142	5	07.208	122	24.04.19	12:47	
11:5	60	23.981	5	7.460	96	24.04.19	12:56	
11:4	60	23.955	5	08.066	165	24.04.19	13:03	
11:3	60	23.863	5	8.638	166	24.04.19	13:16	
11:2	60	23.541	5	9.440		24.04.19		Problemer med vaier - ble ikke tatt
11:1	60	22.933	5	10.014		24.04.19		

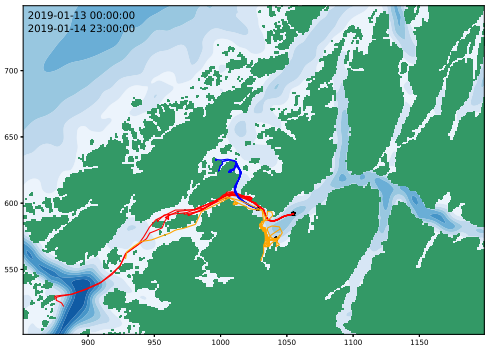
Tabell 7.2: Logg over CTD-målinger tatt i løpet av toktene med forskningsfartøyet Hans Brattström våren 2019.

7.3 Drifterlogg

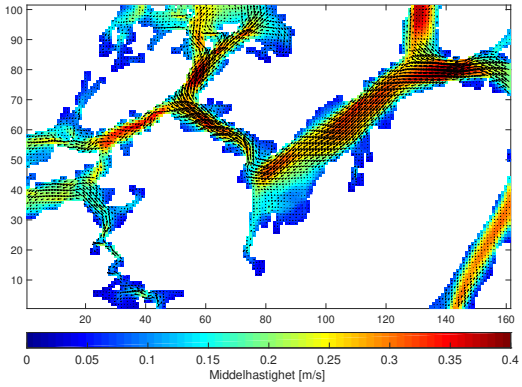
Dato	Utsett	Innhenting	Fjære	Flo	Vind
01.10.2018	10:07	14:21	09:17	16:00	2.3 m/s
02.10.2018	09:07	14:35	10:10	16:57	5.1 m/s
03.10.2018	09:18	19:58	11:35	18:07	1.5 m/s
04.10.2018	09:07	13:04	13:18	19:20	7.1 m/s

Tabell 7.3: Logg over tidspunkt for utsetting og innhenting av drifterne i Byfjorden, klokkeslett for fjære og flo på dagtid den aktuelle dagen(Kartverket) og vindstyrke fra tidspunkt for utsetting (yr.no)

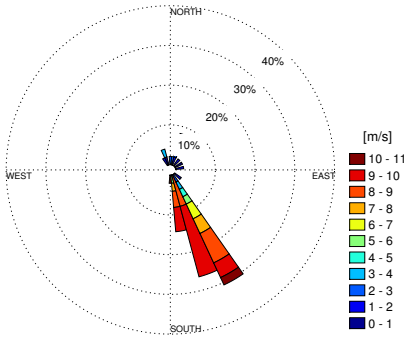
7.4 LADIM



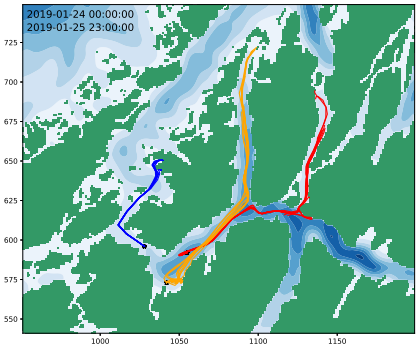
Figur 7.3: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 13 januar kl 00.00 og 14 januar kl 23.00



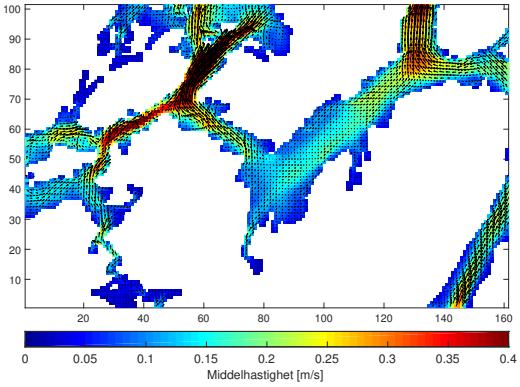
Figur 7.4: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 13 januar kl 00.00 og 14 januar kl 23.00



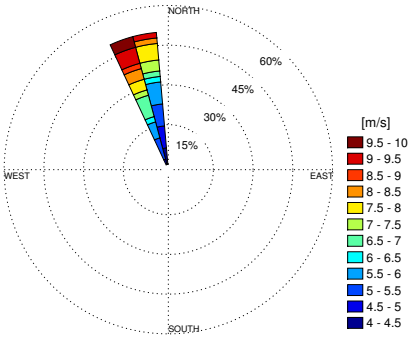
Figur 7.5: Vind over Byfjorden i tidsrommet 13 januar kl 00.00 og 14 januar kl 23.00



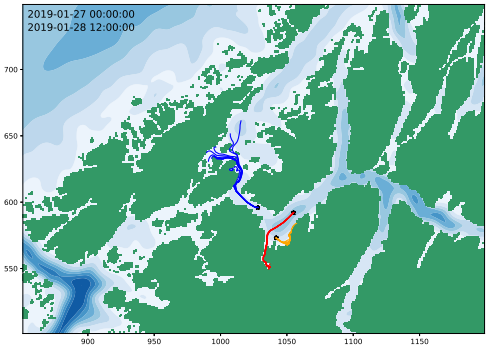
Figur 7.6: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 24 januar kl 00.00 og 25 januar kl 23.00



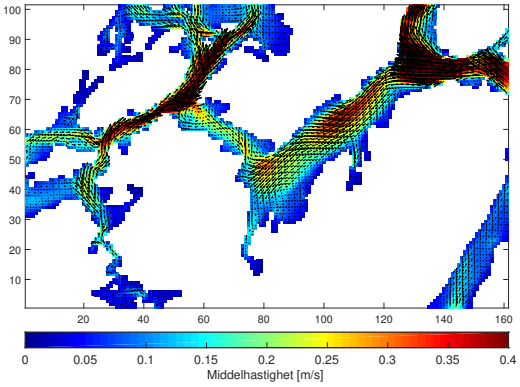
Figur 7.7: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 24 januar kl 00.00 og 25 januar kl 23.00



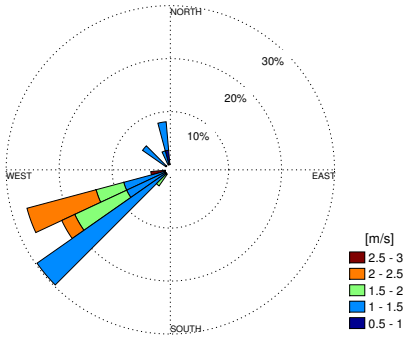
Figur 7.8: Vind over Byfjorden i tidsrommet 24 januar kl 00.00 og 25 januar kl 23.00



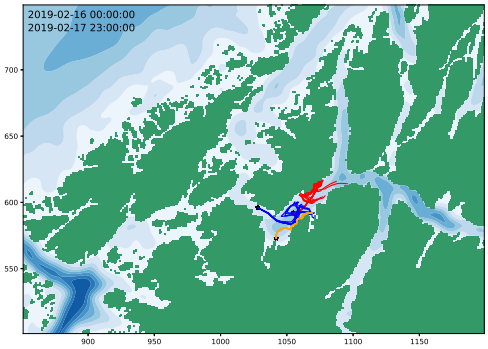
Figur 7.9: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 27 januar kl 00.00 og 28 januar kl 12.00



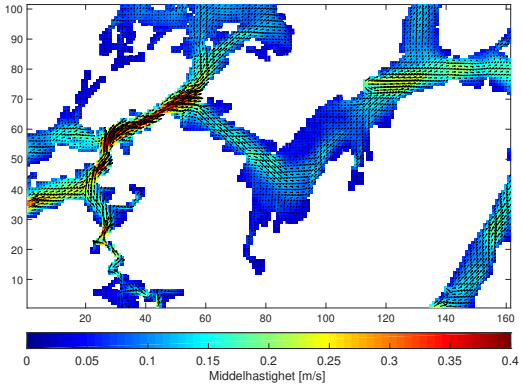
Figur 7.10: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 27 januar kl 00.00 og 28 januar kl 12.00



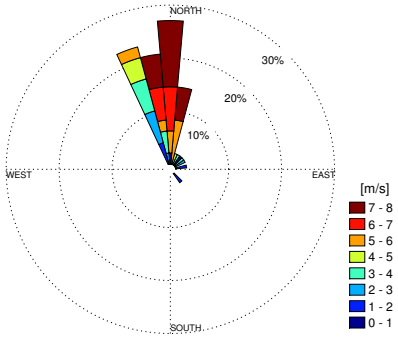
Figur 7.11: Vind over Byfjorden i tidsrommet 27 januar kl 00.00 og 28 januar kl 12.00



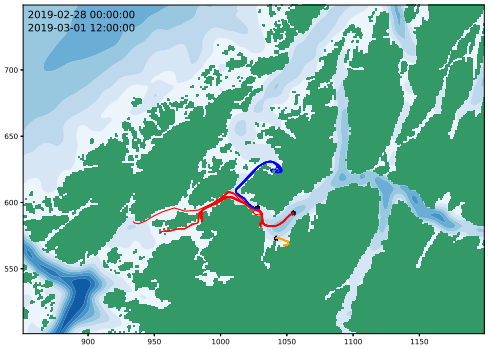
Figur 7.12: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 16 februar kl 00.00 og 17 februar kl 23.00



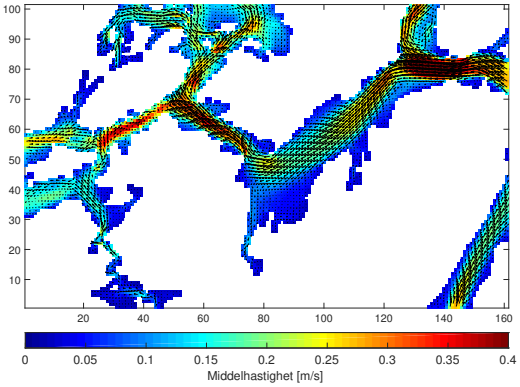
Figur 7.13: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 16 februar kl 00.00 og 17 februar kl 23.00



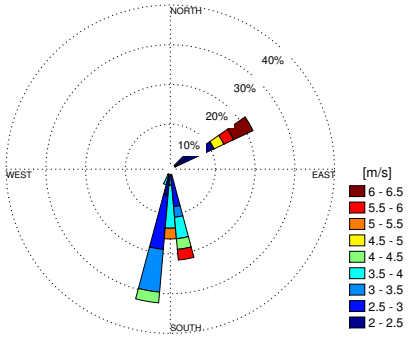
Figur 7.14: Vind over Byfjorden i tidsrommet 16 februar kl 00.00 og 17 februar kl 23.00



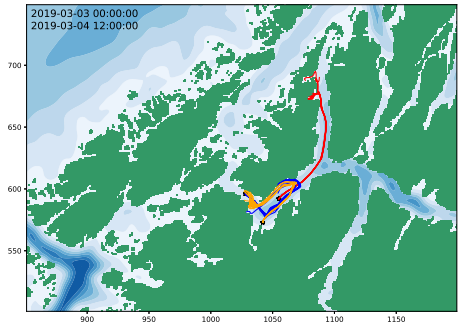
Figur 7.15: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 28 februar kl 00.00 og 01 mars kl 12.00



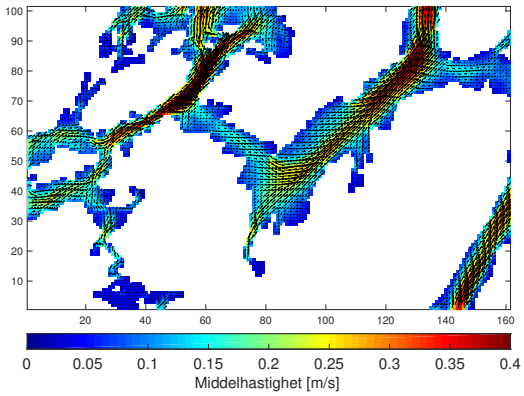
Figur 7.16: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 28 februar kl 00.00 og 01 mars kl 12.00



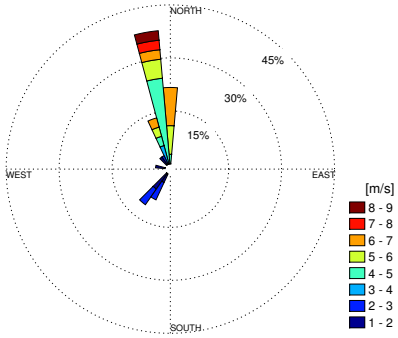
Figur 7.17: Vind over Byfjorden i tidsrommet 28 februar kl 00.00 og 01 mars kl 12.00



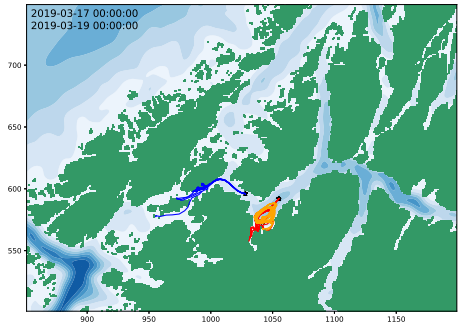
Figur 7.18: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 03 mars kl 00.00 og 04 mars kl 12.00



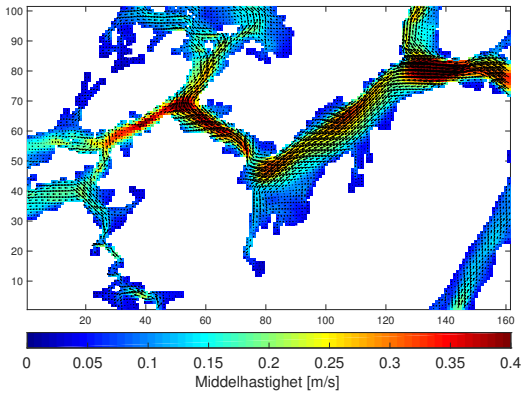
Figur 7.19: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 03 mars kl 00.00 og 04 mars kl 12.00



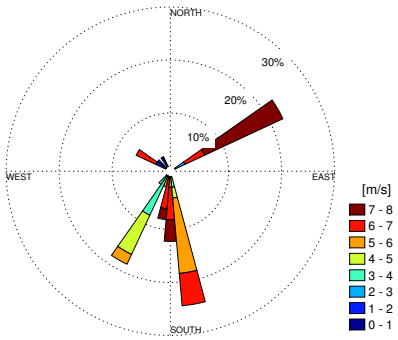
Figur 7.20: Vind over Byfjorden i tidsrommet 03 mars kl 00.00 og 04 mars kl 12.00



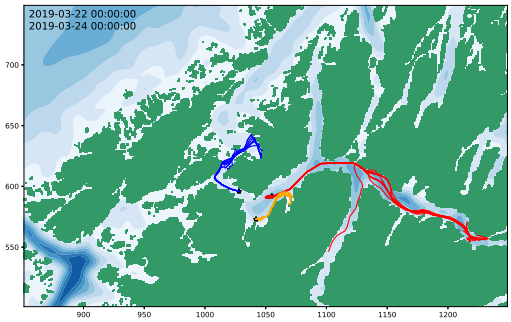
Figur 7.21: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 17 mars kl 00.00 og 19 mars kl 00.00



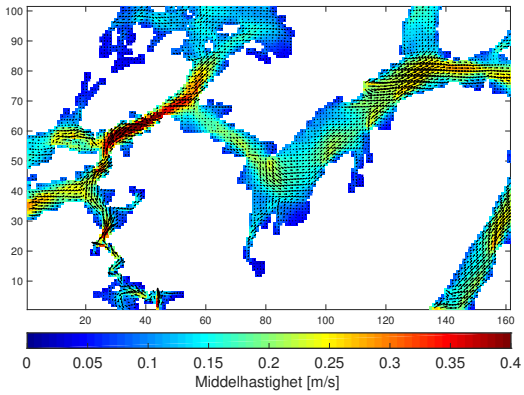
Figur 7.22: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 17 mars kl 00.00 og 19 mars kl 00.00



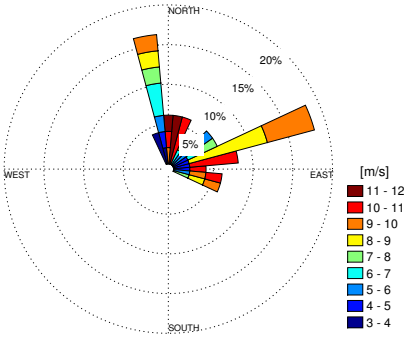
Figur 7.23: Vind over Byfjorden i tidsrommet 17 mars kl 00.00 og 19 mars kl 00.00



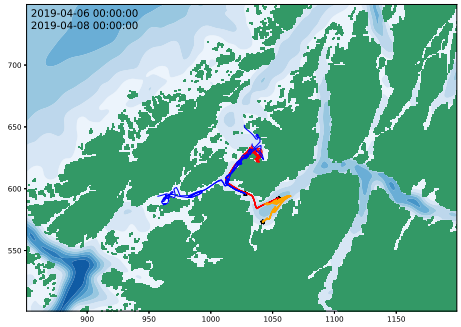
Figur 7.24: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 22 mars kl 00.00 og 24 mars kl 00.00



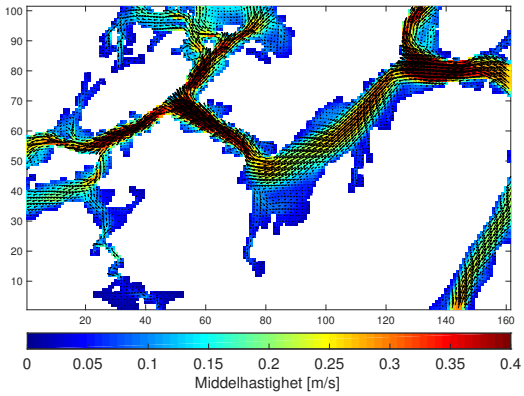
Figur 7.25: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 22 mars kl 00.00 og 24 mars kl 00.00



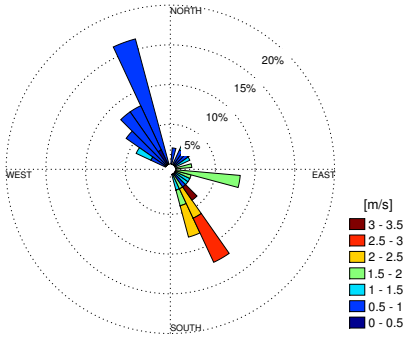
Figur 7.26: Vind over Byfjorden i tidsrommet 22 mars kl 00.00 og 24 mars kl 00.00



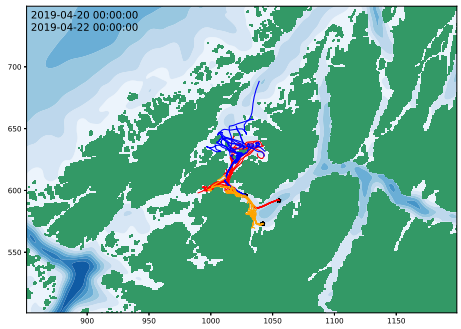
Figur 7.27: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 06 april kl 00.00 og 08 april kl 00.00



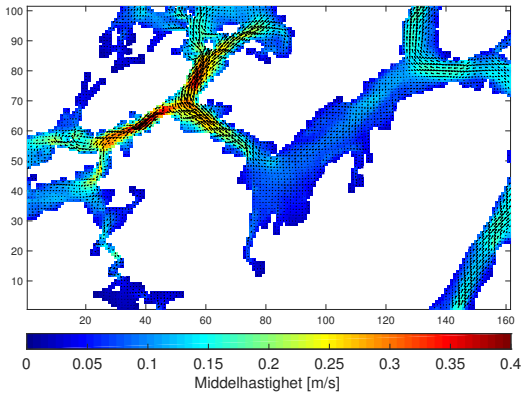
Figur 7.28: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 06 april kl 00.00 og 08 april kl 00.00



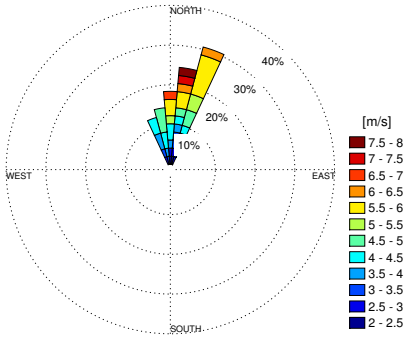
Figur 7.29: Vind over Byfjorden i tidsrommet 06 april kl 00.00 og 08 april kl 00.00



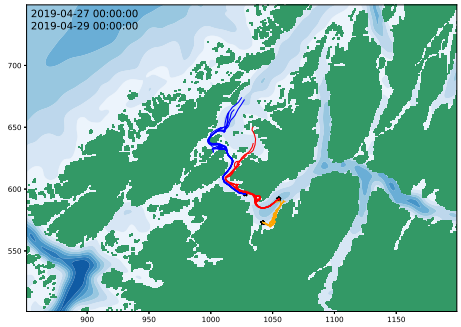
Figur 7.30: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 20 april kl 00.00 og 22 april kl 00.00



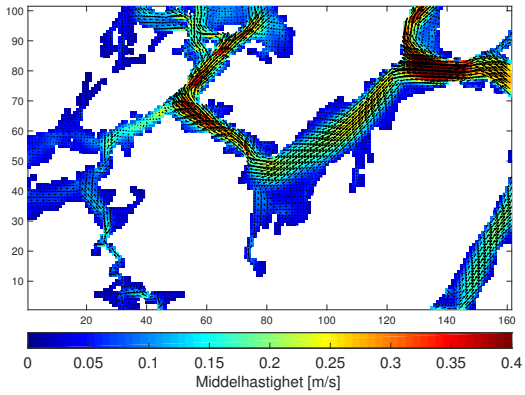
Figur 7.31: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 20 april kl 00.00 og 22 april kl 00.00



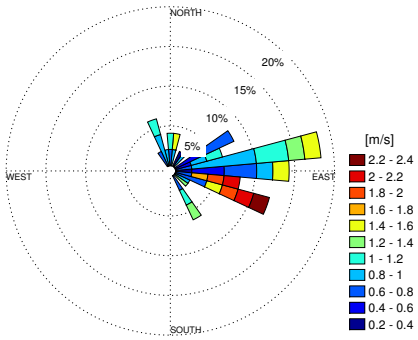
Figur 7.32: Vind over Byfjorden i tidsrommet 20 april kl 00.00 og 22 april kl 00.00



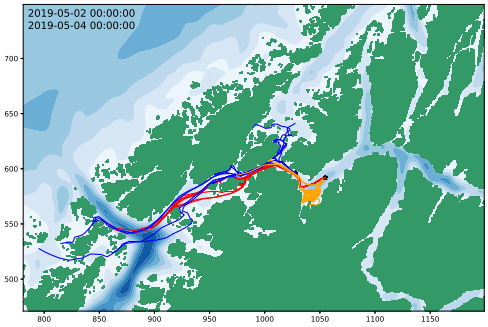
Figur 7.33: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 27 april kl 00.00 og 29 april kl 00.00



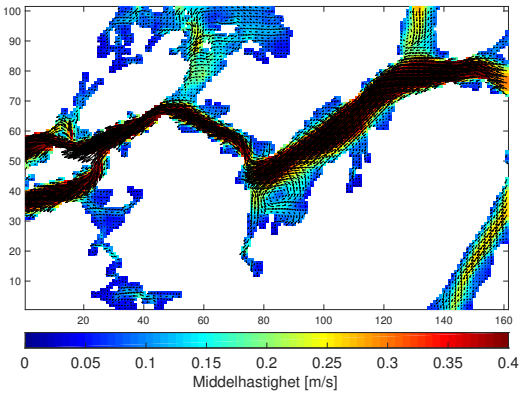
Figur 7.34: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 27 april kl 00.00 og 29 april kl 00.00



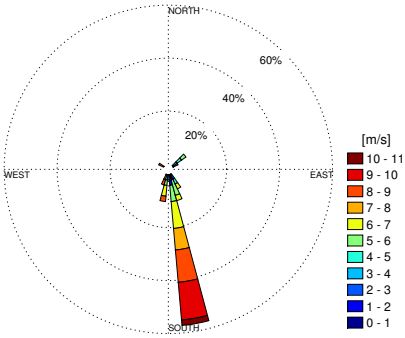
Figur 7.35: Vind over Byfjorden i tidsrommet 27 april kl 00.00 og 29 april kl 00.00



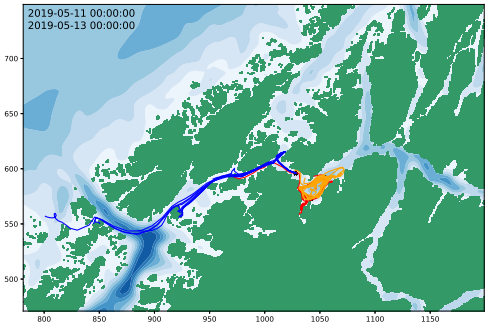
Figur 7.36: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 02 mai kl 00.00 og 04 mai kl 00.00



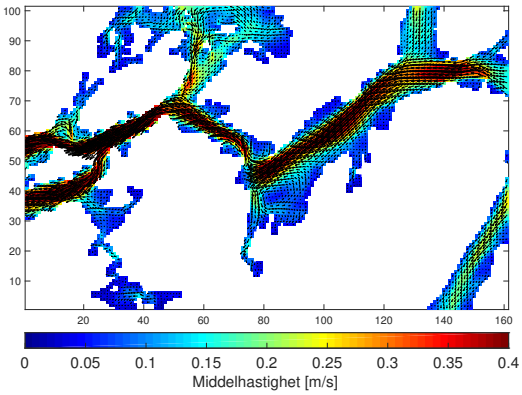
Figur 7.37: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 02 mai kl 00.00 og 04 mai kl 00.00



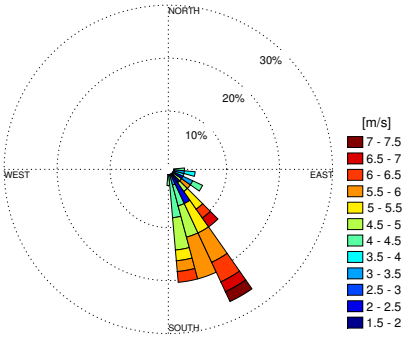
Figur 7.38: Vind over Byfjorden i tidsrommet 02 mai kl 00.00 og 04 mai kl 00.00



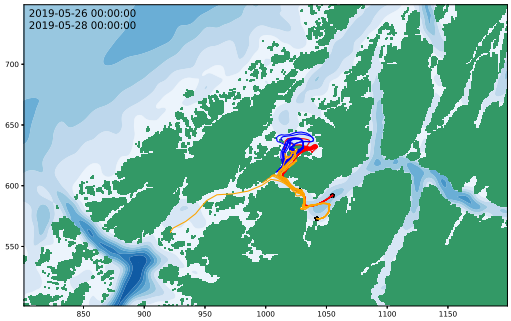
Figur 7.39: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 11 mai kl 00.00 og 13 mai kl 00.00



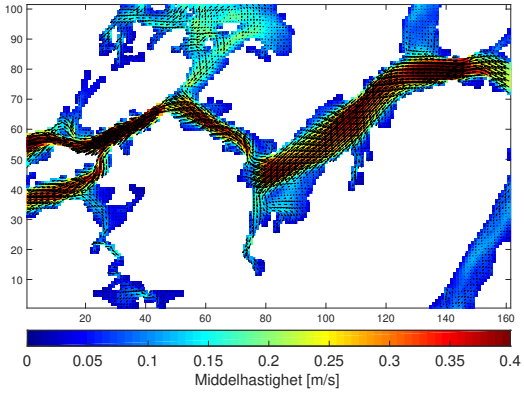
Figur 7.40: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 11 mai kl 00.00 og 13 mai kl 00.00



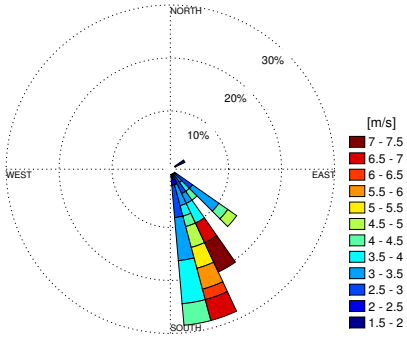
Figur 7.41: Vind over Byfjorden i tidsrommet 11 mai kl 00.00 og 13 mai kl 00.00



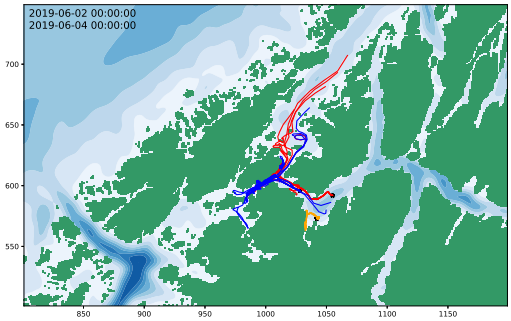
Figur 7.42: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 26 mai kl 00.00 og 28 mai kl 00.00



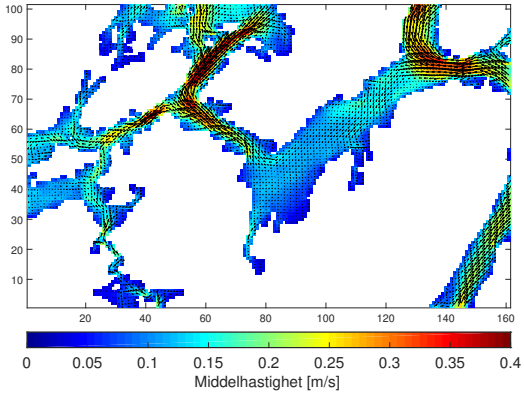
Figur 7.43: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 26 mai kl 00.00 og 28 mai kl 00.00



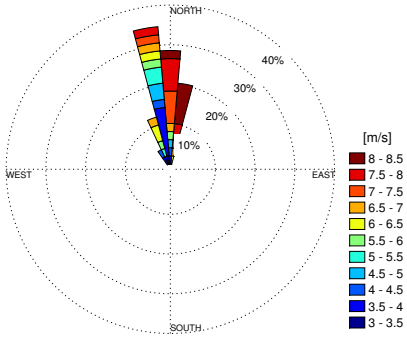
Figur 7.44: Vind over Byfjorden i tidsrommet 26 mai kl 00.00 og 28 mai kl 00.00



Figur 7.45: Overflatedrift fra tre punkter markert med sort stjerne, i tidsrommet 02 juni kl 00.00 og 04 juni kl 00.00



Figur 7.46: Middelstrøm i Byfjorden i tidsrommet 02 juni kl 00.00 og 04 juni kl 00.00



Figur 7.47: Vind over Byfjorden i tidsrommet 02 juni kl 00.00 og 04 juni kl 00.00