

RAPPORT

GRUNNVANNSUTSTRØMNING PÅ FJORDBUNNEN FRA SPREKKESYSTEMET I DEN USTABILE FJELLSIDEN VED STAMPA, AURLANDSFJORDEN, SOGN OG FJORDANE

Helge Henriksen, Torbjørn Dale

Avdeling for ingeniør og naturfag



RAPPORT

Postboks 133, 6851 SOGNDAL telefon 57676000 telefaks 57676100

TITTEL Grunnvannsutstrømning på fjordbunnen fra sprekkesystemet i den ustabile fjellsiden ved Stampa, Aurlandsfjorden, Sogn og Fjordane	RAPPORTNR. 2/16	DATO 10.06.2016
PROSJEKTTITTEL PUS-Pulsen på Stampa	TILGJENGE Åpen	TAL SIDER 35
FORFATTAR Helge Henriksen, Torbjørn Dale	PROSJEKTLIAR/-ANSVARLEG Helge Henriksen	
OPPDRAGSGJEVAR Norges Vassdrags og energidirektorat (NVE)	EMNEORD Grunnvann, ustabil fjellside, submarin grunnvannsutstrømning, fjordhydrografi	
SAMANDRAG / SUMMARY <p>Det infiltrerer betydelige mengder overflatevann fra bekken Joasetegrovi i fjellplatået ved Joasete ca. 900 moh og ned i sprekkesystemet i det ustabile fjellpartiet. Vannmengden som infiltrerer varierer fra 0-17 l/s avhengig av årstid og nedbør. Under det ustabile fjellpartiet og ned til fjorden er det kartlagt 7 kilder. En av kildene ligger ca. 300 moh, 4 kilder ligger ca. 100 moh, en kilde ligger ca. 50 moh og en kilde ligger helt i strandkanten. I kildene er det målt elektrisk ledningsevne og temperatur og gjort grove anslag av vannføring. Gjennomsnittlig vannføring i kildene er anslått til 5 – 12 l/s. Vannets gjennomsnittlige elektriske ledningsevne μ er 237 μS/cm, noe som tyder på lang oppholdstid.</p> <p>I et rektangulært rutenett på 0.16 km² med 16 målestasjoner i Aurlandsfjorden under det ustabile fjellpartiet er det gjort vertikale profilmålinger av fysiske parametere i sjøvannet. Målingene ble utført som fire måleserier i perioden oktober 2013 – august 2014. På basis av undersøkelsene finner vi det sannsynlig at, det i tillegg til kildene i fjellsiden, også finnes minst 3 undersjøiske ferskvannskilder i fjorden under det ustabile fjellpartiet. Grunnvann som strømmer ut på fjordbunnen fra disse kildene vurderes opprinnelig å ha infiltrert i baksprekken på Joasete og kan ha en oppholdstid på 5½-6 måneder. Det vurderes som ikke usannsynlig at samlet vannføring i kildene balanserer infiltrerende overflatevann.</p> <p>På grunnlag av observerte kilder i fjellsiden og mulige kilder på fjordbunnen strømmer infiltrerende overflatevann fra Joasetegrovi ut i fjellsiden fra ca. 300 meters høyde og under dette. Over denne høyden har vi ikke registrert utstrømning av grunnvann i form av kilder og her anser vi fjellpartiet som drenert.</p> <p>Det er ønskelig å verifisere resultatene ved å utføre systematiske vannføringsmålinger i kildene over fjorden og visuelle observasjoner av pockmarks eller direkte oppstrømmende grunnvann fra fjordbunnen. Til dette trengs undersøkelser med multistråle-ekkolodd og undervannsfilmning med ROV. Sporforsøk med naturlige isotoper kan verifisere oppholdstid.</p>		
PRIS Kr 000,-	ISSN 0806-1688	ANSVARLEG SIGNATUR <i>Tarald Seldal</i>
	ISBN 978-82-466-0139-7	

Forord

Denne rapporten sammenfatter resultatene av prosjektet PUS- Pulsen på Stampa- et prosjekt for å få mer kunnskap om de hydrogeologiske forholdene i den ustabile fjellsiden ved Stampa-Joasete, innerst i Aurlandsfjorden.

Prosjektet, inklusive feltarbeid og rapportering, startet i mars 2013 og ble avsluttet i november 2015.

Prosjektdeltakere har vært Helge Henriksen og Torbjørn Dale.

Prosjektet er et lavkostnadsprosjekt der NVE har bidratt med tilskudd på til sammen kr. 140 000. Kontaktpersoner hos NVE har vært Hallvard Berg og Lars Harald Blikra.

Professor Stein Bondevik (HiSF) og Dr. scient. Oddmund Soldal (COWI AS) har utført faglig kvalitetssikring av rapporten.

Innhold

1	Innledning og bakgrunn.....	4
1.1	Geologiske modeller for det ustabile fjellpartiet	5
2	Materiale og metoder	8
2.1	Infiltrasjon	8
2.2	Hydrogeologiske forhold; kartlegging av kilder.....	9
2.3	Kartlegging av grunnvannsutstrømning på fjordbunnen	10
3	Resultat.....	15
3.1	Infiltrasjon i sprekkesystemene og kilder i fjellsiden	15
3.2	Kilder på fjordbunnen.....	18
3.2.1	Sesongvariasjoner.....	18
3.2.2	Måleserie 1: 25. oktober 2013	19
3.2.3	Måleserie 2: 26. november 2013	21
3.2.4	Måleserie 3: 7. mars 2014	23
3.2.5	Måleserie 4: 17. august 2014	25
4	Arbeidsmodell for denne studien.....	28
5	Diskusjon	31
6	Konklusjon og forslag til videre undersøkelser	34
7	Referanser	35
	APPENDIX	37

1 Innledning og bakgrunn

Den østlige fjellsiden langs indre deler av Aurlandsfjorden og Flåmsdalen består av bergarten fyllitt som generelt er en svak bergart. Store åpne sprekker i fjellsiden og på fjellplatået vitner om deformasjoner i området. I fjorden er det kartlagt store skredavsetninger fra tidligere fjellskred (Domaas o.a. 2002). Siden 2005 er det utført dGPS målinger i til sammen 19 målepunkt i det ustabile fjellpartiet (Hermanns o.a. 2011). Gjennomsnittlig årlig horisontal bevegelse pr. målepunkt i denne perioden er maksimalt 12 mm, og maksimal årlig horisontal bevegelse for et målepunkt er ikke høyere enn 24 mm. Selv om fjellpartiet har relativt små bevegelser og ikke viser tegn til økt deformasjon i måleperioden anser NVE at muligheten for store fjellskred fra området er en problemstilling som bør følges opp. Oppfølgingsarbeidene er oppsummert i NVE-rapport 35 (2013). Rapporten, som er delvis basert på anbefalinger fra et internasjonalt ekspertpanel, inneholder en risikoklassifisering og foreslår i tillegg undersøkelser som kan bidra til å redusere usikkerheten i denne klassifiseringen.

I rapporten fra NVE anbefales det at HiSF fortsetter sine undersøkelser av grunnvannsforholdene i plataået og fjellsiden i området Joasete- Stampa, som er den nordlige delen av det ustabile fjellpartiet (Fig. 1). Disse undersøkelsene startet opp i 2010 som en bachelor-oppgave utført av studenter fra HiSF, og ble videreført som HiSF prosjektet PUS-Pulsen på Stampa- fra og med 2013. Prosjektet har vært utført av førsteamanuensis Helge Henriksen og førsteamanuensis Torbjørn Dale og har økonomisk støtte fra NVE på kr. 140 000 i prosjektperioden 2013-2014.

Visuelle observasjoner viser at det infiltrerer betydelige vannmengder fra bekken i fjellplatået ved Joasete og ned i sprekkesystemet. Det er imidlertid usikkert hvor vannet tar veien. Infiltrerende vann kan fordeles i sprekkesystemet under Stampa, renne ut av området i overflatenære sprekkesystem, ha utstrømning i rasmassene eller på fjordbunnen. Generelt vil grunnvann i en bergmasse føre til nedsatt friksjon på sprekkeplan og økt sprekkevannstrykk noe som vil destabilisere en oppsprukne fjellside. Graden av destabilisering vil avhenge av hvor godt den oppsprukne fjellmassen drenerer vannet som har infiltrert sprekkesystemene. På denne måten har infiltrasjons- og dreneringsforholdene betydning for risikovurderingen av skred.

Kvantitative vannføringsmålinger av infiltrerende overflatevann fra Joasetegrovi ble utført i 2010/2011 og videreført som semi-kvantitative målinger i 2013-2015. De semi-kvantitative målingene ble utført ved hjelp av vannmerke og overvåkningskamera. Slik instrumentering ble også satt opp i Joasetegrovi ved Joasetdokki, i fjellsiden ca. 200 meter lavere enn Joasete, og i elva Markåna oppstrøms og nedstrøms det ustabile fjellpartiet. Under det ustabile fjellpartiet og ned til fjorden er det kartlagt flere kilder. I kildene er det målt elektrisk ledningsevne og temperatur og gjort grove anslag av vannføring.

I et rektangulært rutenett (0.16 km²) med 16 målestasjoner i fjorden under det ustabile fjellpartiet (Fig. 1) er det gjort vertikale profilmålinger av fysiske parametere i sjøvannet. Målingene ble utført som fire måleserier i perioden oktober 2013 – august 2014.

I denne rapporten presenteres oppnådde resultater og tolking av disse i forhold til ulike geologiske modeller av det ustabile området. Med utgangspunkt i eksisterende geologiske modeller for den ustabile fjellsiden og foreliggende geofysiske målinger bruker vi våre hydrologiske og hydrografiske observasjoner til å bygge opp en konseptuell modell for sprekkenettverk og vannstrømning.

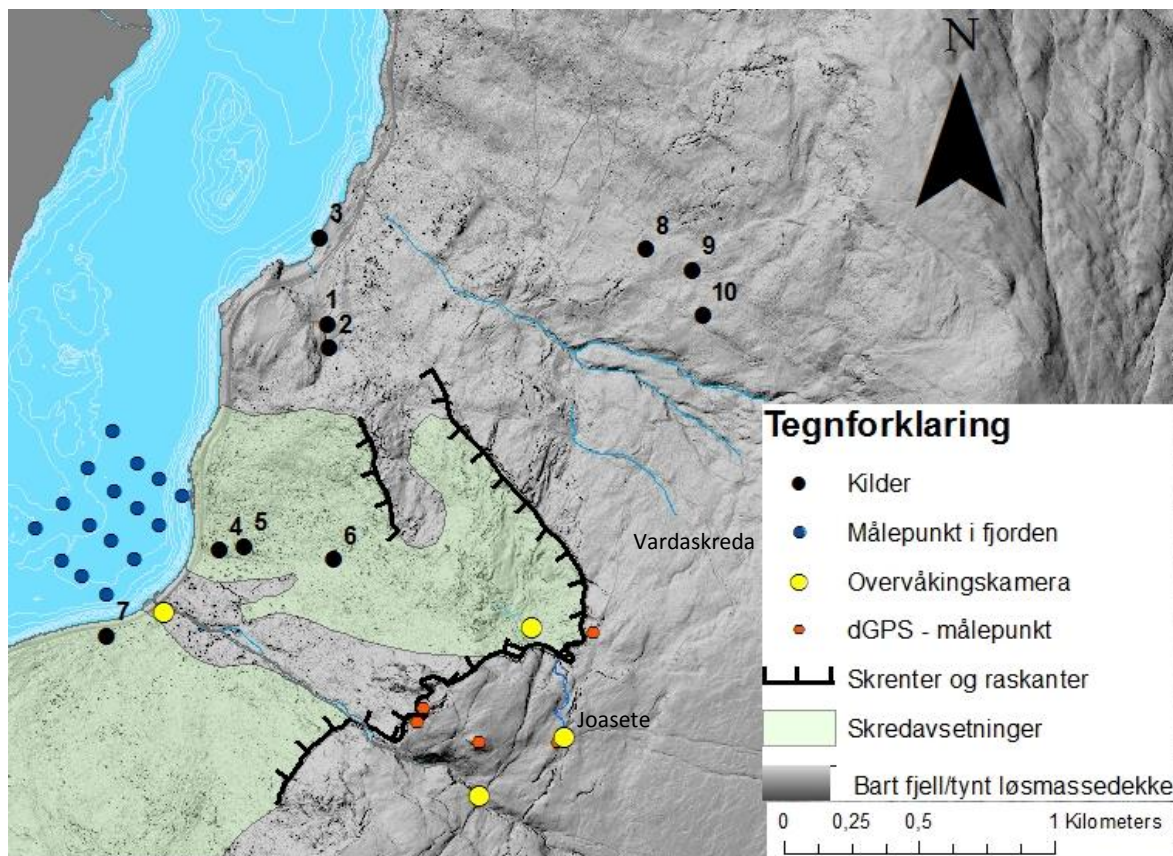


Fig. 1 Terrengmodell (1 m) av den nordlige delen av det ustabile området som viser viktigste geomorfologiske elementer, målepunkt, kilder og utplasserte overvåkingskamera.

1.1 Geologiske modeller for det ustabile fjellpartiet

Hermanns o.a. (2011) utarbeidet modeller med tre ulike scenarier for kollaps av fjellsiden. Modellene utgjør grunnlaget for sammenstillingen utført av NVE (2013). Scenariene omfatter mulig utglidning av 8 blokker der avgrensningen mellom blokkene er basert på GPS-data, strukturdata og geomorfologisk kartlegging. De ulike scenariene er vist i Figur 2, der området for våre feltundersøkelser også er vist.

Scenario 1a er kontrollert av en utholdende NNE-SSV baksprekk ved Joasete og en mulig NV-SØ tverrsprekk langs Markåna. Utgående av et glideplan er antydnet i dalsiden ca. 230 moh. Scenario 2 omfatter en stor del av platået vest for Joasete og nord for Markåna, avgrenset av en dyp baksprekk i øst. Et potensielt glideplan med en helningsvinkel på 30° vil ha utgående ca. 550 moh, noe som ifølge NVE (2013) passer bra med de geomorfologiske forholdene og aktive skredavsetninger i forkant.

Potensielle løsnemekanismer for et fjellskred i området kan være planær utglidning eller utvelting (toppling), eventuelt en kombinasjon av disse. Foliajonen i fyllitten har en gjennomsnittlig fallretning mot NV, ned mot fjorden, med fallvinkel på 15 grader (Hermanns 2011), men det er store variasjoner i orientering. Det er ikke identifisert større, sammenhengende glideplan. En større utglidning langs foliasjonen i fyllitten regnes derfor som lite sannsynlig.

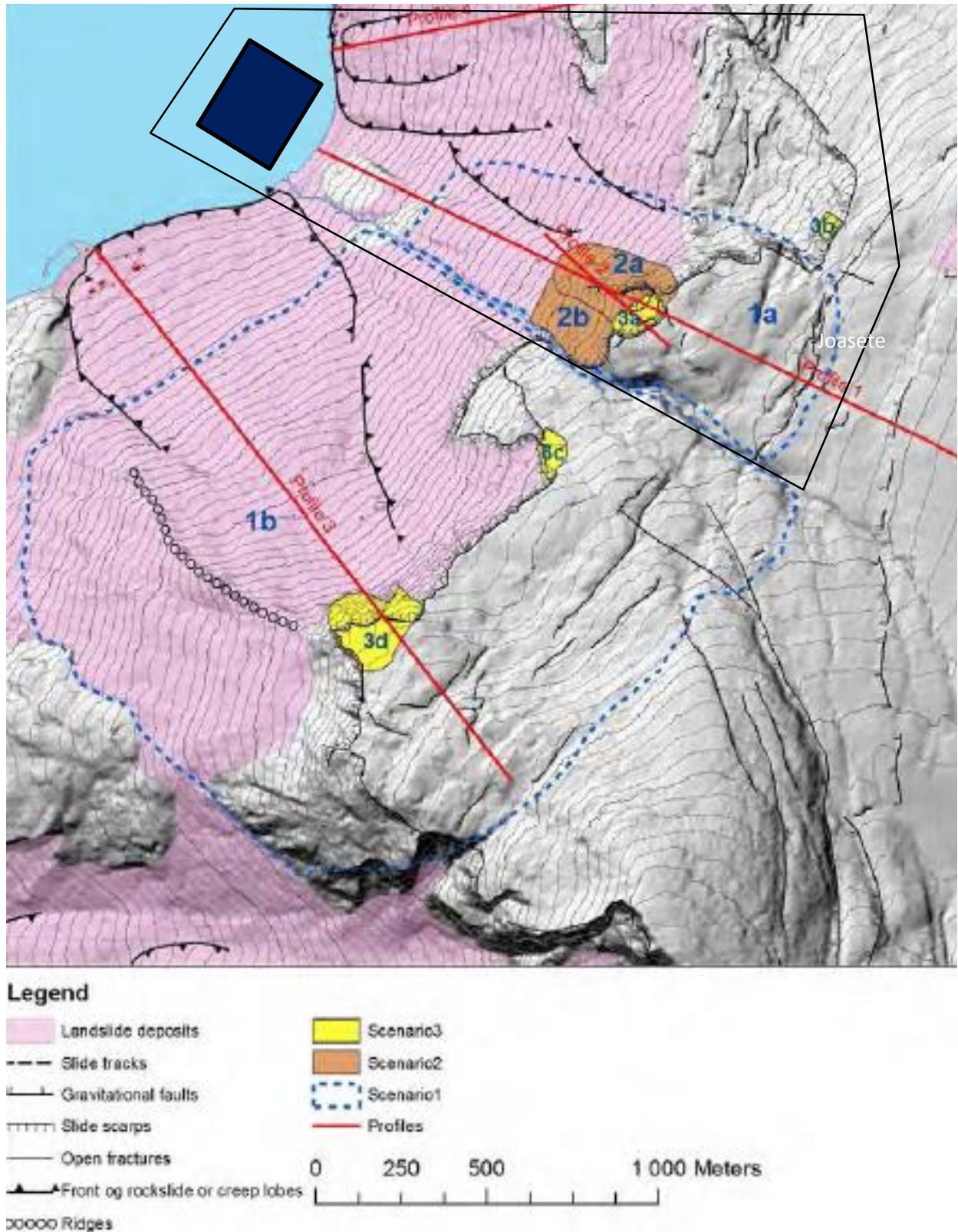


Fig. 2 Ulike scenarier for utglidning av fjellsiden i Stampa. Fra NVE (2013). Innenfor svart rektangel er det utført hydrologiske- og hydrogeologiske feltundersøkelser i forbindelse med dette prosjektet. Rutenettet med de 16 målestasjonene er innenfor det mørkeblå rektanglet.

NGI (2008) foreslo en modell med kontinuerlige glideplan langs foliasjonen i fyllitten i to ulike nivåer, begge med fall ca. 20° ut mot fjorden (Fig. 3). Det øverste glideplanet antas å ha utgående ca. 700 moh i fjellsiden mens et lavere glideplan antas å ha utgående ca. 550 moh. Det vurderes at tensjonssprekker i fjellplatået vest for Joasete når ned til glideplanene og er dannet som resultat av bevegelse langs disse (Fig. 3). Overflatevann antas å bli drenert inn i sprekken og gi vanntrykk på glideplanene.

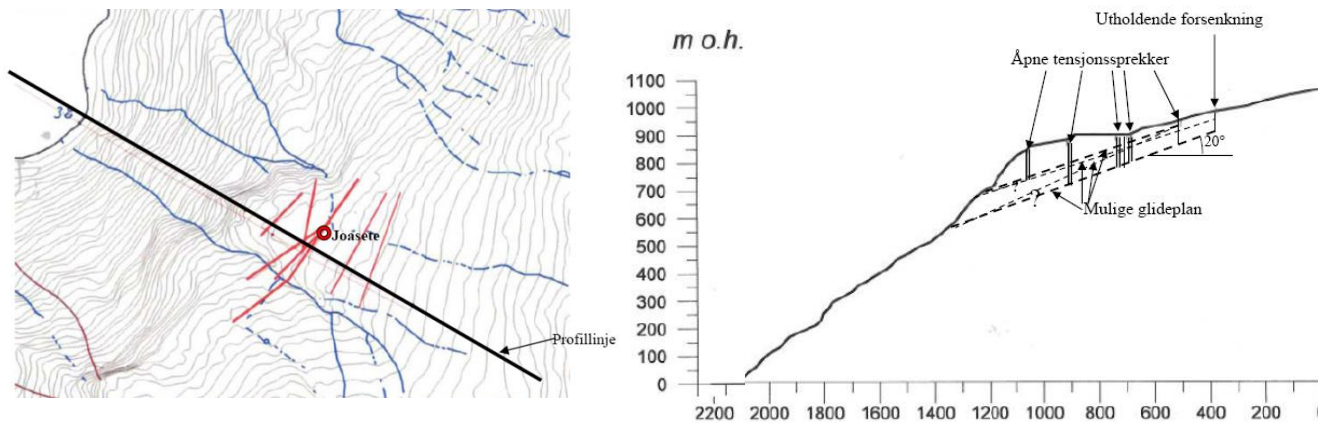


Fig.3 Modell til NGI (2008) for området ved Joasete-Stampa. Fra NGI-rapport 20081254-1. Røde linjer er tensjonssprekker.

På bakgrunn av strukturgeologisk kartlegging i området i 2008/2010 (Hermanns 2011) og tidligere regionale kartleggingsarbeider (Bryhni 1977; Henriksen 2000) er det klart at foliasjonen i fyllitten er foldet av mest sannsynlig to senere foldeepisoder. Foliasjonen i området Ramnanosi-Joasete har derfor en svært variabel orientering, og kan stå orientert på tvers av fjorden, være horisontal eller ha helning inn i fjellsiden. Av denne grunn er det vanskelig å se for seg et sammenhengende glideplan langs foliasjonen som heller utover fjorden. I området nord for Joasete, ved GPS-målepunkt 14 hvor det er registrert 1-2 cm bevegelse, er foliasjonen tilnærmet horisontal.

Selv om foliasjonsplanet uten tvil er en potensiell glideflate, må det være andre gjennomsettende plan som kan koble sammen foliasjonsplan på ulike nivå. Dette kan være skjærsoner utviklet parallelt med akseplanene til de første foldene av foliasjonen. Potensielle glideplan kan godt være en kombinasjon av disse omtalte skjærplanene og foliasjonen. Det er ikke gjort systematisk kartlegging av disse strukturene, men de som er observert er tilnærmet horisontale eller har en svak helning mot fjorden. Skjærsonene må antas å ha lavere skjærmotstand enn foliasjonsplanene i fyllitten. Slike skjærsoner vil ha varierende hydraulisk ledningsevne avhengig av finstoffinnholdet. For at de skal danne glideplan må de også bryte broer med foldet foliasjon

2 Materiale og metoder

2.1 Infiltrasjon

Det kan verifiseres visuelt og ved vannføringsmålinger at overflatevann i bekker som drenerer høytliggende områder øst for Joasete infiltrerer delvis inn i åpne fjellsprekker ved Joasete (Brenne o.a. 2011). Det samme gjelder bekken fra Vardaskreda (ECO 2009a). For bekken Markåna er det mer usikkert om vann infiltrerer i sprekker. Områdene er vist på Figur 4.

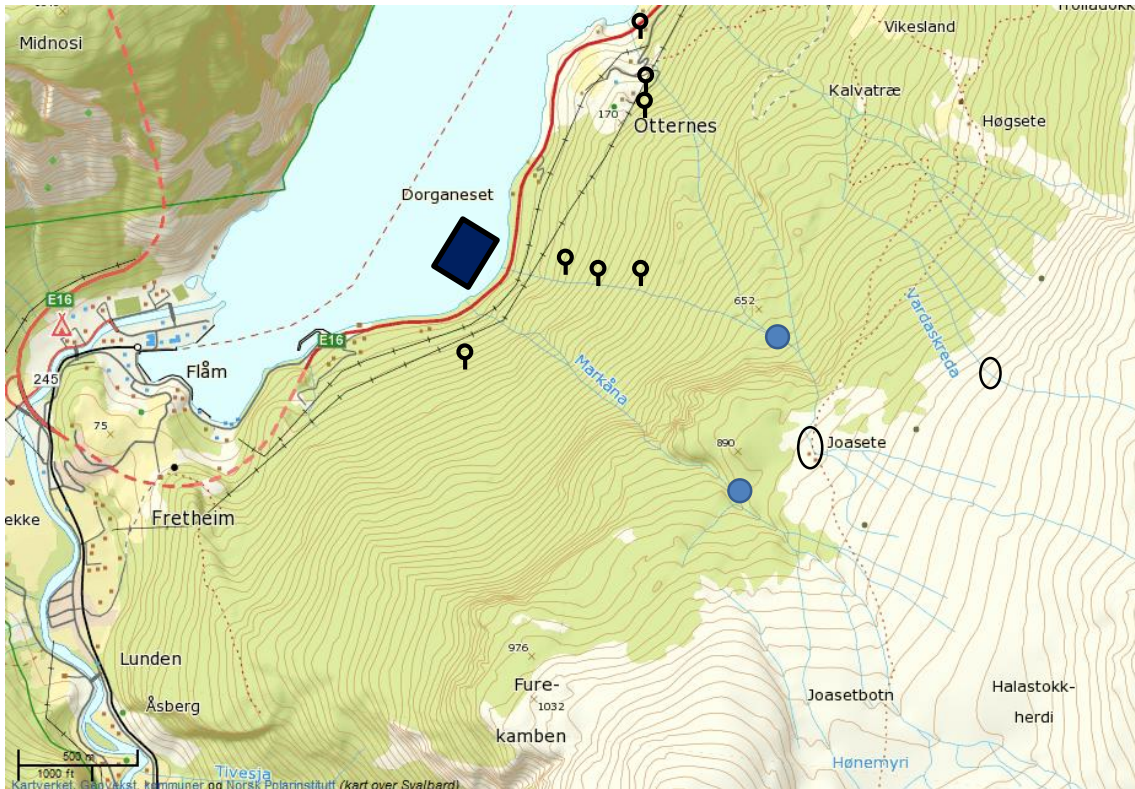


Fig. 4 Ringene viser områder hvor det er observert at overflatevann infiltrerer i fjellsprekker ved Joasete. Området der vi har undersøkt submarin grunnvannsutstrømning er markert med blått rektangel. Blå prikkersymbol viser plasseringer av overvåkingskamera. Mørk blåstiplet linje antyder baksprekken ved Joasete. Kilder er også vist.

Vannføringsmålingene i Joasetegrovi er utført ved hjelp av saltfortynningsmetoden (Merz og Doppmann 2006). I alt ble det gjort 5 målinger under varierende vannføring høsten 2010 og våren 2011 (Brenne o.a. 2011). Vannføringskurver ble etablert ved at vannstanden ble målt ved avlesning på en målestav samtidig med målingene. Til målestaven var det i tillegg montert en datalogger som leste av vannhøyden over dataloggeren tre ganger i døgnet. Dermed kunne vannføringen til ethvert tidspunkt beregnes ved hjelp av vannføringskurven. Målingene ble utført oppstrøms og nedstrøms infiltrasjonsområdet langs Joasetegrovi slik at infiltrert vannmengde kunne beregnes.

I tillegg til vannføringsmålingene med saltfortynningsmetoden har det vært gjort semi-kvantitative observasjoner av vannføring/infiltrasjon ved Joasete, Markåna og Joasetdokki ved hjelp av overvåkingskamera i sommer- og høstmånedene fra 28. august 2013 til 21 januar 2015 (Fig.1; Fig. 3). Kameraene tok ett bilde pr. døgn av bekkeløpene, og vannstand ble lest av på utplassert vannmerke. På grunnlag av vannstanden kunne vannføringen estimeres semi-kvantitativt (Fig.5). Vi har ikke gjort tilsvarende målinger i Vardaskreda.



Fig. 5 Vannføringen i bekken ved Joasetdokki 22.05.2014. Bekken er fortsettelsen av Joasetegrovi og er vannførende kun under snøsmelting eller ved flomperioder i Joasetegrovi.

2.2 Hydrogeologiske forhold; kartlegging av kilder

Kartlegging av kilder ble utført ved befaringer i fjellsiden mellom Joasete-området og Aurlandsfjorden. For å sile ut temporære kilder ble kartleggingen utført sent på vinteren/tidlig om våren. Det er også gjort målinger av elektrisk ledningsevne og temperatur og kvalitative vurderinger av vannføring. I alt er det kartlagt 7 kilder (Fig.1; Fig.4). Kildene 1 og 3 har direkte utspring fra fjellsprekker, mens de øvrige kildene har utspring fra skredavsetninger. Alle kildene har karakter av punktkilder (Fig. 6). Flere av kildene er i bruk til vannforsyning, noe som vanskeliggjør instrumentering.

Lenge nord, i området mellom Vardaskreda og Vikesland er det også flere kilder (Fig. 1; 4).



Fig. 6 Kilde 5. Vannføringen i overløpet er 3-4 l/s

2.3 Kartlegging av grunnvannsutstrømning på fjordbunnen

Informasjon fra lokalkjente i Flåm indikerer at det skjer utstrømning av ferskvann fra fjordbunnen 5-10 meter fra land i Stampabukti. Området, som ligger nær det nordøstligste målepunktet i rutenettet (Fig. 1; Fig. 4), vises som luftbobler eller isfrie områder om vinteren.

Submarin utstrømning av grunnvann (SGD) er en vanlig prosess (Burnett o.a. 2006) men er lite beskrevet i Norge. Utstrømningsområder kan lokaliseres ved systematiske vertikale profilmålinger av fysiske og kjemiske parametere som for eksempel salinitet, densitet, temperatur, turbiditet og ^{222}Rn (Saito o.a. 2011). Sjøbunnstopografi kan også indikere steder med subakvatisk utstrømning av grunnvann (Reusch o.a. 2015).

Fjordbunnen i det undersøkte området er ca. 50 m dyp. Seismiske profiler og batymetriske data indikerer at det indre fjordbassenget fra Otternes (Fig. 7) består av skredmasser med forskjellig alder (Domaas o.a. 2002). De yngste skredmassene ligger i bukta ved Stampa, der våre målinger er utført. Over og/eller mellom skredmassene ligger det lagdelt leire og silt med mektigheter 2- 4 meter. I forbindelse med ny trase for E16 mellom Aurland og Flåm skjedde det en utfylling av sprengstein i de indre delene av Stampabukti (Tvedten o.a. 1996).

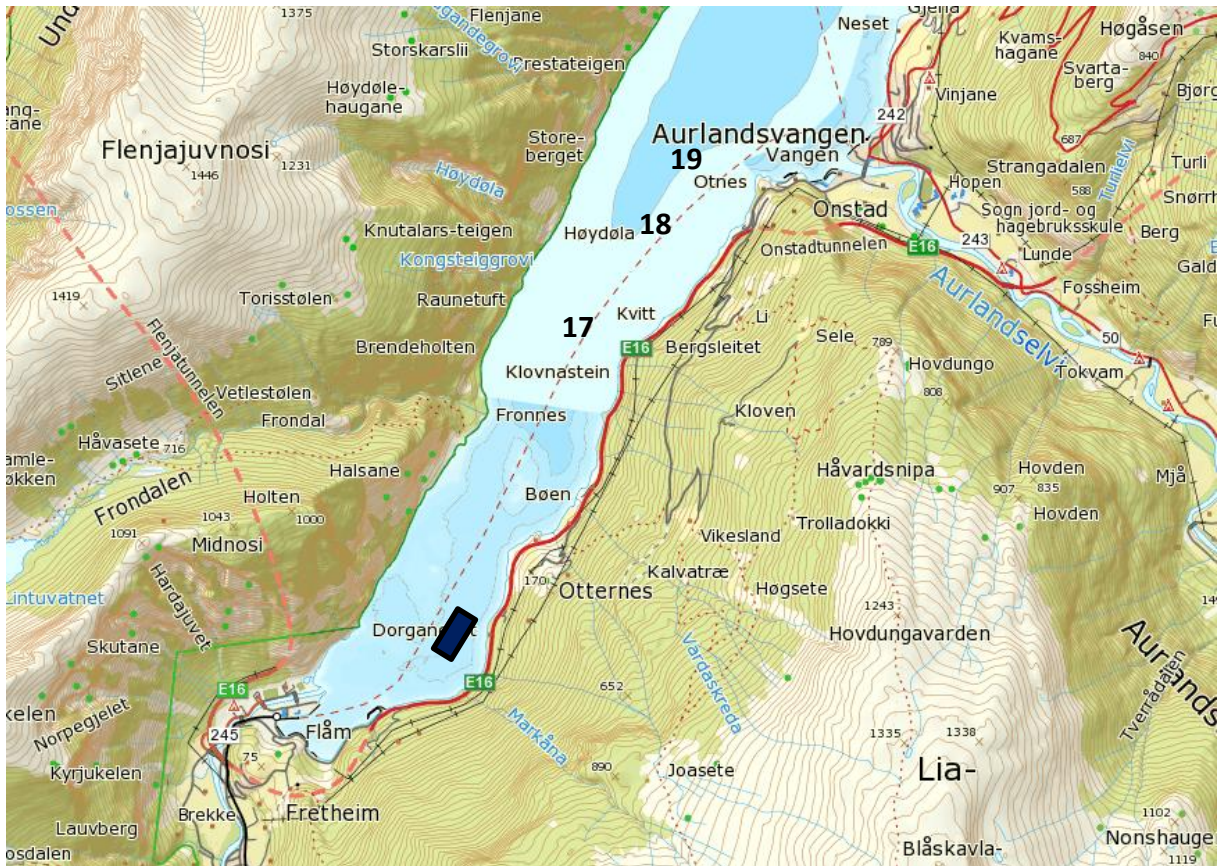


Fig. 7 Lokalteter for referansemålinger i Aurlandsfjorden. Området for målepunktene 1-16 er markert med mørkeblått rektangel.

Det undersøkte området på ca. 0.16 km² var på forhånd delt inn i et rutenett med 16 målestasjoner fordelt i et rektangulært mønster med ca. 100 m mellom hver målestasjon (Fig. 1). Området ble valgt ut fra hvor vi forventet det kunne være utstrømning av ferskt grunnvann på fjordbunnen.

Fysiske parametere til vannmassene i undersøkelsesområdet ble målt med en nedsenkbar sonde av typen STD -SAIV 204 (Fig. 8) som logger hvert annet sekund nedover i vannsøylen. STD-en måler/beregner disse parametere: vanddyb (m), salinitet (psu)¹, temperatur (°C), densitet (sigma-t)², oksygen (mg/l og metningsprosent), klorofyll (µg/l) og turbiditet (FTU). Hver måling ble utført ved å manuelt senke STD-en så jevnt som mulig med et tau ned til ca. 30-35 m uten å treffe bunnen som i mesteparten av området var omkring 50 m. Det ble valgt et standard måledyp på omkring 30 – 35 m da det ble antatt at eventuelle innlagringslag av oppstrømmende ferskvann ville finnes i dette dybdeintervallet.

1. psu er total saltkonsentrasjon (salinitet) i sjøvann (g) pr. kg sjøvann
2. Sigma-t er beregnet som den på stedet målte densiteten til sjøvannet (kg/m³), som avhenger av salinitet (S), temperatur (t), minus 1 (kg/m³) multiplisert med 1000: $\sigma\text{-t} = [9 (S, t) - 1] \cdot 1000$. Det er ikke tatt hensyn til effekten av trykk. For standard sjøvann med densitet 1.027 kg/m³ blir for eksempel $\sigma\text{-t} = 27$.

Stasjon 4 var noe grunnere enn de andre da bunnen ble truffet på ca. 28 m (bløt), 15 m (hard), 20 m (bløt) og 20 m (bløt) på de respektive innsamlingsdatoene. I dette området ligger store skredblokker på fjordbunnen, noe som forklarer variasjonen i påtruffet dyp. Fra dette området er det en bratt skråning med raskt økende dyp. I tillegg til STD-målingene ble også siktedypet (Secchidypet) målt.

Secchidypet styres av partikkelinnholdet (turbiditeten) i vannmassene. Partiklene kan ha et geologisk opphav (silt/leire) eller biologisk (planteplankton). Secchidypet ble registrert som dypet der en hvit plastplate ikke lengre kunne sees ved nedsenkning. Det ble ikke brukt vannkikkert.

I tillegg til stasjonene 1-16 ble det også gjort målinger på tre referansestasjoner (17, 18 og 19) lengre ute i fjorden. Stasjon 19 er på høyde med de dykkete ferskvannsutslippene fra Vangen kraftverk i Aurland ca. 4.5 km fra Stampabukti (Fig. 7). For målingene 25. oktober (måleserie 1) har vi ingen referansestasjon.

Målingene ble utført som 4 måleserier: 25. oktober 2013, 26. november 2013, 7. mars 2014, og 17. august 2014 (Tabell 1). Til målingene brukte vi en 13 fots åpen båt med 9 hk påhengsmotor. Posisjonen til hver målestasjon ble bestemt med en håndholdt Garmin GPS 60SX. Vanligvis ble de ulike stasjonenes posisjon funnet etter kort tid, men enkelte ganger ble det litt ekstra manøvrering for å oppnå korrekt posisjon. Dette kan ha medført oppvirvling av vannmassene i overflatelaget. På grunn av varierende vind- og strømforhold var det vanskelig å få utført målingene på nøyaktig samme sted. Avdrift fra opprinnelig målepunkt er 0- 10 meter. Målingene startet alltid først på stasjon 1. Hver måleserie tok mellom 2-3 timer. Målingene startet ca. 1-2 timer etter fjære og ble avsluttet ca. 4-5 timer etter fjære (Tabell 1). Dette betyr svake tidevannsstrømmer ved start av en måleserie og sterkere mot slutten av måleserien. Tidevannsforskjellene varierte mellom 56- 96 cm med minst tidevannsforskjell 26. november og størst de to siste datoene. Styrken på tidevannsstrømmen øker med tidevannsforskjellen.



Fig. 8 Bilde fra målingene 25.10.2013 som viser Torbjørn Dale med STD-en klar for dybdeprofilering.

Tabell 1 Tidspunkt for data-innsamling og flo/fjære. Flo/fjæretidspunktene er beregnet fra Kartverkets tidevannstabeller. Vi har brukt tabell for Bergen men korrigert tidspunkt med – 10 min. og tidevannsforskjell med faktor x 1,15 for Aurlandsfjorden som sekundærhavn (Kartverket 2013, 2014).

Dato	Måletidspunkt	Fjære/Flo	Tid etter fjære	Tidevanns forskjell
2013-10-25	ca. 1045-1250	0845/1528	ca. 2-4 t	77 cm
2013-11-26	ca. 1110-1410	0959/1630	ca. 1-4 t	56 cm
2014-03-07	ca. 1030-1330	0827/1501	ca. 2-5 t	96 cm
2014-08-17	ca. 1100-1410	1016/1646	ca. 1-4 t	96 cm

STD-en målte hvert 2. sekund. For å øke oppløsningsgraden til målingene ble nedsenknings-hastigheten redusert noe etter den første måleserien. Tabell 2 viser det gjennomsnittlige antall målepunkt pr. meter og beregninger av minimumstykkelse for deteksjon av vannlag på de 4 innsamlingsdatoene for dypene 0-10 m og 10-30 m.

Tabell 2 Gjennomsnittlig målepunkt/m og beregnet deteksjonsgrense for registrering av tykkelse på vannlag på de 4 innsamlingsdatoene i laget 0-10 m og 10-30 m. Dersom det finnes et ferskvannspåvirket lag som er tynnere enn deteksjonsgrensen, er det mulig at dette vannlaget ikke vil bli registrert.

Måleserie	0-10 m		10-30 m	
	Målepunkt/m	Deteksjonsgrense for lagtykkelse	Målepunkt/m	Deteksjonsgrense for lagtykkelse
1	3,9	26 cm	2,7	38 cm
2	4,5	22 cm	3,4	30 cm
3	4,2	24 cm	3,4	28 cm
4	4,3	24 cm	3,3	30 cm
Snitt	4,2	24 cm	3,2	32 cm

Etter målingene ble rådataene importert til Excel-format og behandlet videre av oss. Figur 9 er et typisk eksempel fra en målestasjon, og illustrerer at vannmassene i en fjord er generelt organisert i *vannlag*. Et vannlag er karakterisert av densitet, som styres av salinitet og temperatur. I et *homogent vannlag* er det liten variasjon i densitet og salinitet med dypet. *Inhomogene vannlag* har derimot store endringer over korte dybdeintervall og danner ofte overgangslag mellom homogene vannlag. Fjorder har vanligvis tre hovedlag. Øverst er *ferskvanns/brakkvannslaget* som er sterkt preget av tilførsel av overflatevann. Under dette laget følger et *intermediært lag* som går ned til terskeldypet i fjorden. Siden det ikke er en terskel i Aurlandsfjorden betyr dette at det intermediære laget i Aurlandsfjorden når ned til ca. 165 meter som er terskeldypet i Sognefjorden. Vannet under det intermediære laget kalles bassengvann. I bassenglaget er vannutskiftningen dårlig, mens den er god i de øvrige lagene. I det undersøkte området innerst i Aurlandsfjorden er fjorddypet ca. 50 meter, og våre hydrografiske målinger er derfor utført i ferskvanns/brakkvannslaget og i det intermediære laget. Innenfor det intermediære laget kan det i fjorder ofte dannes flere homogene lag, adskilt av inhomogene lag. Dette henger sannsynligvis sammen med lokale effekter av større elveutslipp på ulike steder i fjorden.

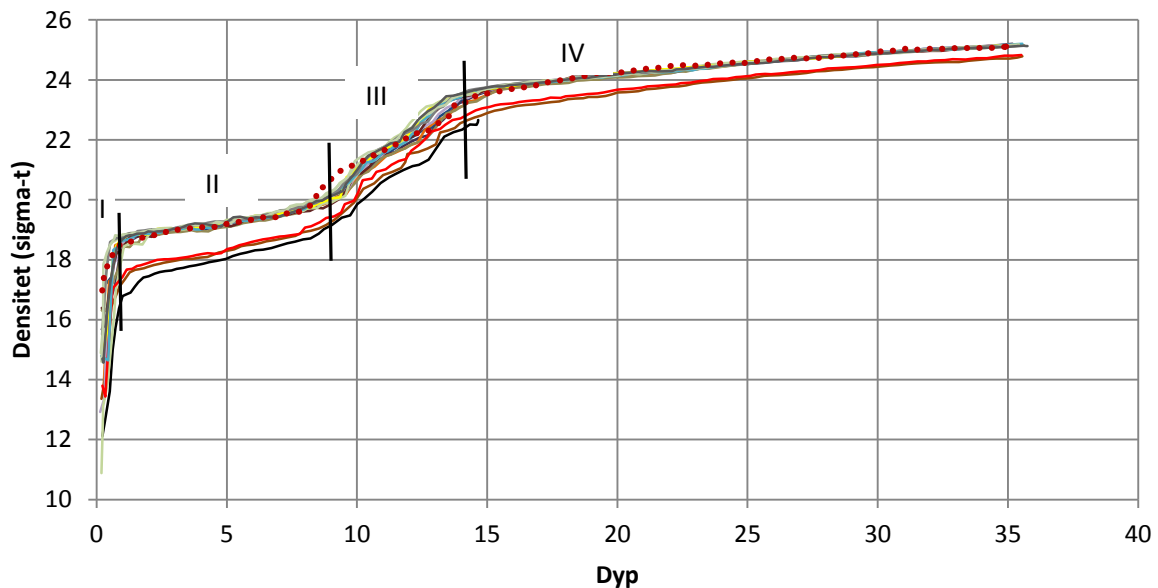


Fig.9 Målinger av densitet for måleserie 2, 26. november 2013, som viser lagdelingen i vannmassene. Kurvene med ulike farger er målinger fra forskjellige målestasjoner. Vi ser tydelig et brakkvannslag (I), et homogent lag (II) under dette, et inhomogent lag (III) og et nytt homogent lag (IV) fra ca. 12 meter.

Ved stabile forhold uten strøm vil oppstigende ferskvann fra fjordbunnen blande seg med fjordvannet i det intermediære laget og *innlagres* på et dyp avhengig av densiteten til blandingsvannet. Om vinteren når det er liten tilførsel av ferskvann fra elver og dermed mindre forskjell i densitet mellom de øverste og dypeste lagene kan oppstigende ferskvann også lagres inn i overflatelaget.

Oppløsningen på målingene våre muliggjør registrering av lag med minimum tykkelse på 22-38 cm (Tabell 2). Innenfor homogene lag kan derfor tynne *mikrolag*, med små markante økninger i for eksempel salinitet registreres. Hver av våre fire måleserier illustrerer dybdevariasjonen for de målte fysiske parameterne i 16 målepunkt og 3 referansestasjoner. Avvik fra det generelle mønsteret for et målepunkt, som for eksempel lavere densitet, kan skyldes oppstrømmende ferskt grunnvann fra fjordbunnen under målepunktet.

Fysiske- og kjemiske signaler fra utstrømningsområder på fjordbunnen kan forstyrres eller forveksles helt med andre mulige tilførselskilder for ferskvann. I dette området er det bekken Markåna, Flåmselvi, mulig gråvann fra turistskip og ferskvannsutslippet fra Vangen kraftverk (McClimans 1981) på 19-25 meters dyp like øst for Otnes utenfor Aurland (Fig. 7). Det ene dykkete utslippet sender ut vann mellom ca. 25-21,5 m dyp, mens det andre sender ut vann fra ca. 22-19 m dyp. Dette betyr at mulige effekter fra de dykkete utslippene vil kunne observeres i vannmasser grunnere enn 25 m. I 2013 var det ikke utslipp i perioden mai-september, men fra 26. september var det kontinuerlige utslipp fram til 1. mai 2014. Det ble ikke sluppet ut vann i perioden 1. mai-7. september 2014. Dette betyr at det var utslipp fra de dykkete utslippene på alle våre undersøkelsesdatoer, med unntak av den siste i august 2014. Volumet av vann som ble sluppet ut pr. døgn varierte, men lå vanligvis omkring 20-60 m³/s. Kloakkutslippene fra Aurland og Flåm som er på henholdsvis 35 og 45 meters dyp (Vassenden et al 2007) kan neppe ha forårsaket det generelle mønsteret.

3 Resultat

3.1 Infiltrasjon i sprekkesystemene og kilder i fjellsiden

I Joasetegrovi varierer vannføringen målt etter saltfortynningsmetoden fra 5 til 105 l/s (Fig. 10). Dette stemmer godt overens med estimert middelvannføring i Joasetegrovi som er 70 l/s (ECO 2009b). Joasetegrovi og Vardaskreda dreneres helt eller delvis inn i fjellsprekker, avhengig av vannføringen i bekkene. Generelt er vannføringen i Joasetegrovi sterkt nedbørpåvirket med minimal/ingen vannføring under perioder med lite nedbør og i vinterhalvåret. En oppsummering av målingene for perioden 29. august – 27. oktober 2013 illustrerer dette (Fig. 12).

Ved liten vannføring i Joasetegrovi infiltrerer alt vann (100 %) i sprekkesonen, ellers infiltreres rundt 20 %. (Brenne o.a. 2011; Fig. 10; Fig. 11). Dette gir maksimalt 17 l/s vann som infiltrerer i lokale flomtopper. Gjennomsnittlig infiltreres ca. 10 l/s. Vannmengden som infiltrerer må svare til vannføringen i kilder nedstrøms i dalsiden og eventuell utstrømning på fjordbunnen.

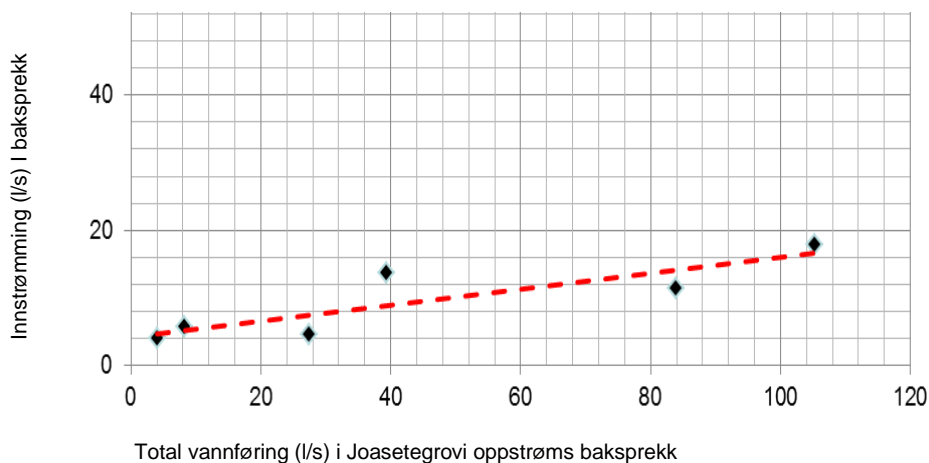


Fig. 10 Vannføring i Joasetegrovi oppstrøms baksprekken plottet mot infiltrasjon i baksprekken. Infiltrert vannmengde øker med vannføringen i Joasetegrovi.



Fig. 11 Ved liten vannføring i Joasetegrovi infiltreres alt vann i baksprekken. Foto fra overvåkningskamera.

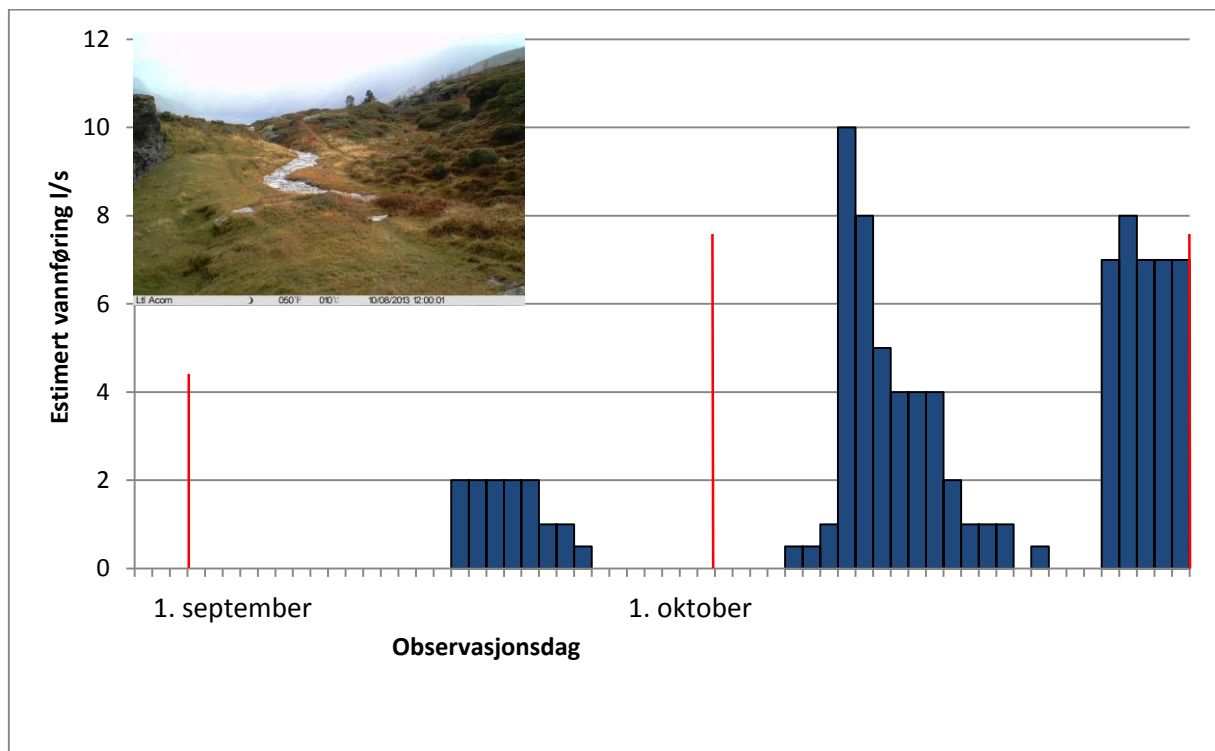


Fig. 12 Estimert vannføring i Joasetegrovi over baksprekken i perioden 29.08- 27.10 2013. Infiltrert vannmengde antas å utgjøre 20 % av denne. Bildet viser observasjon av vannføring 8.10.2013. Røde stolper viser henholdsvis 1. september, 1. oktober og 27. oktober.

Målinger i et peilerør installert i baksprekken ved Joasete viser at sprekken er tørr ned til minst 17 meters dyp (Brenne o.a. 2011). Geofysiske resistivitetsmålinger (NVE 2013) indikerer at grunnvannsnivået i de mest ustabile områdene ytterst på fjellplatået ligger relativt dypt, sannsynligvis mer enn 100 m under overflaten.

Vannet som ikke infiltrerer i baksprekken ved Joasete renner videre i Joasetegrovi og ut for brattskrenten som avgrensner nordlige del av blokken som avgrensner scenario 1a (Fig. 2). Bekkeløpet

som er fortsettelsen av Joasetegrovi har vært observert med overvåkningskamera ved Joasetdokki (Fig. 1; Fig. 4). Observasjonspunktet ligger ca. 700 moh, 200 meter lavere enn Joasete. Bekkeløpet (Fig. 5) er vannførende kun i perioder med sterk snøsmelting og lokale flomperioder i Joasetegrovi. Ut over dette infiltrerer overskuddsvannet i skredavsetninger ved foten av brattskrenten over målepunktet.

Noe lengre nede i dalsiden under det ustabile fjellplatået er det registrert en rekke kilder og kildebekker (Fig. 1; Fig. 4; Fig. 6). Både vanntemperatur og konduktivitet varierer, men er generelt betydelig høyere enn i det infiltrerende vannet fra Joasetegrovi. Konduktiviteten for kildene 1- 7 er rundt 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mens bekkevannet i Joasetegrovi har konduktivitet på ca. 25 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tabell 3).

Tabell 3 Målinger av elektrisk konduktivitet ($\mu\text{S}/\text{cm}$) og temperatur for kildene 1- 10 og overflatevann i Joasetegrovi og Markåna

	3.10. 2009	28.10. 2009	8.09. 2010	9.05. 2011	15.05. 2011	19.05. 2013	30.07. 2013	9.08. 2013	10.02. 2014	4.03. 2014	23.04. 2014	23.07. 2014	22.04. 2015
Kilde 1	233 /3.6	225 /3.5	247/ 4.1	275/ 4.1	260/ 4.1	275			227	229	275		281/ 4.2
Kilde 2				273/ 4.2									
Kilde 5										201			239/ 4.5
Kilde 6							200						208/ 3.8
Kilde 7									214				
Kilde 8		50/ 4.6											
Kilde 9		62 /1.3											
Kilde 10		62/ 2.2											
Joasetegrovi		24/ 1.9						26/ 12					
Markåna		21/ 0.5										22	

Det er ikke gjort kvantitative målinger av vannføringen i kildene i fjellsiden. Men basert på visuelle observasjoner kan samlet vannføring fra kildene 1- 7 utgjøre fra 5 – 12 l/s, avhengig av årstid.

Middelvannføringen i Vardaskreda er beregnet til 90 l/s (ECO 2009b). Vi antar at vann som infiltrerer i infiltrasjonsområdet her (Fig. 4) har utstrømning i et område nord for Otternes, og eventuelt på fjordbunnen der. I fjellsiden i dette området, mellom Vardaskreda og Vikesland, er det flere kilder 8- 10) med betydelig vannføring (Fig. 1). Generelt har vannet i kildene 8- 10 betydelig lavere elektrisk konduktivitet enn kildene mellom Joasete og Aurlandsfjorden (Tabell 3). Det er imidlertid ikke utført systematisk kartlegging av kilder i dette området.

Bekken Markåna er også sterkt nedbørpåvirket og uten vannføring fra ca. midten av november til midten av mai og ellers i perioder med lite nedbør. Estimert middelvannføring er 290 l/s (ECO 2009b). Den krysser fortsettelsen av baksprekken fra Joasete 400 meter lengre sør og på 30 meters lavere nivå enn Joasetegrovi. Trolig kommuniserer ikke vann som eventuelt infiltrerer her med vann som har infiltrert i baksprekken ved Joasete.

3.2 Kilder på fjordbunnen

Påvisning av mulige kilder på fjordbunnen er basert på vertikale profileringsmålinger av densitet, salinitet, temperatur, oksygen o.a. av fjordvannet i Stampabukta. Lokalkjente opplyser om flere områder som vi tolker som oppstrømning av ferskvann fra fjordbunnen. Alle målte parametere er blitt analysert, men det synes som salinitet og densitet ga de tydeligste forskjellene mellom stasjonene. Derfor vil kun disse resultatene, i tillegg til temperatur, bli tatt med i resultatdelen. Temperatur er tatt med fordi den viser forskjeller mellom de undersøkte stasjonene og referansestasjonene.

3.2.1 Sesongvariasjoner

Generelt varierte måleparameterne gjennom sesongen. Siden dette har betydning for tolkningen av profilene har vi i Figur 13 vist typiske sesongvariasjoner for salinitet, temperatur og densitet for de fire måleseriene på utvalgte dyp for stasjon 11. I tillegg vises Secchi-dypet.

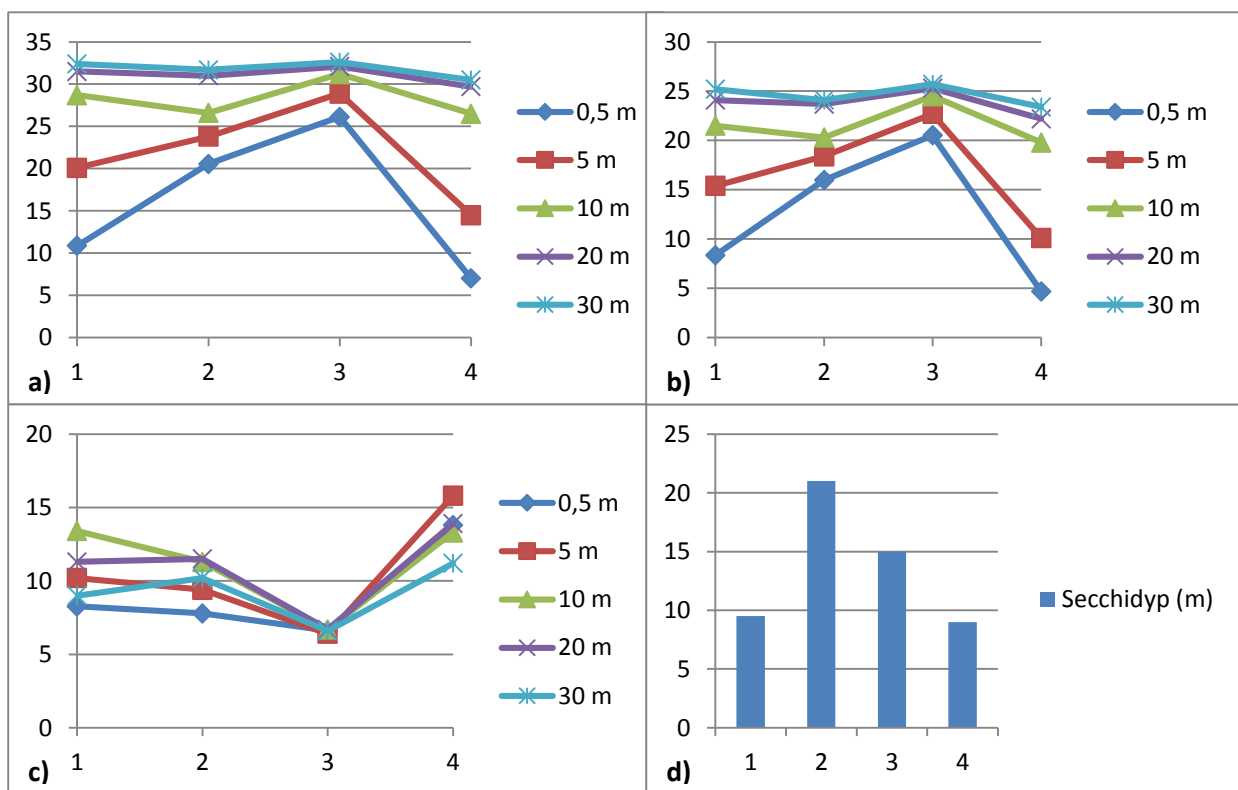


Fig. 13 Variasjoner i a) salinitet (psu), b) densitet (sigma-t), c) temperatur for stasjon 11 på dypene 0,5, 5, 10, 20 og 30 m for måleseriene 1-4. Secchidypet er vist i d. Horizontal akse refererer til måleseriene 1-4

Figur 13 viser at vannmassene var mest lagdelt ved 1. undersøkelse (25. oktober 2013) og siste (17. august 2014) og svakest lagdelt ved 3. undersøkelse (7. mars 2014). Vannmassene var klarest (stort Secchi-dyp) ved 2. undersøkelse (26. november 2013) og mest uklare (minst Secchi-dyp) ved første og siste undersøkelse.

3.2.2 Måleserie 1: 25. oktober 2013

Stasjon 1-16

Alle stasjonene viser det samme hovedmønsteret med to lag for salinitet og densitet (Fig. 14; Fig. 15).

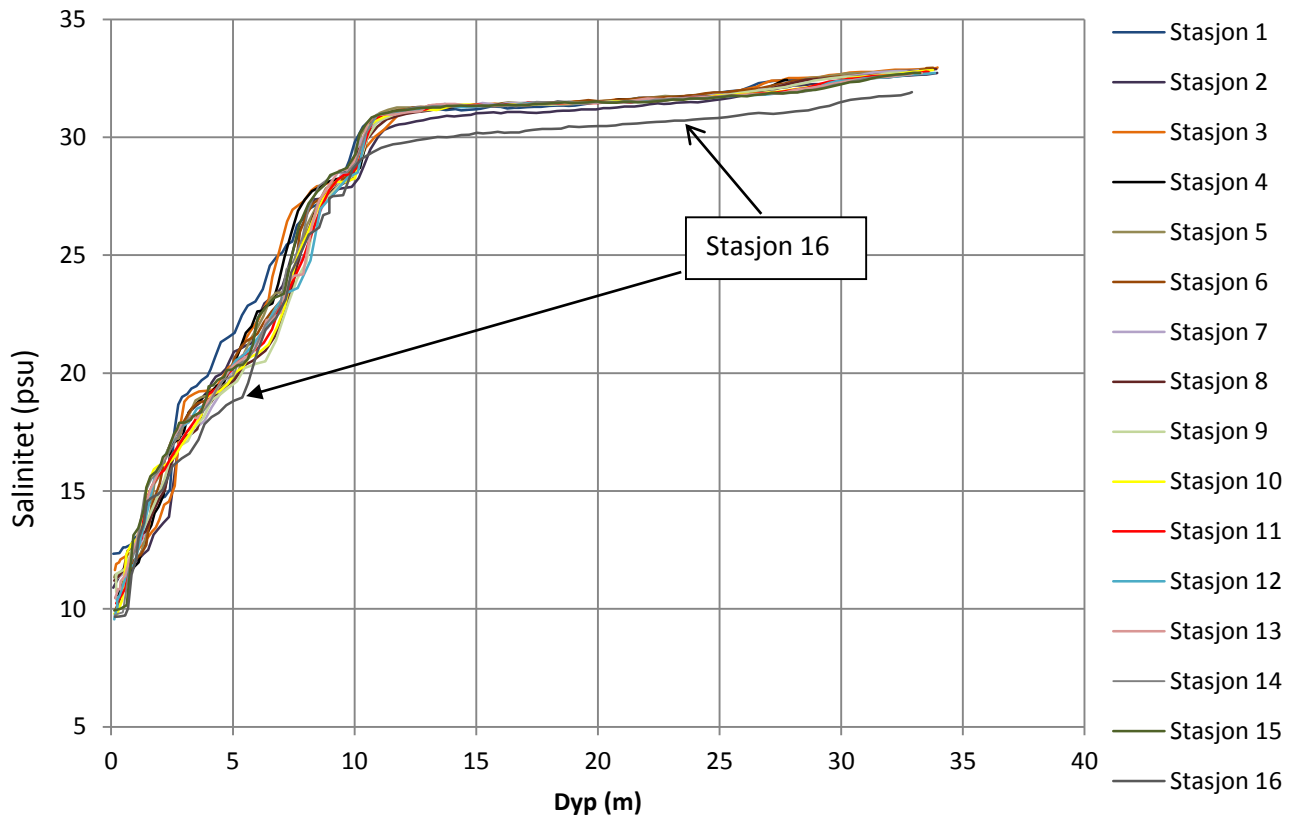


Fig. 14 Salinitetsmålinger (psu) for måleserie 1, 25. oktober 2013

Fra 0 – ca. 10 m er det et øvre inhomogent lag og deretter et dypere homogent vannlag fra 10-35 m. I det øvre inhomogene laget synker saliniteten fra ca. 10-12 psu til ca. 31-32 psu og densiteten fra ca. 7-10 sigma-t til ca. 22-23 sigma-t. I det homogene laget fra ca. 10 m til ca. 35 m er det en jevn øking i salinitet til ca. 33.5 psu og densitet til ca. 25.5 sigma-t med et unntak på ca. 26-27 m hvor det er et inhomogent mikrolag med en liten, men markert øking. Det beskrevne vannlaget fra 10-35 m er sannsynligvis dypere men vi mangler målinger fra større dyp.

Temperaturprofilene (Fig. 16) viser i hovedtrekk den samme lagdelingen med en temperatur i det øvre inhomogene laget på ca. 8-9 °C som øker til et maksimum på ca. 13 °C på ca. 10 m. I dybdeintervallet 0-5 m er det kraftigst buktning på profilene for stasjon 11 og 12.

I det homogene vannlaget, fra ca. 10 m og ned til ca. 35 m, synker temperaturen jevnt til ca. 8-9 °C. På ca. 26-30 m dyp skiller stasjonene 11, 12, 13, 15 og 16 seg ut med å være ca. 1 °C varmere enn de øvrige (Fig. 16).

Stasjon 16 skiller seg fra de øvrige stasjonene ved at saliniteten er ca. 1-2 psu lavere i vannlaget fra ca. 10-35 m (Fig. 14). Densiteten (Fig. 15) er også lavere. Stasjon 1 skiller seg ut fra de øvrige ved å ha litt høyere salinitet fra ca. 2-8 m (Fig. 14).

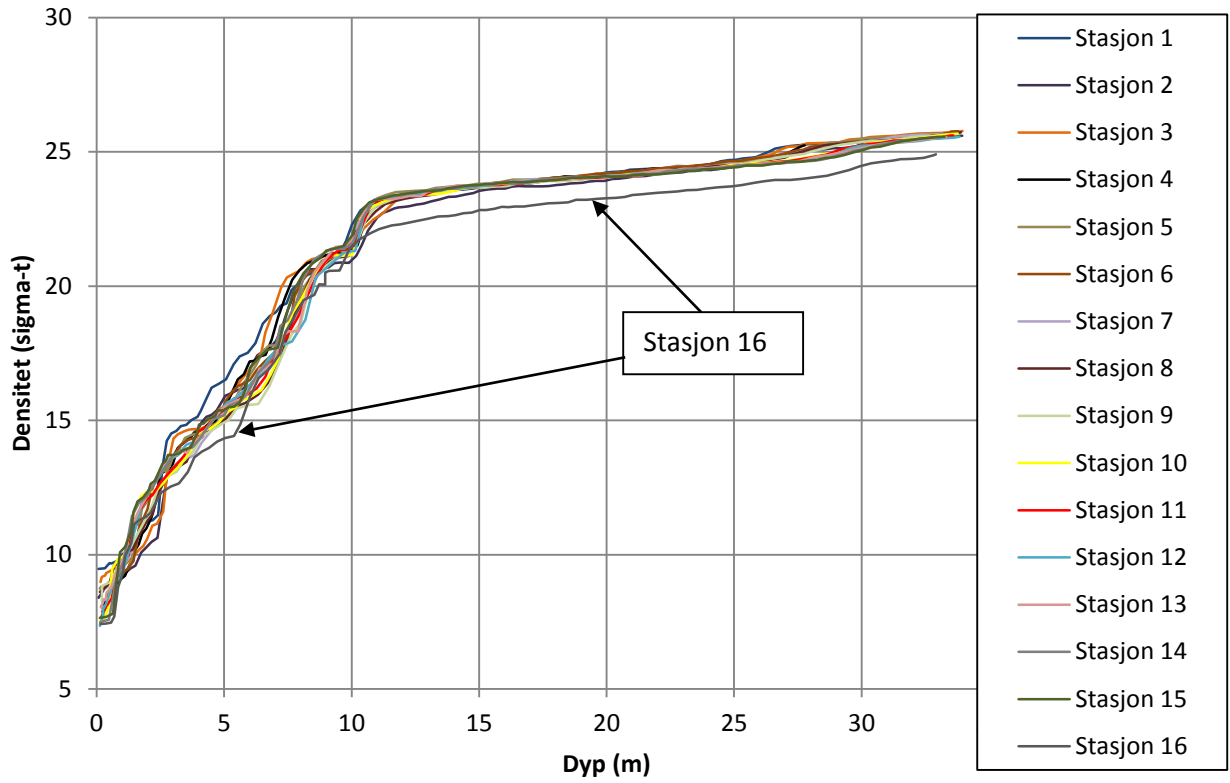


Fig. 15 Densitet for måleserie 1, 25. oktober 2013

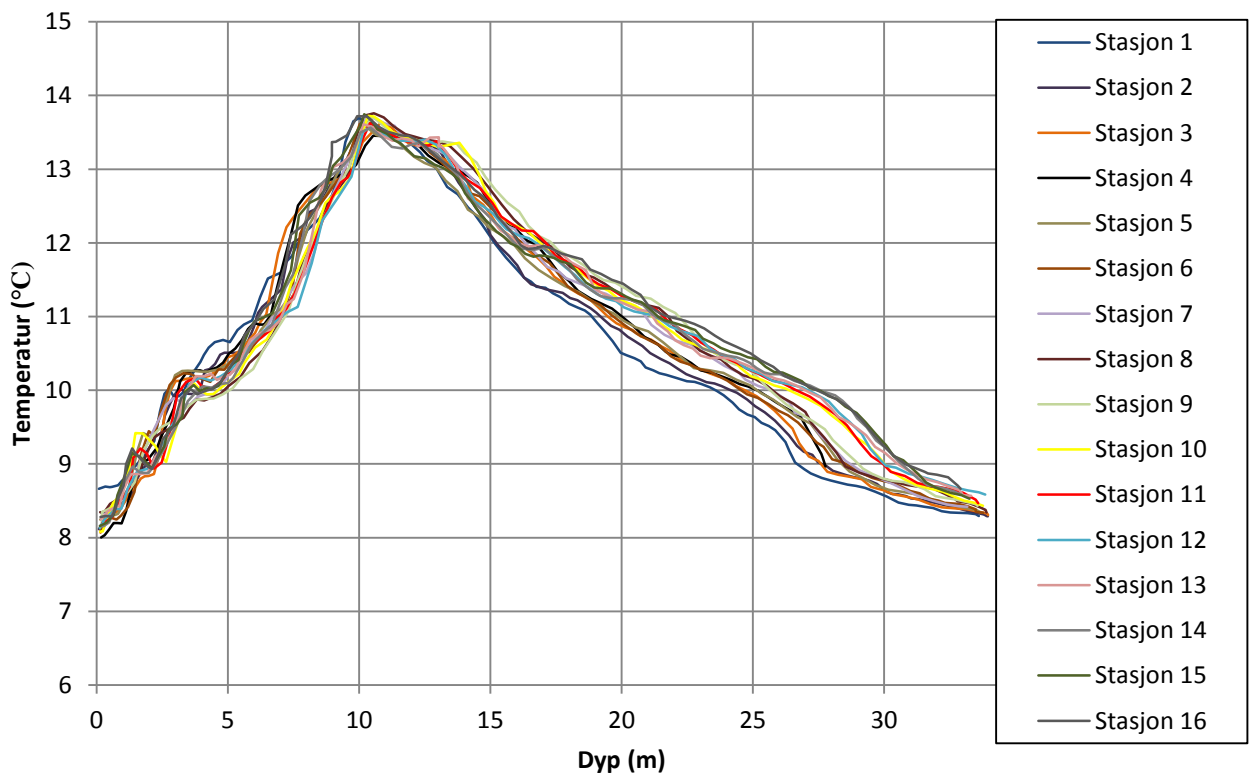


Fig. 16 Temperaturmålinger for måleserie 1, 25. oktober 2013.

3.2.3 Måleserie 2: 26. november 2013

Stasjon 1-16

Vannmassene fra denne måleserien viser 4 lag: 2 inhomogene lag og 2 homogene vannlag.

Stasjonene har et tynt, øvre inhomogent lag fra 0 m til ca. 1-2 m med salinitet som øker fra ca. 15-17 psu til ca. 23-24 psu (Fig. 17). Densiteten i samme laget øker fra ca. 13-15 sigma-t til ca. 19 sigma-t (Fig. 18).

Første homogene vannlag strekker seg fra ca. 1-2 m til ca. 8 m. Saliniteten øker fra ca. 23-24 psu til ca. 26 psu. Densiteten øker fra ca. 19 sigma-t til ca. 20 sigma-t.

Andre inhomogene lag strekker seg fra ca. 8 m til ca. 13-14 m. I dette laget øker saliniteten fra ca. 26 psu til ca. 31 psu (Fig. 17) og densiteten fra ca. 20 sigma-t til ca. 23-24 sigma-t (Fig. 18).

Det andre, dypeste homogene vannlaget strekker seg fra ca. 13-14 m til ca. 35 m. Her øker saliniteten fra ca. 31 psu til ca. 32.5 psu og densiteten fra ca. 24 sigma-t til ca. 25 sigma-t (Fig. 17; Fig. 18). Laget er sannsynligvis dypere, men vi mangler målinger fra større dyp.

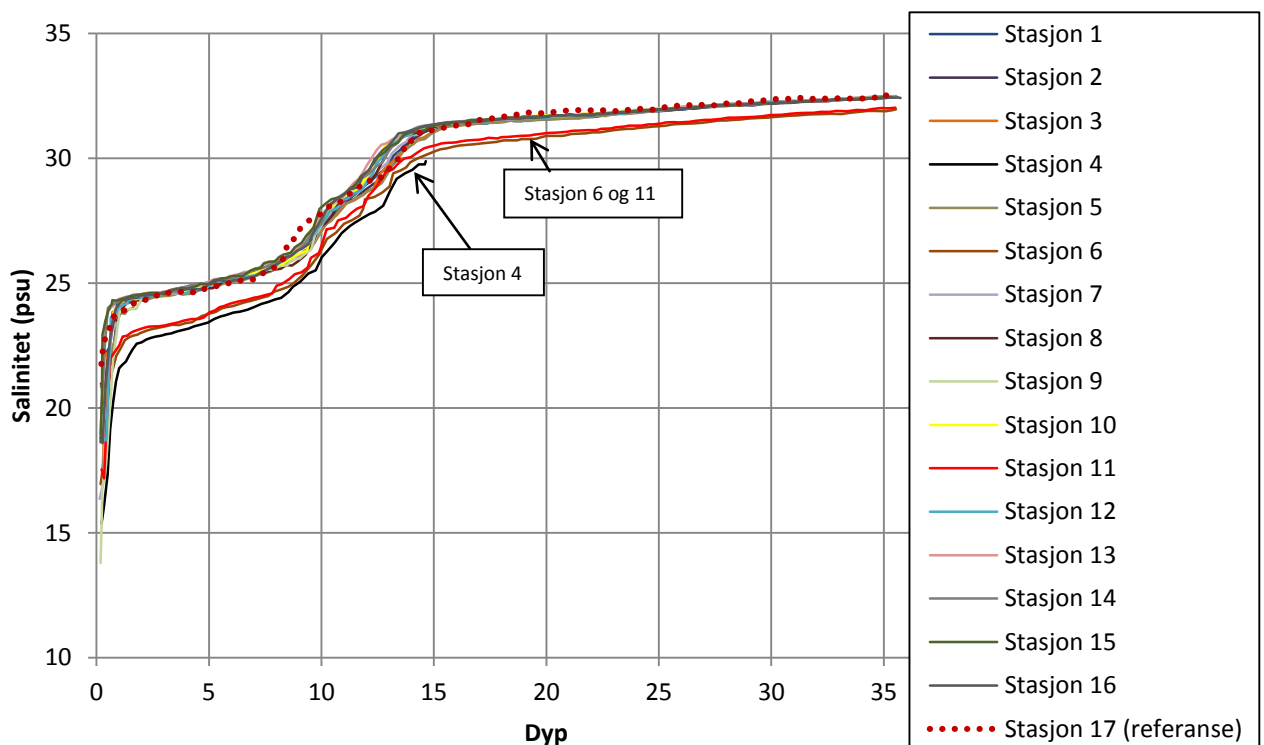


Fig. 17 Salinitetsmålinger for måleserie 2, 26. november 2013

Enkelte stasjoner har mindre mikrolag, spesielt i det andre inhomogene laget, men disse er ikke så markerte som for måleserie 1, og har ikke vært studert i detalj.

Stasjonene 4, 6 og 11 skiller seg fra det beskrevne mønsteret ved at de gjennomgående har ca. 1-2 psu lavere salinitetsverdier i alle lagene med unntak av det første inhomogene laget hvor bildet er mer uklart.

Stasjonene 6, 9, 11 og 16 synes å skille seg ut ved å ha noe større variasjoner i salinitet og densitet i det andre inhomogene laget.

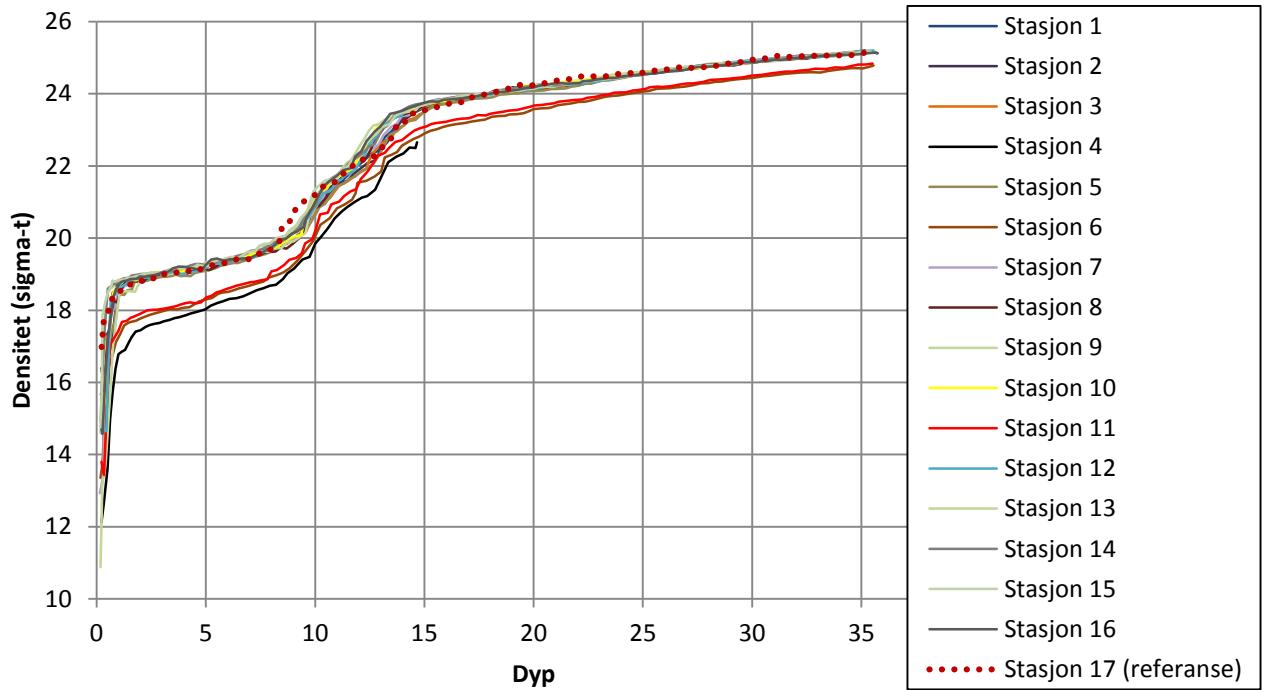


Fig. 18 Målinger av densitet for måleserie 2, 26. november 2013

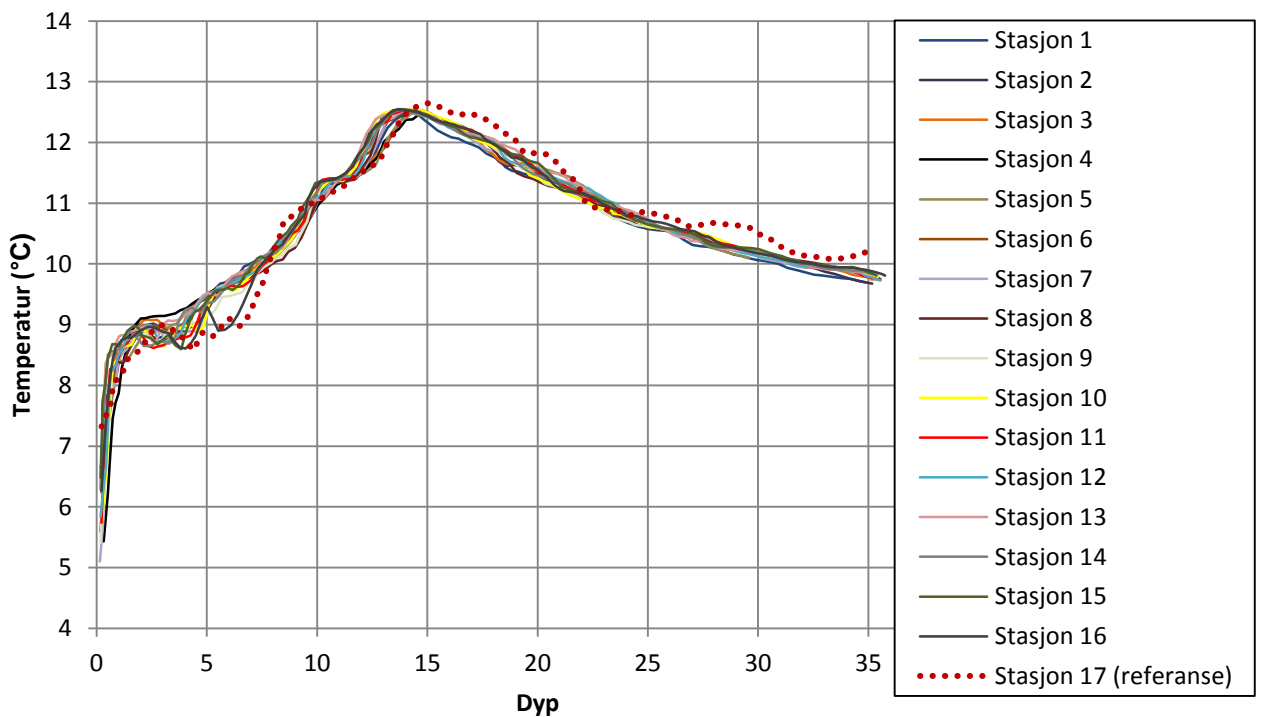


Fig. 19 Temperaturmålinger for måleserie 2, 26. november 2013

Temperaturprofilene (Fig. 19) viser gjennomgående de samme vannlagene som salinitets- og densitetsprofilene. Den laveste temperaturen ble funnet i overflaten av det første inhomogene laget hvor temperaturen økte fra ca. 5-7 °C i overflaten til ca. 8 °C på ca. 1-2 m. Fra dette dypet stiger temperaturen jevnt til et maksimum på ca. 12.5 °C på ca. 14 m dyp. Deretter synker temperaturen jevnt til noe mindre enn 10 °C på 35 m dyp.

Referansestasjon nr. 17

Referansestasjonen følger det generelle mønsteret beskrevet for salinitet og densitet for de fleste andre stasjonene og stasjonen viser ingen av de avvikene fra mønsteret som er vist for stasjonene 4, 6 og 11. Temperaturen er imidlertid generelt noe lavere på ca. 4-8 m dyp og noe høyere under 15 m dyp.

3.2.4 Måleserie 3: 7. mars 2014

Stasjon 1-16.

I denne måleserien ble det også funnet 4 ulike vannlag på alle stasjonene (Fig. 20; Fig. 21). De fleste stasjonene har et tynt inhomogent lag øverst som går ned til ca. 1m hvor saliniteten øker fra ca. 21-26 psu til ca. 31 psu. Densiteten i samme laget øker fra ca. 17-21 sigma-t til ca. 24 sigma-t.

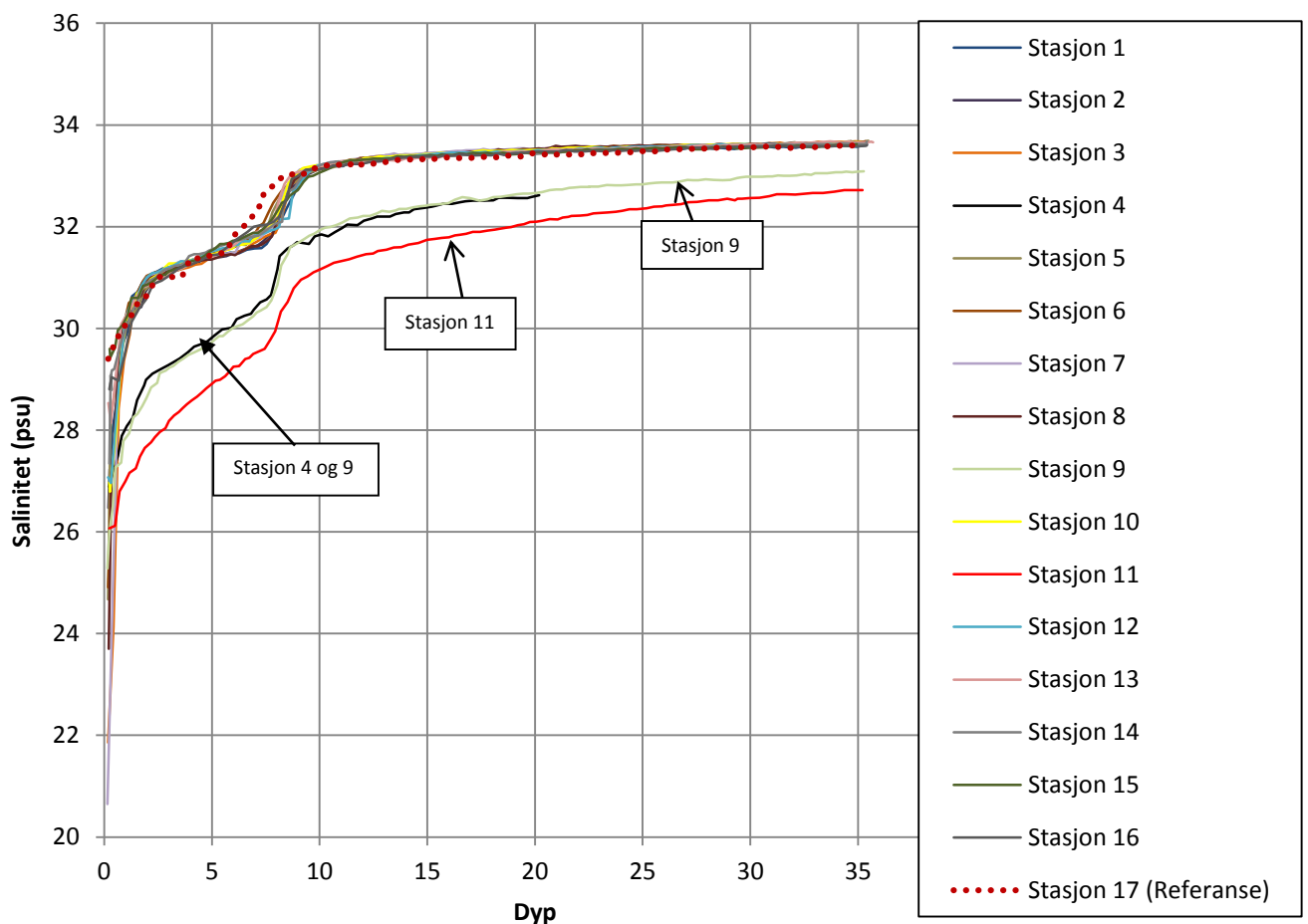


Fig. 20 Salinitetsmålinger for måleserie 3, 7. mars 2014

Det første homogene laget strekker seg fra ca. 1 m til ca. 7 m hvor saliniteten øker fra ca. 31 psu til ca. 32 psu og densiteten fra ca. 24 sigma-t til ca. 25 sigma-t.

Det andre inhomogene laget er tynt og strekker seg fra ca. 8 til 9 m dyp. Saliniteten øker fra ca. 32 psu til ca. 33 psu og densiteten fra ca. 25 sigma-t til ca. 26 sigma-t.

Det andre homogene vannlaget går fra ca. 9 m til 35 m hvor saliniteten øker fra ca. 33 psu til ca. 33.5 psu, mens densiteten øker fra ca. 26 sigma-t til ca. 26.5 sigma-t. Dette laget er sannsynligvis dypere, men vi mangler målinger fra større dyp. Ingen markerte mikrolag ble observert.

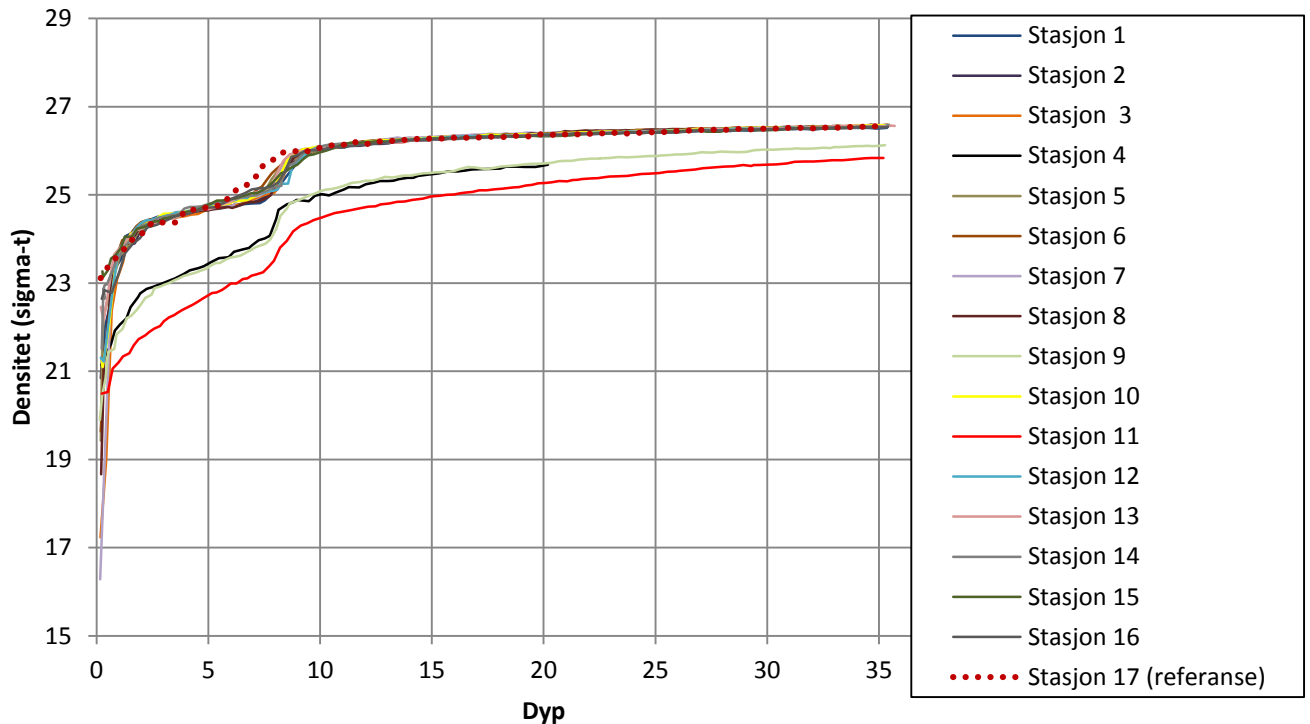


Fig. 21 Densitetsmålinger for måleserie 3, 7. mars 2014.

Stasjonene 4, 9 og 11 har de samme lagene som er gitt i den generelle beskrivelsen, men salinitets- og densitetsverdiene er markert lavere i alle lag. Forskjellen er størst i det øverste homogene laget hvor saliniteten er ca. 2-4 psu lavere. I det andre inhomogene laget og det andre homogene laget er saliniteten ca. 1-2 psu lavere. Stasjon 4 og 9 har nesten identiske verdier, mens stasjon 11 har de laveste verdiene. Avvikene kan gjenspeile oppstrømmende grunnvann fra fjordbunnen under disse stasjonene, med de største vannmengdene fra under stasjon. 11.

Stasjonene 4 og 11, i tillegg til stasjonene 15 og 16, skiller seg også ut med nesten å mangle det 1. inhomogene laget. Dette er forenlig med oppstrømmende vann *eller* det kan skyldes blanding på grunn av mye kjøring med påhengsmotor for å finne riktig stasjon.

Temperaturprofilene (Fig. 22) er ganske like for alle stasjonene og ligger omkring 6-6.5 °C med ubetydelige variasjoner med dypet. Kun i det første inhomogene overflatelaget har enkelte stasjoner litt lavere verdier. Stasjonene 6, 7, 11 og 12 har antydningvis et lite temperaturminimum på ca. 5-6 m dyp.

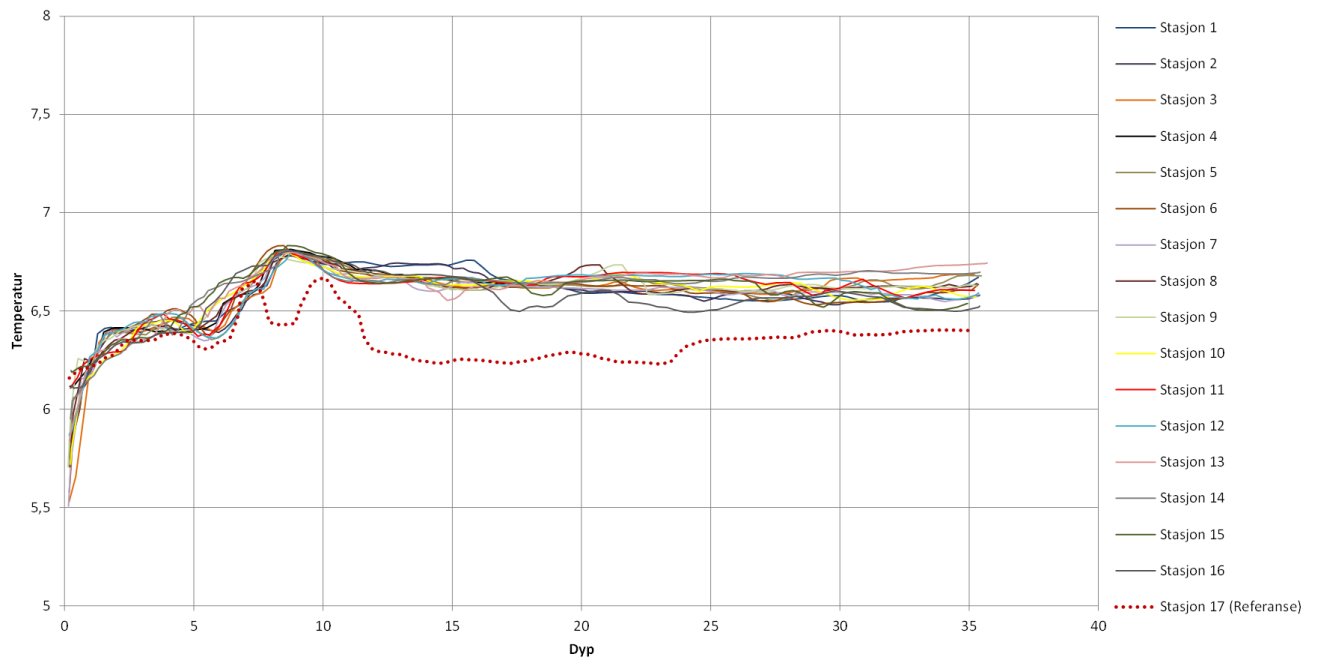


Fig.22 Temperaturmålinger for måleserie 3, 7. mars 2014

Referansestasjon 17

På stasjon 17 er salt- og densitetsverdiene ganske like de øvrige stasjonene men stasjon 17 har litt høyere salinitet og densitet i det 2. inhomogene laget. Temperaturprofilen i det øvre laget ned til ca. 7 m ligner de øvrige stasjonene, men fra ca. 7 m og ned til 35 m dyp skiller referansestasjonen seg fra de øvrige ved å ha en betydelig lavere temperatur, spesielt i dybdeintervallet ca. 12-23 m. Den lavere temperaturen fra 12-23 m dyp kan henge sammen med utslipp av kaldt ferskvann fra dypvannutslippet til Vangen kraftverk, men dypvannutslippet kan neppe forklare at vannet også fra ca. 23-35 m dyp er kaldere siden det dypeste utslippspunktet er på 25 m. Ved ca. 10 m har stasjon 17 et lag som har omtrent samme temperatur som de øvrige stasjonene.

3.2.5 Måleserie 4: 17. august 2014

Stasjon 1-16

Måleserien har 4 ulike vannlag på alle stasjonene: 2 inhomogene og 2 homogene lag (Fig. 23; Fig. 24).

Det første inhomogene laget går fra overflaten og ned til ca. 2 m. Saliniteten øker fra ca. 6-7 psu til ca. 12-13 psu, mens densiteten øker fra ca. 4-5 sigma-t til ca. 8-9 sigma-t. Mange stasjoner, spesielt stasjonene 1-5 nærmest land, har et mikrolag fra overflaten og ned til ca. 1 m. Disse stasjonene ble målt først, mens tidevannsstrømmene sannsynligvis var svakest.

Det første homogene laget går fra ca. 2 m til ca. 6-7 m. I dette laget øker saliniteten fra ca. 12-13 psu til ca. 15 psu, mens densiteten øker fra ca. 8-9 sigma-t til ca. 12-13 sigma-t.

Det andre inhomogene laget går fra ca. 6-7 m til ca. 10 m. Saliniteten øker fra ca. 15 psu til ca. 25-26 psu, mens densiteten øker fra ca. 12-13 sigma-t til ca. 20-21 sigma-t.

Det andre homogene laget går fra ca. 10 m og ned til ca. 35 m. Saliniteten øker fra ca. 25-26 psu til ca. 31 psu og densiteten øker fra ca. 20-21 sigma-t til ca. 24 sigma-t. Laget er sannsynligvis dypere, men vi mangler målinger fra større dyp.

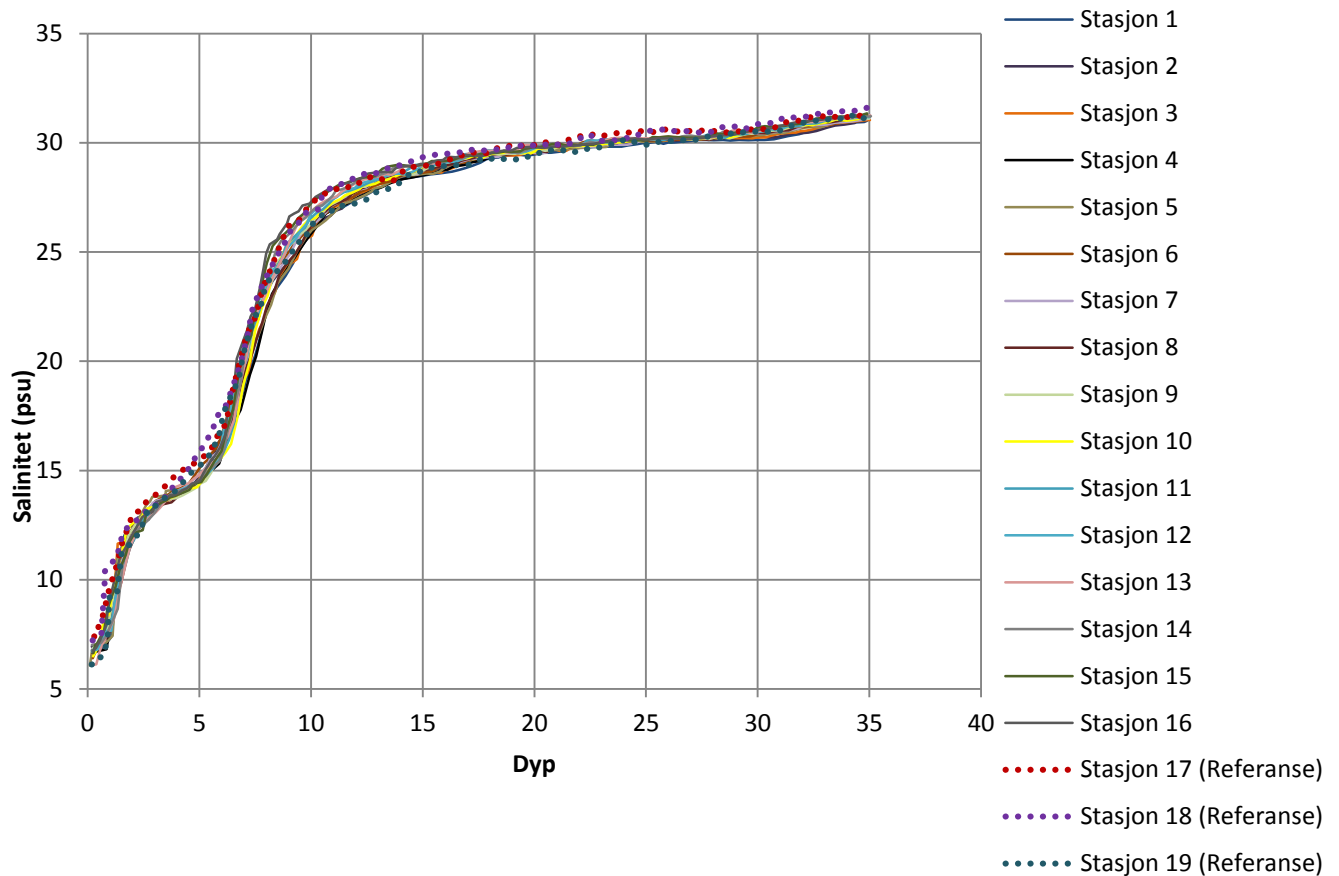


Fig.23 Salinitetsmålinger for måleserie 4, 17. august 2014.

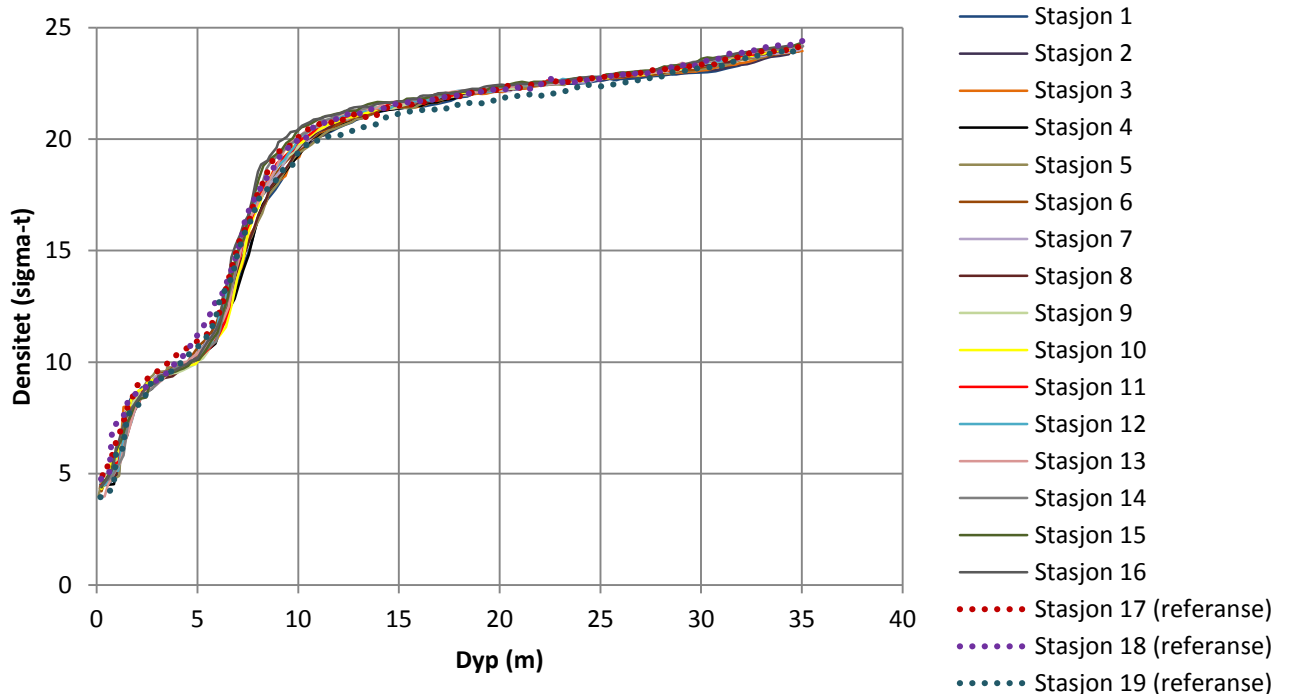


Fig.24 Densitetsmålinger for måleserie 4, 17. august 2014

Med unntak av mikrolaget registrert i 1. inhomogene lag på de landnære stasjonene ble det ikke observert andre veldefinerte mikrolag. Med tanke på de generelle salinitets- og densitetsprofilene skiller ingen av stasjonene seg ut for noen av lagene. Dette kan skyldes lite/ingen infiltrasjon i

sprekkesystemene i innstrømningsområdet og dermed redusert/ingen tilførsel av vann til undersjøiske kilder på fjordbunnen.

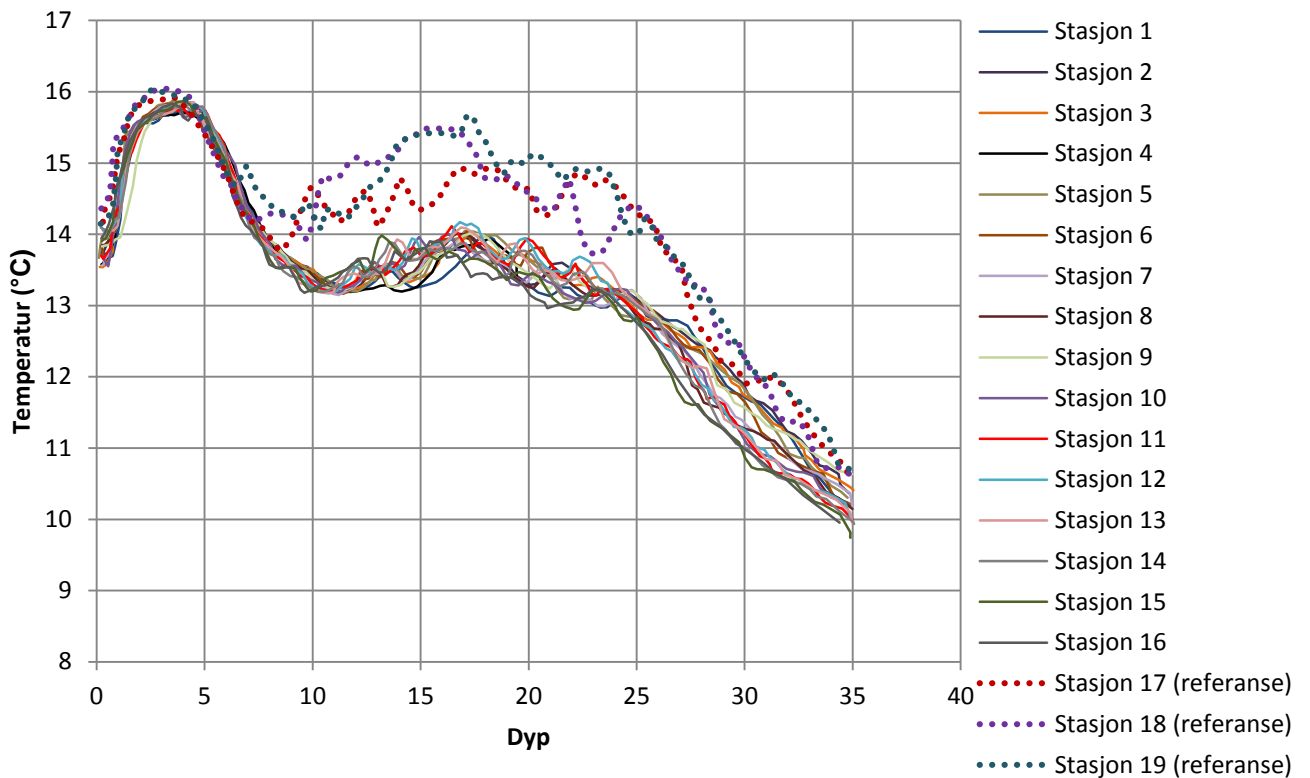


Fig. 25 Temperaturmålinger for måleserie 4, 17. august 2014

Temperaturprofilene (Fig. 25) viser samme hovedmønster for alle stasjonene. I overflatelaget ligger temperaturen omkring ca. 13-14 °C. Dette kan reflektere kaldt vann fra Flåmselvi og/eller Markåna.

I det første homogene laget er temperaturen omkring 16 °C.

Det 2. inhomogene laget har raskt synkende vanntemperatur, fra ca. 15.5 °C til ca. 13.5 ° ved 10 meters dyp. I det 2. homogene laget har vannmassene et temperaturminimum på ca. 13 °C ved 10-13 meters dyp, men ligger nærmere 14 °C fra 13-20 meters dyp. Fra ca. 15-20 meter ligger temperaturen jevnt på omkring ca. 14 °C. Fra 25 meters dyp synker temperaturen jevnt fra 13 °C til 10 °C på 35 meters dyp.

Fra ca. 25 til ca. 35 m synker temperaturen jevnt til ca. 10-11 °C. Stasjonene 9, 11, 12, 13, 15 og 16 skiller seg litt ut fra de mer landnære stasjonene ved å ha noen tiendels grader kaldere vann helt på de største måledypene.

Flere stasjoner viser litt slyngete temperaturprofiler i dypet fra ca. 15-25 m, mest tydelig for stasjonene 6, 7, 10, 11, 12, 13. Dette er like under dybdeintervallet fra 10-13 meter der vanntemperaturen er på det kaldeste. Noen av disse stasjonene har også litt slyngete verdier i salinitet og densitet i omtrent det samme dybdeintervallet, spesielt stasjonene 6 og 11.

Stasjon 17-19

Det er ingen markerte forskjeller i salinitets- eller densitetsprofilene mellom referansestasjonene og de øvrige stasjonene. Densiteten på referansestasjon 19, nærmest det neddykkete utslippet til Vangen kraftverk, er jevnt over litt lavere på ca. 12-25 meters dyp sammenlignet med stasjonene 1-18 (Fig. 24). Temperaturen er imidlertid markert høyere (ca. 1-2 °C) høyere i ca. 10-30 m dyp for referansestasjonene (Fig. 25). Denne høyere temperaturen kan ikke ha noen sammenheng med de dykkede utslippene siden det ikke var utslipp i denne perioden. Målingene som ble gjort denne datoen var imidlertid de eneste som var innenfor perioder med mulig påvirkning fra cruiseskip.

4 Arbeidsmodell for denne studien

De tilgjengelige strukturgeologiske og hydrogeologiske dataene gir ingen fullstendig forståelse av hvordan grunnvannsstrømningen skjer i sprekkesystemene ved Stampa. Her presenteres antagelsene som er brukt sammen med tilgjengelige hydrologiske/hydrogeologiske data og informasjon for å lage en konseptuell arbeidsmodell for grunnvannsstrømningen gjennom det ustabile fjellpartiet.

Fyllitt er en bergart uten primær porøsitet, og er i tillegg en inkompetent bergart som sprekker lite opp og evner dårlig å holde sprekker åpne mot dypet. Sprekkekonnektiviteten og dermed permeabiliteten til fyllitten i dette området må i utgangspunktet antas å være lav. Vannstrømningen i fyllittmassen kan godt være begrenset til få og utholdende aktive sprekker, som gjerne samsvarer med de strukturene som er aktuelle løsnestrukturer, glideplan og sideveis avgrensingsstrukturer for større fjellblokker (Fig. 26). Internt i blokkene skjer det ingen grunnvannstrømning.



Fig.26 Fyllitten på fjellplatået er lokalt godt oppsprukket i minst tre retninger, der to ortogonale retninger dominerer. Retningene fortsetter ut mot skrenten i forkant av fjellplatået. Joasete er øverst til høyre i bildet. Pil markerer infiltrasjonsområdet langs Joasetegrovi.

Sprekker som vokser kan ha en kompleks utvikling dersom de lokale spenningsforholdene varierer og gi opphav til bruddmønstre som vist i Fig. 27.



Fig. 27 Åpen sprekk i fyllitt som dels har vokst parallelt med foliasjonen og vinkelrett på foliasjonen.

En mulig arbeidsmodell er derfor at grunnvannstrømningen skjer som i et heterogent labyrintsystem, analogt en karstakvifer, der enkeltblokkene ellers er tette/impermeable. Ut fra sprekkesystem og disse observasjonene har vi i Figur 28 vist en arbeidsmodell for de hydrogeologiske forholdene i fjellsiden.

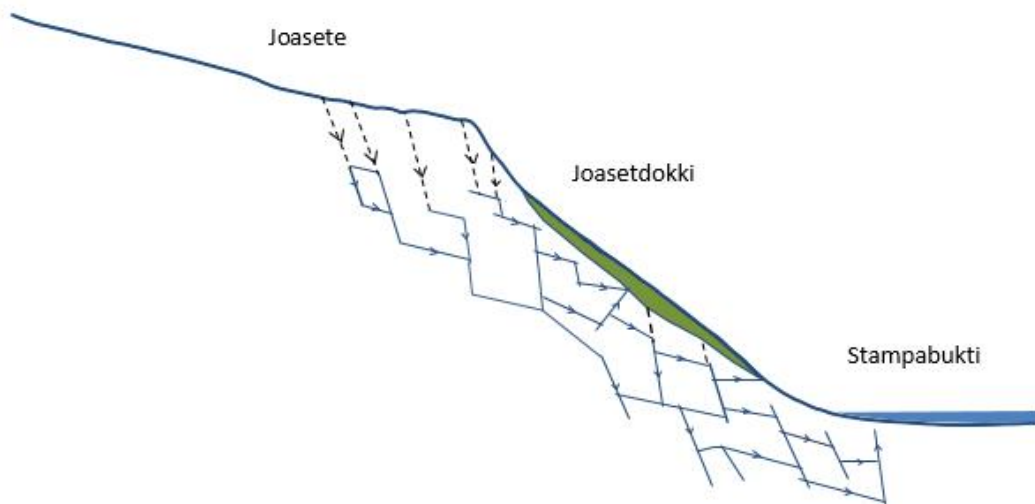


Fig. 28 Arbeidsmodell for grunnvannshydrologi i Joasete-Stampa området. Utstrømning av infiltrert overflatevann fra Joasetegrovi skjer på fjordbunnen. Overskuddsvann fra Joasetegrovi og nedbør infiltrerer øverst i fjellsiden og strømmer ut i kilder lengre nede i fjellsiden. Blåfargete sprekker antas mettet med grunnvann. Pilene viser strømningsbaner. Modellen viser situasjon der alt vann fra Joasetegrovi infiltrerer i baksprekken ved Joasete.

I modellen infiltrerer overflatevann fra Joasetegrovi like ved Joasete (Fig. 26) og fordeles videre i et heterogent sprekkesystem som vist i Figur 28, og der grunnvannstrømningen skjer mellom blokkene.

Grunnvannet kan slå ut på ulike nivå i fjellsiden avhengig av sprekkesystemets geometri og sesongmessige variasjoner i vannmengden som infiltrerer. Grunnvann som slår ut i høye nivåer kan også reinfiltreres i skredmasser i fjellsiden for på nytt å slå ut lengre nede. Grunnvannet i det ustabile partiet kan dermed ha forskjellig oppholdstid. Dype grunnvannsstrømmer med lang oppholdstid får den høyeste elektriske ledningsevnen og den høyeste temperaturen og kan ha utstrømningsområder på fjordbunnen.

Figur 29 viser en generell framstilling av grunnvannstrømning i permeable masser i kystsonen. Geofysiske målinger antyder at det er minst 100 meter ned til grunnvannsnivået ved Joasete. Dersom kildene i fjellsiden over Stampabukti, ca. 50 moh, representerer grunnvannsspeilet i den nedre del av fjellsiden gir dette en betydelig hydraulisk gradient eller helning på grunnvannsspeilet, som vil medvirke til grunnvannsutstrømning på store dyp i fjorden. Den hydrostatiske likevekten mellom ferskt og salt grunnvann er beskrevet gjennom Ghyben-Herzberg relasjonen som sier at grunnvannsøylen (z) fra havnivå og ned til saltvannsgrensen er 35-40 ganger større enn grunnvannsspeilet sin høyde (h) over havnivået. Med et grunnvannsnivå på 5 moh vil grensesonen mellom ferskt og salt grunnvann eksempelvis være på ca. 175 m under havnivå. Trykket som det utstrømmende ferskvannet har til enhver tid vil avhenge av vannføringen i Joasetegrovi, og vil sannsynligvis påvirke innblandings-forholdene med det omliggende saltvannet.

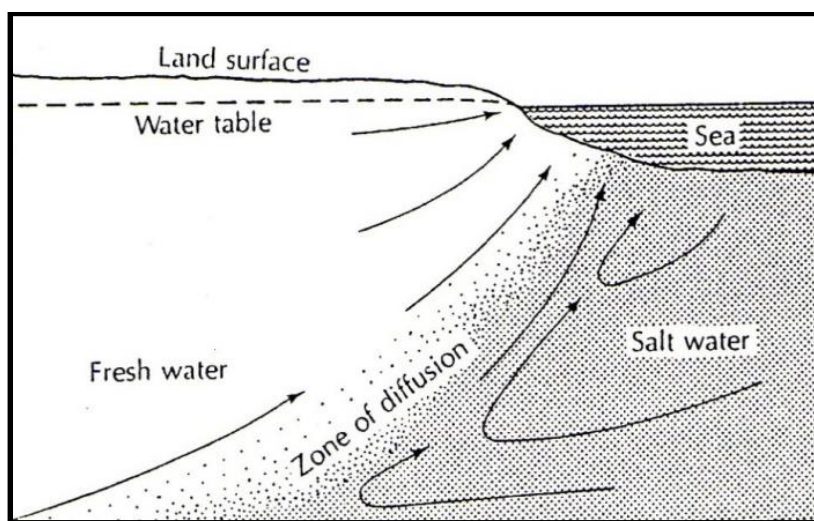


Fig. 29 Generell framstilling av grunnvannstrømning i en kystzone med permeable løsmasser. Etter US Geological Survey.

Fysiske- og kjemiske signaler fra utstrømningsområder på fjordbunnen kan forstyrres eller forveksles helt med andre mulige tilførselskilder for ferskvann. I dette området er det bekken Markåna, Flåmselvi, mulig gråvann fra turistskip og ferskvannsutslippet fra Vangen kraftverk (McClimans 1981) på 19-25 meters dyp like øst for Otnes utenfor Aurland (Fig. 7).

Overflatevannet som infiltrerer i baksprekken ved Joasete har de dypeste strømningsbanene med mulig utstrømning på fjordbunnen. Overskuddsvannet, sammen med nedbør, infiltrerer i skredavsetningene i fjellsiden 200 meter lavere og har grunnere strømningsbaner som gir opphav til kilder lengre nede i fjellsiden. Samlet vannføring i kildene i fjellsiden antas å variere mellom 5-12 l/s; mens vannføringen i eventuelle kilder på fjordbunnen kan variere rundt 5-10 l/s.

5 Diskusjon

Den indre delen av Aurlandsfjorden er trang, og i turistsesongen går der flere større cruiseskip inn og ut av fjorden i løpet av en uke. Dette vil kunne påvirke sammenblandingen av vannmassen i de øverste ca. 10-20 m av vannsøylen. Den eneste av våre målinger som kan ha vært påvirket av cruiseskip er imidlertid måleserien fra 17. august. De øvrige målingene er utenfor turistsesongen. Dette vil også gjelde eventuelt utslipp av gråvann. Hydrografien i Flåmsfjorden vil også kunne bli påvirket av de dykkete ferskvannsutslippene på ca. 20-25 m dyp fra Aurland kraftverk. Disse utslippene fant sted på alle undersøkte datoer med unntak av den siste målingen den 17. august. Undersøkelser i februar – mars 1981 (McClimans 1981) viste at innlagringsdypet for de dykkete utslippene i denne perioden var og i dypet 1 – 7 m, med kjerne i 4 meters dyp. Det er derfor lite sannsynlig at målingene våre er influert av disse utslippene. Effekten av tilført elvevann fra Flåmselvi og Markåni vurderer vi at først og fremst vil kunne registreres i det øvre ferskvanns/brakkvannslaget, og neppe ned til vandypene der mesteparten av målingene foregikk. Vannføringen i Markåna har vært fulgt ved overvåkningskamera, og viser betydelig vannføring kun i august 2014. Vannføringen ved måleserie 1 (25. oktober 2013) og måleserie 2 (26. november 2013) var ubetydelig, og ved 3. måleserie (7. mars 2014) var Markåni ikke vannførende.

Etter den første undersøkelsen av de 16 utvalgte stasjonene i rutenettet i oktober 2013 ble det ved de 3 siste undersøkelsesdatoene også inkludert målinger på referansestasjoner (17-19; Fig.7). Bakgrunnen for dette var en bekymring for om de dykkete ferskvannsutslippene i tilknytning til Vangen kraftverk i Aurland på noen måte kunne påvirke tolkingen av de hydrografiske profilene på stasjon 1-16. Sammenligning av målingene viste imidlertid ubetydelige forskjeller i salinitets- og densitetsprofilene mellom stasjonene 1-16 og referansestasjonene 17-19. Det konkluderes derfor med at eventuelle markerte forskjeller i salinitet eller densitet mellom de 16 ulike prøvestasjonene ikke skyldes de dykkete utslippene i Aurland.

Analysen av salinitet og densitet for de 16 undersøkte stasjonene viste ved flere anledninger markerte avvik i form av lavere salinitet og densitet på stasjonene 4, 6, 9, 11 og 16 i hele vannsøylen. Temperaturanalysene ga imidlertid ingen markerte forskjeller mellom noen av de 16 stasjonene. Dette tyder på at den reduserte densiteten i all hovedsak skyldes redusert salinitet. Redusert salinitet er forenlig med oppstrømming av ferskvann fra bunnen og som gradvis blander seg inn med saltvann opp gjennom vannsøylen og dermed fører til at noen stasjoner har dybdeprofiler med markert lavere salinitet og densitet.

De enkelte måleseriene viste imidlertid ikke nøyaktig samme mønsteret hver gang. Like fullt antyder målingene at der er utstrømming av ferskvann i områdene rundt stasjonene 16 (25. oktober 2013), 4, 6, 11 (26. november 2013) og 4, 9, 11 (7. mars 2014). Stasjon 6 og 11 er nabostasjoner, det er også stasjon 9 og 16. Sammen med stasjon 4 ligger disse stasjonene i en diagonal innenfor rutenettet og kan antyde 3 kilder ved stasjonene 4, 6, 11, 9 og 16 (Fig. 30). Stasjon 4 faller sammen med området hvor lokale personer har observert oppstrømmende ferskvann.

At vi ikke registrerte avvik på de nevnte stasjonene hver gang kan ha flere årsaker. For det første kan kildene være av periodisk karakter som gjenspeiler infiltrasjonsmengder og oppholdstid og dermed sesong. For det andre er det sannsynlig at kildene ikke ligger direkte under de utvalgte stasjonene, men heller mellom dem. De varierende observasjonene på stasjonene (6-11, 9-16) kan derfor skyldes varierende transportretning av de omkringliggende vannmasser, noe som kan styre om det oppstrømmende vannet blir registrert på stasjon 9 eller 16, eller 6 og 11. Tidevannsstrømmer, estuarin og intermediær sirkulasjon vil variere fra gang til gang og kan være involvert i disse variasjonene. Muligheten for at avviket med redusert salinitet skyldes luftblærer inne i måleelektroden kan ikke utelukkes. Men at avviket kun er registrert ved enkelte stasjoner (4, 6/11 og 9/16) og til forskjellige måletidspunkt er en sterk indikasjon på at de observerte mønstrene skyldes reelle forskjeller i salinitet.

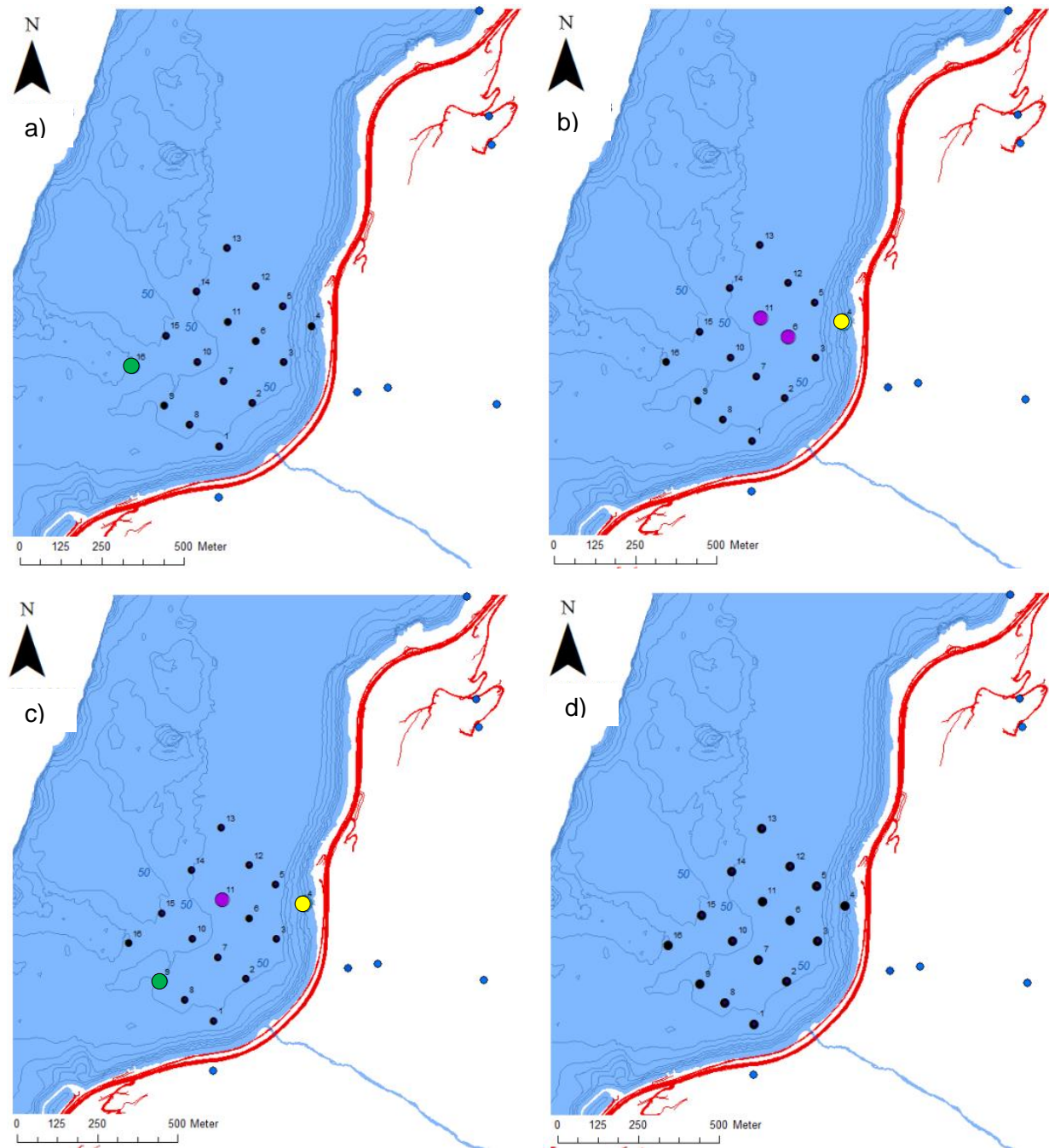


Fig. 30 Tolket grunnvannsutstrømning i de fire måleseriene: a) 25.10.2013; b) 26.11.2013; c) 7.03.2014; d) 17.08.2014. Stasjoner med grunnvannsutstrømning er markert med gult symbol (stasjon 4), fiolett symbol (stasjonene 11 og 6) og grønt symbol (stasjonene 16 og 9). Stasjoner uten grunnvannsutstrømning har svarte prikkssymbol.

Siden vi ikke fant stasjoner med redusert salinitet 17. august 2014, hverken i de øvre lag eller dypere lag, kan dette tyde på at de undersjøiske vannkildene hadde redusert eller ingen vannføring på dette tidspunktet. Ut fra registreringene av vannføring/infiltrasjon gjennom året skjer det infiltrasjon fra Joasetegrovi og ned i sprekkesystemet i perioden ca. 15. april til 20. november, bare avbrutt av enkelte korte perioder med lite/ingen nedbør. Fra ca. 20. november til ca. 15. april er bekken tørr/nedfrosset og det skjer ingen infiltrasjon. Utstrømmende grunnvann fra kildene i fjorden, kanskje med unntak av målepunkt 4, antas å ha dype strømningsbaner med relativt lang oppholdstid i sprekkesystemene og dermed være lite/ikke påvirket av nedbør som infiltrerer i fjellsiden. De observerte mønstrene (Fig. 30) med utstrømning 25. oktober 2013, 26. november 2013, 7. mars 2014, men ikke 17. august 2014, kan forklares ved infiltrasjon i perioden 15.04. 2013- 15.11.2013 og med oppholdstid på ca. 5 ½ måned (165 dager). At det ikke skjer utstrømning i august skyldes at overflatevann som infiltrerer i sprekke-

fra ca. 15. mai 2014 – 20. november 2014 på dette tidspunktet ikke vil ha nådd fram til utstrømningsområdet i fjordbunnen.

Det var forventet at eventuelle signaler fra kilder på fjordbunnen skulle framtre som markerte lag med ulik salinitet og temperatur i gitte dyp slik som beskrives for kloakkutslipp (Oug *o.a.* 1991) eller dykkede utslipp (McClimans 1981; Ellingsen *o.a.* 2006). De signalene vi fant viste seg imidlertid stort sett i hele vannsøylen. En slik situasjon med lavere densitet (ca. 1 sigma-t) på noen stasjoner i hele vannsøylen fra 0-35 meter kan sannsynligvis bare opprettholdes av en konstant oppstiging av ferskvann med en gradvis innblanding av saltvann.

Målingene gjort i vinterhalvåret (26. november, 7. mars) viste redusert salinitet i hele vannsøylen på alle de påvirkede stasjonene (4, 6, 9, 11) mens registreringen gjort på stasjon 16 om høsten (25. oktober) viste stort sett redusert salinitet i det dypeste laget (ca. 10-35 m), men der var også noe lavere salinitet i ca. 3-6 m dyp. Denne forskjellen kan godt henge sammen med at det øverste laget i oktober var betydelig mer påvirket av elvetilførsel til overflatelaget (Fig. 13) slik at en liten tilførsel av ferskvann fra undersjøiske kilde lett vil forsvinne i de store ferskvannsmengder som fantes i det øvre laget i tillegg til den sterke salinitetsgradienten. I følge Oug *o.a.* (1991) vil en innlagring av oppstrømmende ferskvann skje på et større dyp når der er sterk lagdeling (store densitetsforskjeller) mens vannet vil strømme høyere opp i vannmassene ved svakere lagdeling slik det er om vinteren.

Submarin utstrømning av grunnvann eller SGD (submarine groundwater discharge) vil kunne skje i en fokusert strøm langs sprekker i karst og steinete områder, eller som en mer spredt strøm i myke sediment. I Ikkafjorden (Seaman & Buchardt 2006) på Grønland er det også funnet at submarin grunnvannsutstrømning danner søyler med utfelte karbonatmineral opptil ca. 20-25 m høye. I Lake Neuchâtel, er det lokalisert store undervannskraterer i sedimentene på innsjøbunnen som skyldes oppstrømning av grunnvannskilder knyttet til karstsystemer i området (Reusch *o.a.* 2015). Plassen og Vorren (2003) beskriver også pockmarks på ca. 100 meters dyp fra Ullsfjorden i Troms som kan skyldes grunnvannsutstrømning langs tektoniske lineamenter i fjordbunnen. SFT (2005) undersøkte en forsenkning i Bekkelagsbassenget i Oslofjorden (Bunnefjorden) som på grunnlag av geofysisk tolkning var beskrevet til å inneholde pockmarks. De fant, basert på undersøkelser utført 11- 13 mai 2005, ingen indikasjoner på utstrømning av vann eller gass fra fjordbunnen. På den andre siden beskriver Webb *o.a.* (2009) et felt med over 500 sirkulære forsenkninger i Vestfjorden i Indre Oslofjord, som ble tolket som inaktive og aktive pockmarks. At slike strukturer også kan finnes i Aurlandsfjorden nedenfor Stampa er derfor ikke usannsynlig. Sedimentet på 50-60 m dyp i Stampabukti er blitt analysert for kornstørrelsesfordeling ved flere anledninger (Johannessen og Lønning 1987, Tvedten *o.a.* 1994, Tvedten *o.a.* 1996, Vassenden *o.a.* 2007). Sedimentet blir stort sett beskrevet som «grått finkornet sediment». Om vannet som strømmer gjennom dette sedimentet kommer ut fokusert eller spredt er uklart, men i begge tilfeller er det grunn til å tro at det er dannet pockmarks i området omkring kildene. Slike pockmarks er sannsynligvis så store at de skulle være mulig å oppdage gjennom tettmasket ekkolodd-registrering, visuell analyse i området med undervannsvideokamera og/eller hydrografiske registreringer i et mer finmasket nett enn det som ble nyttet i denne undersøkelsen. Bunnfaunaen rundt et aktivt pockmark vil kunne være rikere ettersom det blir strømmet langs bunnen for å erstatte vannet som blir brakt opp til overflaten. Strømmer vil ofte bety økt tilførsel av næringspartikler, og dermed et rikere dyreliv. I en seismisk studie av bunnforholdene litt nord for Stampabukti (Domaas *o.a.* 2002) viser en av figurene deres (Fig. 15B) en markert fordypning i den ellers flate bunnen på ca. 40 m dyp på andre siden av fjorden ikke langt fra vårt undersøkelsesområde. Strukturen er omkring 3-5 m dyp og 20- 30 m bred. Om denne kan knyttes til et større submarint utstrømningsområde for grunnvann er imidlertid usikkert.

6 Konklusjon og forslag til videre undersøkelser

På grunnlag av dette lavkostnadsprosjektet konkluderer vi med at:

- 1 det sannsynligvis er minst 3 undersjøiske ferskvannskilder innen det undersøkte rektanglet i Stampabukti
- 2 kildene på fjordbunnen mates av Joasetegrovi og det oppstrømmende grunnvannet kan ha en oppholdstid på 5½ måneder i det ustabile fjellpartiet

Vi finner det også mulig at samlet vannføring av kildene i fjellsiden og de undersjøiske kildene kan balansere infiltrert mengde overflatevann fra Joasetegrovi.

Submarin utstrømning av grunnvann er en vanlig hydrogeologisk prosess som har vært lite undersøkt i Norge. Til registrering av undersjøiske ferskvannskilder har man brukt ulike metoder. Men etter vår kjennskap er undersøkelsene i Stampabukti første gang en har sannsynliggjort slike kilder ved hjelp av standard hydrografiske målinger i et nettverk av stasjoner. For å verifisere dette og avdekke eventuelle koblinger mellom hydrogeologi og bevegelsesmålinger i den ustabile fjellsiden er det nødvendig med:

- 1 videre undersøkelser for å verifisere utstrømningen av grunnvann på fjordbunnen, f.eks. ved visuelle observasjoner av pockmarks eller direkte oppstrømmende vann. Dette krever ROV-undersøkelser, multistråleundersøkelser med ekkolodd eller profilering med undervannskamera. En enklere metode kan være først å undersøke området ved hjelp av ekkolodd i et finmasket nettverk
- 2 instrumentering av Joasetegrovi og kildene i fjellsiden og for kontinuerlige målinger av vannføring gjennom året
- 3 nedbørsmålinger på stedet
- 4 instrumentering av undersøkelsesbrønn i baksprekken og undersøkelsesbrønner i løsmassene i fjellsiden for kontinuerlig registrering av vannivå, temperatur og ledningsevne
- 5 sporundersøkelser for å verifisere strømningsbaner og oppholdstid. Hvis våre antagelser om 5-6 måneders oppholdstid er korrekte, kan oksygenisotoper anvendes.
- 6 hydromekanisk modellering

7 Referanser

Aure, J., Erga, S.R. og Asplin, L. (2000): Fjordcult: Økt biologisk produksjon i fjorder ved kunstig oppstrømning av dypvann. *Fisken og Havet* nr. 11-2000, 30 sider.

Brenne, E., Ellingsen, S. & Nes, S. (2011): Vannførings og georadarundersøkelser på Joasete, Aurland kommune. Bacheloroppgave, Høgskulen i Sogn og Fjordane.

Bryhni, I. (1977): Berggrunnsgeologisk kart AURLAND 1416 IV M 1:50 000. Preliminær utgave. Norges geologiske undersøkelse.

Burnett, W.C., Aggarwal, P.K., Aurel, A., Bokuniewicz, H., Cable, J.E., Charette, M.A., Kontar, E., Krupa, S., Kulkarni, K.M., Loveless, A., Moore, W.S. Oberdorfer, J.A., Oliveira, J., Ozyurt, N., Povinec, P., Privitera, A.M.G., Rajar, R., Ramessur, R.T., Scolten, J., Stieglitz, T., Tanniguchi, M., Turner, J.V. (2006): Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of the Total Environment*, 2006.

Domaas, U., Rosenvold, B.S., Blikra, L.H., Johansen, H., Grimstad, E., Sørli, J.E., Gunleiksrud, O., Engen, A., Læg Reid, O. (2002): Studie av fjellskred og dalsidestabilitet i fyllittområder. NFR rapport 20001132-2

ECO vannkraft (2009a): Vardeskredbekken går tørr. MP4-video 29.06.2009

ECO vannkraft (2009b): Overføring av vann til Viddalsmagasinet for skredsikring i Flåm og Flåmsdalen.

Ellingsen, I.H., Slagstad, D. Tangen, K. og Reitan, K.I. (2006): Modellering av effekter av neddykket utslipp på det lokale fysiske og biologiske miljøet i Gaupnefjorden og Lustrafjorden. SINTEF Rapport. Marin ressursteknologi. SFH80 FO 62625

Ellingsen, I., McClimans, T., Slagstad, D. (2011): Modelling the physical and biological and biological responses of a stratified fjord to a submerged freshwater discharge. Notat, SINTEF, Trondheim.

Henriksen, H. (2000): MYRDAL 1416 3, Berggrunnskart, foreløpig utgave M: 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse

Hermanns, R.L., Bunkholt, H., Boehme, M., Fischer, L., Oppikofer, T., Rønning, J.R. and Eiken, T., (2011): Foreløpig fare- og risikovurdering av ustabile fjellparti ved Joasete-Furekamben-Ramnanosi, Aurland kommune. NGU- rapport 2011.025 46 s.

McClimans, T.A. (1981): Dykket utslipp fra Vangen kraftverk. Etterprøving. SINTEF Rapport STF60 F81113.

Merz, J ; Doppmann, G. (2006): Measuring Mountain Stream Discharge Using the Salt Dilution Method. PARDYP/ICIMOD and Hydrology group, University of Bern.

NGI (2008): Utredning av ustabile dalsider i fyllitt. Aurland. NGI rapport 20081254 -1.

NVE (2013): The unstable phyllitic rocks in Stampa– Flåm, western Norway. Compilation, scenarios, risk and recommendations. NVE- rapport 35, 2013.

Oug, E., Molvær, J., Moy, F. og Næs, K. (1991): Resipientundersøkelse i fjordområdet ved Farsund. Vannuskiftning, vannkvalitet, strandsoneregistreringer og bløtbnunnsfauna. NIVA rapport O-90187, (løpenr. 2661), 65 sider.

Plassen, L. & Vorren, T. (2003): Fluid flow features in fjord-fill deposits, Ullsfjorden, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 83, s. 37-42

Reusch, A., Loher, M., Bouffard, D., Moernaut, J., Hellmich, F., Anselmetti, F.S., Bernasconi, S.M., Hilbe, M., Kopf, A.J., Lilley, M.D., Meinecke, G., Strasser, M. (2015): Giant lacustrine pockmarks with subaqueous groundwater discharge and subsurface sediment mobilization. *Geophysical Research Letters*, 42(9). 3465-3473.

Saito, M., Guo, X., Onodera, S., Shimizu, Y., Yoshiaki, K., Tokumasu, M., Takeoka, H. (2011): Spatial variation of Submarine Groundwater discharge (SGD) in the Central Part of Seto Inland Sea, Japan. I: *Interdisciplinary Studies on Environmental Chemistry- marine Environmental Modeling & Analysis*, s. 117-123. Terrapub. 2011

Seaman, P. & Buchardt, B. (2006): The columns of ikaite tufa in Ikkafjord, Greenland. *Meddelelser om Grønland. Geoscience* 44, 41 s.

SFT (2005): Undersøkelse av fordypning i sjøbunnen i Bekkelagsbassenget. Rapport TA-2108/2005.

Tvedten, Ø.F., Johannessen, P.J., Hjøhlman, S. og Botnen, H.B. (1994): Konsekvensvurdering i forbindelse med utfylling av steinmasser i Aurlandsfjorden. Universitetet i Bergen. IFM rapport 26-1996, 82 sider.

Tvedten, Ø.F., Hagen, H., Botnen, H.B., og Johannessen, P. (1996): Aurlandsfjorden – Konsekvensvurdering i forbindelse med utfylling av steinmasser. Universitetet i Bergen. IFM rapport 6-1996, 49 s.

Vassenden, G., Johansen, P.O., Heggøy, E.; Johannessen, P. (2007): Marinbiologisk miljøundersøkelse i Aurlandsfjorden og Nærøyfjorden i 2006 SAM-Unifob Rapport nr. 4-2007

Webb, K.E., Hammer, Ø. Lepland, A. & Gray, J.S. (2009): Pockmarks in the inner Oslofjord, Norway. *Geo-Mar Lett* 29, s. 111-124.

APPENDIX

Vannlag: vanligvis definert av densitet, som styres av salinitet og temperatur i de ulike vannlagene. Temperatur er viktig i ferskvann, mindre viktig i sjøvann.

Homogent vannlag: relativt homogent lag, dvs. forholdsvis like verdier med dypet. Det intermedieære laget og bassengvannslaget vil være homogen. Brakkvannslaget vil også ofte være ganske homogent et stykke fra et elveutløp.

Hovedlag: de mest markerte homogene og inhomogene lagene.

Inhomogent vannlag (overgangslag): lag mellom to homogene vannlag (eller mellom luft og et øvre vannlag) hvor det er relativt store endinger (øking/minking) med dypet. En pyknoklin vil være et inhomogent lag.

Mikrolag: et relativt tynt homogent eller inhomogent vannlag innen et av hovedlagene.

Innlagring: Ved stabile forhold uten strøm vil oppstigende ferskvannblande seg med det omliggende fjordvannet og sannsynligvis danne en linseformet kile i fjordens vannmasser. Innlagringsdypet til kilen er styrt av densiteten til blandingsvannet (kildevann og fjordvann) og densiteten til fjordvannet i innlagringsdypet. Densiteten til det innlagrede vannet vil være ganske lik densiteten til det omliggende vannet mens saliniteten og temperaturen kan vise forskjeller. Areal, tykkelse og dermed volum av denne linsen vil øke med økende tilføringstid og økende utstrømmingsvolum (l/time) til kildevannet under stabile forhold. Om vinteren med lite ferskvann fra elver og forholdsvis liten forskjell i densitet mellom de øverste lagene og de dypeste lagene vil det oppstigende vannet kunne lagre seg inn i overflatelaget.

Spredning: Når volumet av innbland vannet øker vil dette medføre en spredning av disse vannmassene.

Stigehøyde: på grunn av lavere densitet på kildevannet i forhold til det omgivende fjordvannet vil kildevannet stige oppover i vannsøylen. Underveis vil kildevannet bli innblandet med saltere og tyngre vann som øker densiteten på det oppstrømmende vannet. På grunn av hastigheten i det oppstigende vannet vil dette vannet stige opp til vannlag som er noe lettere enn blandingsvannet. Dette topp-punktet definerer stigehøyden. Når det oppstigende vannet har nådd stigehøyden vil det synke noe ned igjen til det møter et vannlag med samme densitet som blandingsvannet og lagre seg inn på dette dypet.

Transport: Drivkraften er andre krefter enn oppstrømmende kildevann, f.eks. strømmer. På grunn av tidevannsstrømmer vil sannsynligvis innlagringskilene få en oval form, med de største dimensjoner i strømmenes retninger. I fjorder vil tidevannsstrømmene stort sett følge fjordens retning, men nær enden av en fjord eller i områder med bakevjer vil formen på det innlagrede vannet kunne bli annerledes. Tidevannsstrømmene er regulære og siden de går fram og tilbake er det ingen nettoforflytting av det innlagrede vannet.

I tillegg til tidevannsstrømmene vil de innlagrede vannmassene også kunne bli transportert bort og fjernet med uperiodiske intermedieære vannstrømmer som er mye styrt av rådende/skiftende

meteorologiske forhold. De intermediære vannstrømmene kan fullstendig skifte ut vannmassene i et gitt lag. De intermediære strømmene påvirker i liten grad på vannet i ferskvanns/ brakkvannslaget og det første homogen laget. Virkningene av disse episodiske intermediære strømmene vil sannsynligvis være størst i det 2. homogene vannlaget og vil kunne transportere bort innlagret vann i dette laget og så ledes «null-stille» signalene fra eventuelle undersjøiske kilder.

I overflatelagene (ferskvannslaget/brakkvannslaget) vil det være en kontinuerlig utovergående transport. Denne transporten er grovt regnet ca. 10 ganger større i sommerhalvåret som i vinterhalvåret. Den utovergående transporten genererer en innovergående kompensasjonsstrøm på toppen av det intermediære vannlaget. Dette strømmønsteret kalles en estuarin sirkulasjon. Dette betyr at vann innlagret i brakkvannslaget vil kontinuerlig bli fjernet, sterkest om sommeren svakest om vinteren. I laget under brakkvannslaget vil effekten være motsatt. Her vil vannet bli transport innover fjorden.

Det øverste vannlaget vil også være påvirket av tilfeldige genererte vindstrømmer. Fjordenes morfologi tvinger stort sett vinden og strømmene til å følge fjordens retning. Ved mye vind innover en fjord vil en kunne få en oppstuvning av overflatevannmasser.

r