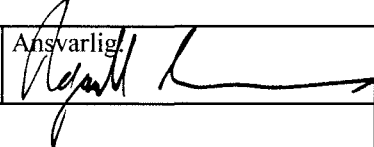


NGU Rapport 2011.037

**Morfologi og skredkartlegging i  
Botn, Rissa, Sør-Trøndelag**

Rapport nr.: 2011.037		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Morfologi og skredkartlegging i Botn ved Rissa, Sør-Trøndelag				
Forfatter: Jean-Sebastien L'Heureux, Raymond S. Eilertsen, Louise Hansen og Kari Sletten		Oppdragsgiver: NGU, NVE, Rissa Kommune		
Fylke: Sør-Trøndelag		Kommune: Rissa		
Kartblad (M=1:250.000) Sør-Trøndelag		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)		
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 25	Pris: 240 NOK	
Feltarbeid utført: Oktober 2010		Rapportdato: 2011	Prosjektnr.: 333000	Ansvarlig: 
Sammendrag:				
<p>Det er utført høy oppløselig sjøbunnskartlegging og innsamling av 2D refleksjonsseismiske profiler i Botn i Rissa, som en del av metodeutviklingsprosjektet "Skredkartlegging i strandsonen". Prosjektet har som formål å utvikle en metodikk for kartlegging av fare for skred i strandsonen. Botn i Rissa ble valgt som testområde fordi det finnes dokumenterte eksempler på skred langs innsjøen (for eksempel Rissaraset i 1978), flere strekninger har tett bebyggelse og flere kvikkleiresoner er registrert i området.</p> <p>Rapporten beskriver metodene som er brukt, presenterer de innsamlede data og gir en tolkning av disse. Batymetriske data viser at det er spor etter skredaktivitet langs store deler av Botn. Dette inkluderer sporene etter kjente, historiske skredhendelser (Rissaraset i 1978 og skredet ved Fallet i 1997). Skredavsetningene etter Rissaraset dekker opp til 20 % av sjøbunnen i Botn og store leirblokker er funnet i skredmassene 1150 m fra strandlinjen. Kartleggingen av sjøbunnen ved <i>Fallet</i> viser at 1997-skredet sannsynligvis ble utløst av lekkasje i en trykkluftledning. Rapporten påviser ikke nye kvikkleireforekomst, men beskriver flere områder hvor det er funnet destabiliserende forhold, som for eksempel, ferske spor etter skred, kanaler, lokale bratte skråninger og pockmarks ved foten av skråninger. Slike forhold er kartlagt ved <i>Fallet</i>, <i>Nordgjerdet</i>, <i>Sjølia</i> og ved <i>Baustad</i>. Det kan være kvikkleire i disse områdene, og det bør utvises aktsomhet ved aktivitet i strandsonen. Det presiseres at skred i strandsonen også kan utløses i områder uten kvikkleireforekomst, men omfanget til slike skred er som regel mindre enn for kvikkleireskred.</p> <p>Erfaringene fra Botn og fra andre testområder brukes i denne rapporten til å diskutere nytteverdi av høyoppløselige sjøbunnsdata for vurdering av kriteriene som brukes i dagens faresonekartlegging for kvikkleireskred. Rapporten danner dermed et godt grunnlag for videre diskusjon i skred-, risiko- og faresonekartlegging i strandsonen.</p>				
Emneord: Batymetri	Interferometrisk sonar		Refleksjonsseismikk	
Strandsonen	Skred		Morfologi	
Pockmarks	Løsmasser		Kvikkleire	

## 1. INNLEDNING

Forekomsten og konsekvenser av skred langs norske fjorder og innsjøer er velkjent (for eksempel Longva mfl. 2003, Bøe mfl. 2004). Disse områdene er ofte bebodd og i mange tilfeller har undersjøiske skred forplantet seg inn på land og ført til tap av menneskeliv (for eksempel Brattøra 1888, Sokkelvik 1959, Balsfjord 1988, Finneidfjord 1996). Det finnes per i dag over en halv million bygninger i strandsonen i Norge. Likevel er det ingen definert metodikk for kartlegging av fare for kvikkleireskred i strandsonen. Det er derfor behov for å utvikle en metodikk for faresonekartlegging i strandsonen på nasjonalt plan, til hjelp i plan- og byggesaksarbeid for lokale myndigheter og aktører i byggebransjen.

I denne rapporten presenteres resultater fra sjøbunnskartlegging i Botn ved Rissa. Botn ble valgt som et av flere testområder for kartlegging og metodeutvikling i strandsonen fordi det her finnes dokumenterte eksempler på skred i strandsonen (for eksempel Rissaraset i 1978), flere strekninger har tett bebyggelse og mange kvikkleiresoner er registrert langs innsjøen. Det er tidligere utført kartlegging i andre deler av Norge med tilsvarende målsetning (Longva mfl. 1999, Hansen mfl. 2005, L'Heureux mfl. 2010, Hansen mfl. 2011).

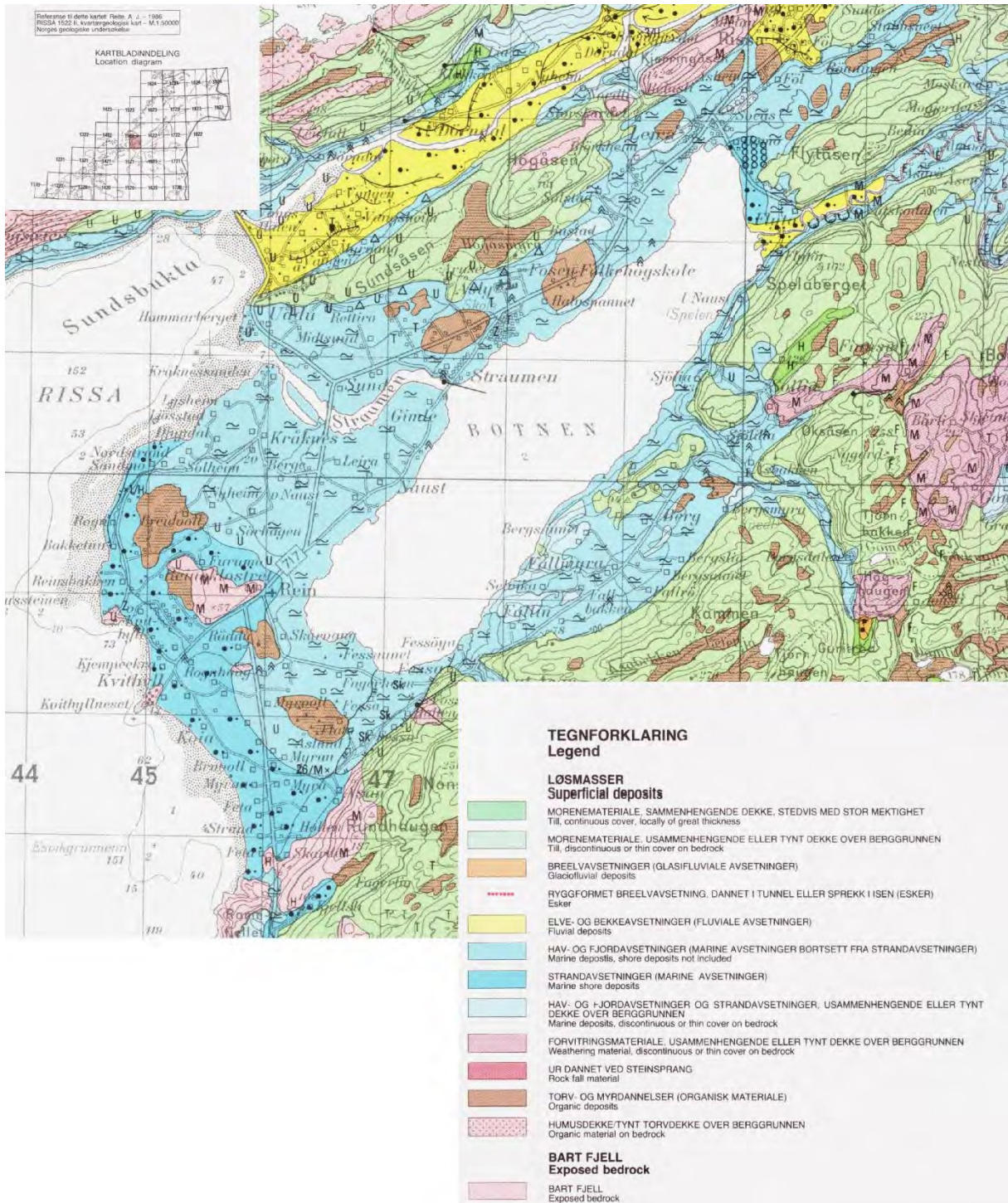
Sjøbunnen i Botn ble kartlagt i oktober 2010 med hjelp av en interferometrisk sidesøkende sonar. I tillegg ble det målt 23 refleksjonsseismiske linjer (16 km totalt). Data innsamlingen ble utført av Oddbjørn Totland, John Anders Dahl, Raymond Eilertsen og Jean-Sebastien L'Heureux fra NGU. Rapporten dokumenterer data innsamlingen, presenterer sjøbunns morfologien i Botn, gir råd om bruk av data og diskuterer videre bruk av dataene til skred-, risiko- og faresonekartlegging i strandsonen.

## 2. GEOLOGI OG LOKALITETEN

Botn i Rissa i Sør-Trøndelag er en opptil 5 km lang og 1 km bred innsjø som er knyttet til Trondheimsfjorden via elven Straumen (Figur 1). Tidevannet fører med seg saltvann som gjør innsjøen brakk. Ut fra et eldre kart, målt ved hjelp av spredte loddinger i Botn, antok man at innsjøen var opptil 55 m dyp (Figur 2).

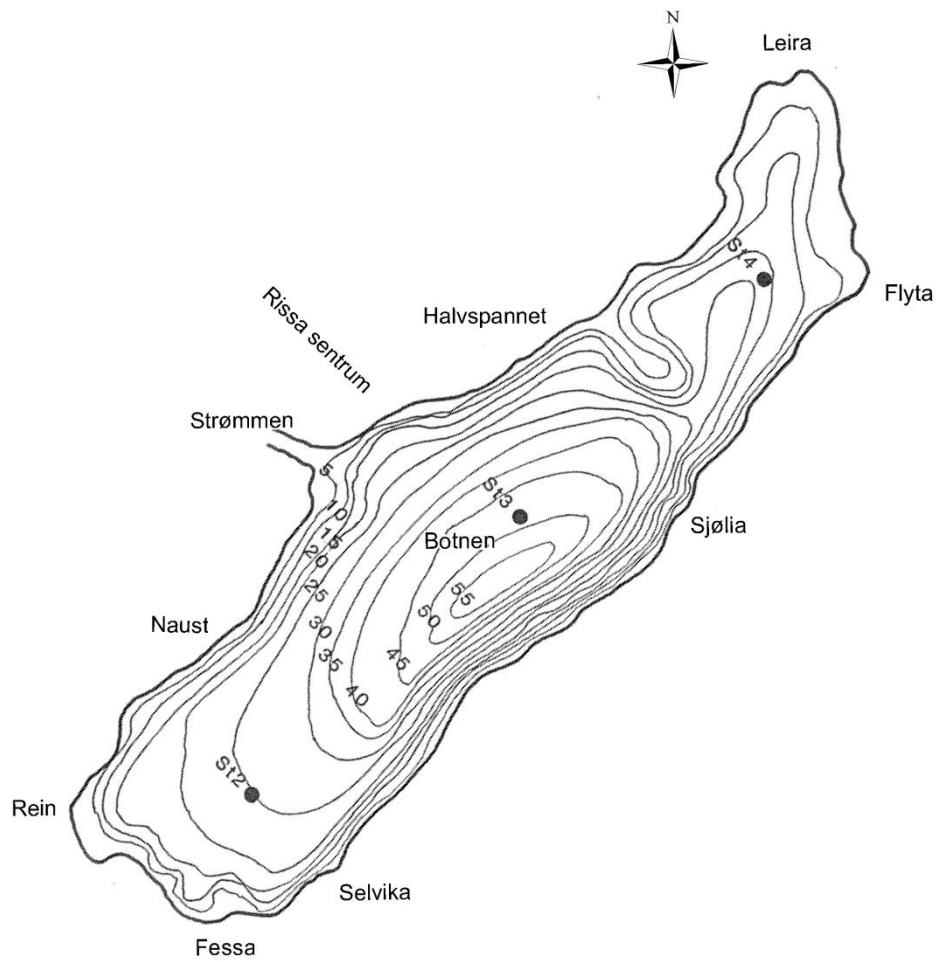
Sedimentene i studieområdet er i hovedsak tykke hav- og fjordavsetninger, stedvis med fjellblotninger og myr. Innerst ved Flyta har et delta bygget seg ut ved munningen av elven. Området mellom Leira og Flyta er hovedsakelig dekket av marine strandavsetninger. Den nåværende fordelingen av avsetningstyper rundt Botn kan ses på kvartærgeologiske kart (Reite 1986). Marin grense for Rissa er ca. 160 m over dagens havnivå (Reite 1986). Sør i studieområdet ligger skredgropa til Rissaraset som gikk i 1978 (Gregersen 1981). I dag er det registrert flere kvikkleiresoner i Rissa kommune og seks av disse grenser mot Botn (Reins kirke, Naust, Strømmen, Halvspannet, Leira og Selvika) (Figur 3) (se også [www.skrednett.no](http://www.skrednett.no)).

I følge berggrunnskartet til NGU er bergartene i den nordlige delen av området grønnstein og grønnskifer med kvartslinser, mens sør i studieområdet er det amfibolitt og granodiorittisk gneis (Wolff 1976, 1978). Det er også observert steiltstående, SV-NØ-gående lagdeling/bånding i grønnskifer/glimmerskifer med kvartslinser, samt en blotning med krystallinsk kalkstein (Solberg mfl. 2010).

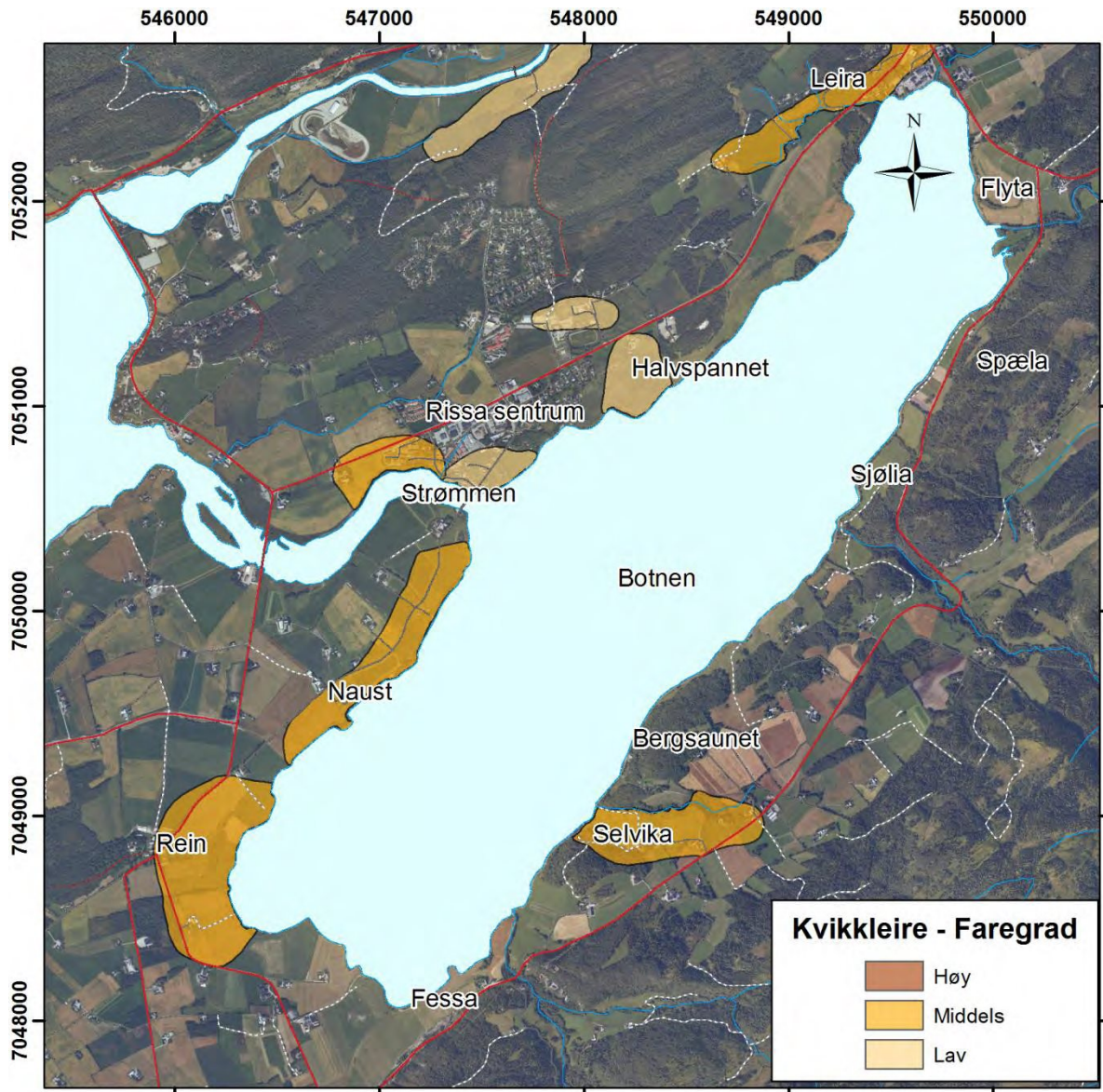


Figur 1: Kvartærgeologisk kart over studieområdet i Rissa kommunen med sedimentfordeling i overflaten (Reite 1986).





Figur 2: Tidligere dybdekart over Botn målt med hjelp av spredte loddinger (data fra Rissa kommune, ukjent år).



Figur 3: Registrerte kvikkleiresoner rundt Botn i Rissa kommune med faregradsvurdering ([www.skrednett.no](http://www.skrednett.no)).

### 3. METODER

#### 3.1 Innsamling/prosessering av sonar data

En 250 kHz GeoSwath interferometrisk sidesøkende sonar montert på en bruksbåt (Antares 650 Silver) ble brukt til å samle inn batymetriske data (Figur 4). Sonaren har en rekkevidde ned til 80-100 m vanddyb og gir en dekning av bunnen på flere ganger vanddypet. En fordel ved sonaren er at den effektivt kan registrere data fra svært grunt vann og ideelt sett nær vannoverflaten.

Sonaren har to sendere montert på en v-formet plate i ca. 30 graders vinkel. På platen sitter en TSS DM bevegelsessensor som sender kompensasjonsdata for båtens bevegelser til en PC, og et lite ekkolodd som måler dypet rett under platen. I tillegg er det en lydastighetsmåler (Valeport Mini SVS) som måler lydets fart i vannet rundt senderne. Sonaren sender en stråle vekselvis til hver side, og bruker tid og faseforskyvning for det returnerte signalet til å regne ut avstander til objekter (havbunnen), som så blir omregnet til dyp. Datadekningen er minst rett under båten i rommet mellom de to strålene, men dette blir det delvis kompensert for med ekkoloddet på platen. Data kan inndeles i to typer: 1) batymetriske data og 2) backscatter data. Førstnevnte er detaljerte dybdata, mens sistnevnte gir informasjon om sjøbunns

reflektivitet som er et mål for blant annet hardhet og porøsitet av sjøbunnen, som igjen reflekterer bunntype (for eksempel sandbunn, berggrunn eller leirbunn).

I forbindelse med profileringen ble det målt flere lydprofiler gjennom vannsøylen med en Valeport 650 SVP (Sound Velocity Profiler) hastighetsmåler. Disse målingene ble utført samtidig med toktet for å oppnå optimale hastighetsprofiler ved beregning av vanddyb. Flere målinger ble utført i områder der det kunne forventes laterale variasjoner i hastighetsprofilen, for eksempel nær utløpet av en elv. Under toktet ble det også innsamlet data til kalibrering av utstyretsoppsett. Posisjonering av innsamlede data i x-y planet ble bestemt ved hjelp av differensiel GPS med en presisjon på  $\pm 1$  m. GPS'en er i tillegg koblet opp mot en gyro, hvilket gir en konsistent retningsangivelse under innsamlingen. Det anvendte datum er sjøkartets null. Dybdepresisjonen under måling er i centimeter, men begrenses ved datasammenstillingen av nøyaktigheten til X-Y posisjoneringen.



Figur 4: (Venstre) Foto av interferometrisk sidesøkende sonar montert på båten (Antares 650 Silver) i Botn. (Høyre) Foto av penetrasjons-ekkolodd under innsamling av refleksjonsseismiske data.

### 3.2 Sammenstilling av data

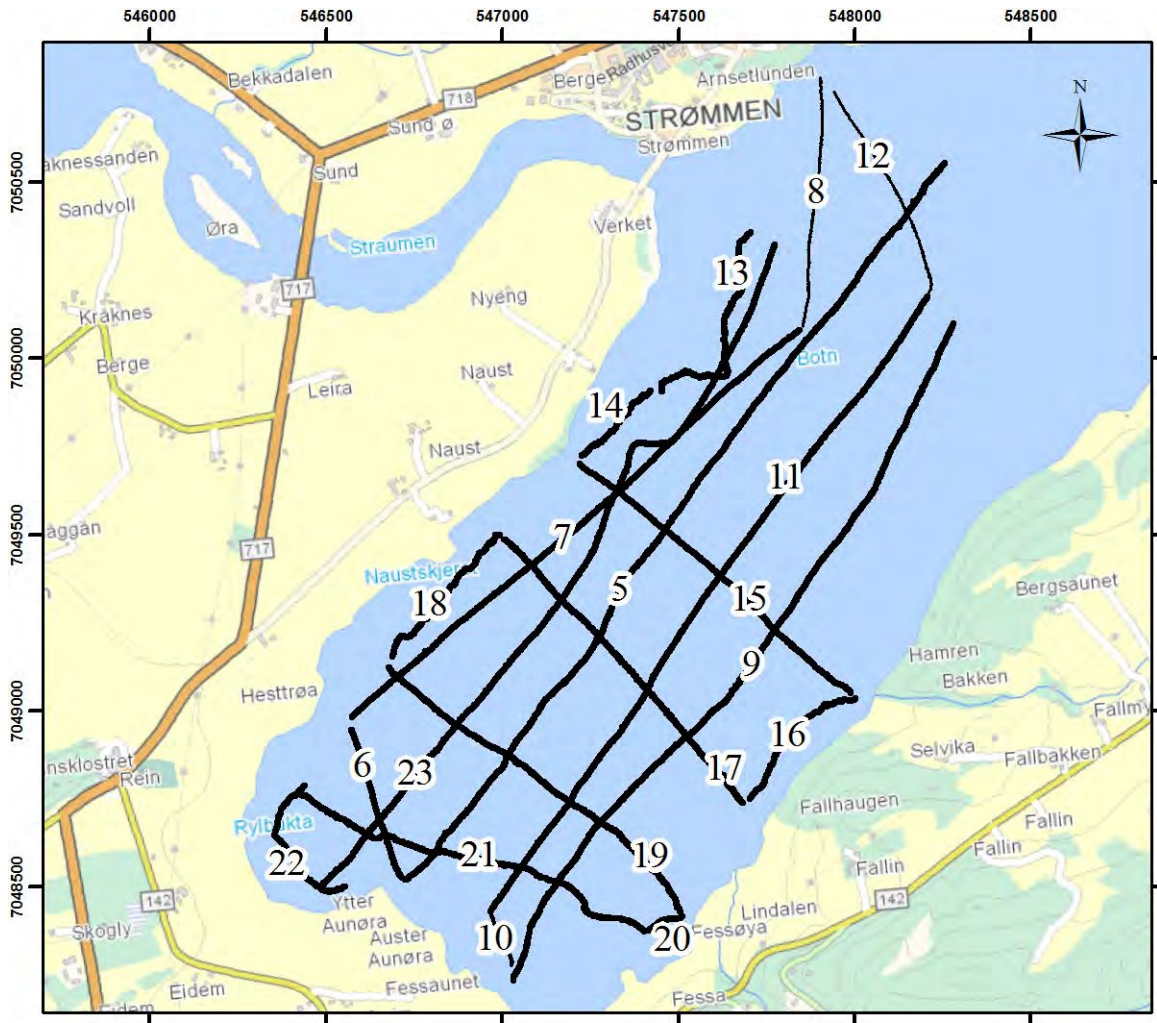
Rådata ble prosessert med GeoSwath programvare. Batymetriske data ble visuelt framstilt i ErMapper som såkalte 'shaded relief'-bilder. Disse gir en svært detaljert oversikt over morfologien på sjøbunnen. Etter bearbeidelse i ErMapper ble dataene importert i ArcMap fra ESRI og sammenstilt med grunndata fra land, inklusive flybilder fra Norge i bilder, økonomisk kartverk (1:5.000), polygoner fra NGUs kvartærgeologisk kart ([www.ngu.no](http://www.ngu.no)) og kvikkleiresoner ([www.skrednett.no](http://www.skrednett.no)). Merk at de kvartærgeologiske kart opprinnelig er i mindre målestokk enn de viste topografisk data.

### 3.3 Innsamling/prosessering av refleksjonsseismikk data

Refleksjonsseismiske data ble innsamlet ved hjelp av et penetrasjonsekkolodd (Figur 4). Totalt ble 23 linjer samlet med dette instrumentet som har en sendefrekvensen på 3,5 kHz (Figur 5). Dette gir god vertikal oppløsning og detaljert seismikk i finkornet sediment, men



gir lite penetrasjon i hardere masser som grov sand og morene/fjell. Seismikken er tolket digitalt og dybden til reflektorer er regnet med en lydshastighet på  $1470 \text{ ms}^{-1}$ .



Figur 5: Oversikt over målt refleksjonsseismiske profiler i Botn.

#### 4. RESULTATER – MORFOLOGISKE ELEMENTER

Resultatene fra sjøbunnskartleggingen i Botn er presentert i Vedlegg 1. De batymetriske data viser at innsjøen er opptil 38 m dyp og at selve bassenget er relativt flat med bratte skråninger utenfor strandlinjen (Vedlegg 1). Det er store forskjeller (opptil 15 m vanddyb) mellom det gamle batymetriske kart (Figur 2) og de nye batymetriske data fra Botn (Vedlegg 1). Årsaken til dybdeforskjellene er diskuterte lengre ned i rapporten og skyldes antakelig feil ved tidligere kartlegging med spredte loddinger.

Batymetriske data gir oversikt over sjøbunnens morfologi, og i dette kapitlet oppsummeres de elementene som er viktige for vurdering av et områdes stabilitet. Dette gjøres på en tilsvarende måte som for andre testområder (for eksempel Trondheimsfjorden; Hansen mfl. 2005, og Drammensfjorden; Hansen mfl. 2011). Elementene er angitte som linjer bortsett fra undersjøiske fjellblotninger som angis som polygoner på de vedlagte kart (Vedlegg 2). Kun de mest tydelige elementer er markerte.

##### 4.1 Skredgroper

Skredgroper gjenkjennes ved grop- og sigdformede kanter på sjøbunnen. Kantene er generelt vendt mot de dypere deler av innsjøen der masser er fjernet ved brudd i sjøbunnsedimentene. Kantene kan være skarpe eller utydelige avhengig av alderen på skredet.



## 4.2 Skredmasser og skredblokker

Skredmasser og skredblokker karakteriseres av uregelmessig bunntopografi, hauger og rygger på fjordbunnen nedenfor skredgroper. Omrisset av de meste markante skredmassene og – skredblokkene er angitte med linjer der avgrensningene er tydelige. I de sørlige deler av bassenget ligger skredmassene fra 1978 skredet. Her finner vi flere lobber og man kan se rygger av sammentrykte skredmasser.

## 4.3 Kanal former

Smale kanal lignede former er angitte med enkle linjer. Formene kan ha ulike opprinnelse. De kan være resultatet av mindre undersjøiske strømmer for eksempel ved munningen av en bekk, de kan representere kanaler på en deltaskrent ("chutes"), eller de kan representere et pløyespor i sjøbunnen etter en utrast blokk.

## 4.4 Pockmarks (sirkulære forsenkninger)

Pockmarks er sirkulære forsenkninger på sjøbunnen som er angitte med linje. De dannes ved kortvarige utstrømninger av gass eller veske fra undergrunnen (se for eksempel Hovland & Judd 1988). Noen pockmarks representerer mulig gjentakende eller kontinuerlig utsiving. Pockmarks kartlagt i Botn har typisk en diameter mellom 25-60 meter og er opptil 4-5 m dype.

## 4.5 Antropogene fenomener

Omrisset av menneskeskapte fenomener er angitte med linje. I Botn gjelder det spesielt objekter som hus, eller deler av bygninger som er blitt transporterte med skredmasser ut i innsjøen (for eksempel med 1978 skredet).

## 4.6 Fjell

Antatt fjell gjenkjennes ved uregelmessige former på sjøbunnen i områder der laget av sjøbunnsedimenter antas å være ganske tynt eller fraværende. Grunt beliggende fjell kan også tolkes fra marin seismikk.

# 5. RESULTATER – TOLKNING (OMRÅDEBESKRIVELSER)

I dette kapittelet gis det en beskrivelse og tolkning av tre delområder (Sørlig, Midtre og Nordlig Botn).

## 5.1 Sørlige Botn

Den sørlige delen av Botn er på land karakterisert av tykke hav- og fjord avsetninger og det er registrert kvikkleiresoner ved Rein kirke og ved Naust (Vedlegg 2). Skråningene utenfor strandlinjen er 150-400 m lange og 20-25 m høye. Refleksjonsseismiske data viser at morfologien på sjøbunnen i den sørlige delen av Botn er i stor grad styrt av fjell topografien med SV-NØ orienterte fjellrygger (Figur 6). Skråningsvinkel er som regel lavere enn 15 grader og minsker utover i sjøen hvor sjøbunnen blir relativt flat i den sentrale delen av Botn (Figur 7). Området deles i tre strekninger: *Fessa*, *Rylbukta*, *Hestrøa-Naustskjeret*.

Sjøbunnen i den sørlige delen av Botn er dekket av skredmasser og skredblokker fra Rissaraset som gikk i 1978. Det totale området som dekkes av skredavsetningen er på 0,76 km<sup>2</sup> med en maksimal lengde på 1,2 km (fra strandlinjen). Seismiske data viser en gjennomsnittlig tykkelse av skredmassene på 6-8 m, og skred volumet antas dermed å være i størrelsesorden 4.4 til 5.8 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. Skredmassene nådde ikke den dypeste og midterste delen av Botn. Dybdeforskjellen som er observert mellom det gamle dybdekartet og de nye batymetriske data kan dermed ikke skyldes skredmassene fra Rissaraset i 1978.

I følge Grande og Janbu (1978), startet Rissaraset med en utglidning i strandkanten nord for *Fessa* (Figur 6). Her viser de batymetriske data en 135 m lang og 4 m høy skredkant

langs strandlinjen. Skredkanten strekker seg 100 m nordvestover i Botn. Vest for initial skredet er det en barriere (grunne) av fjell som stikker opp (Figur 6). Denne barriere styrte massebevegelsene i 1978 og "tvang" skredet til å åpne en ny port vest for *Fessa*. Hovedskredet strømet gjennom denne porten. En 400 m lang og 1 m høy langsgående rygg kan også følges nordover utenfor grunnen. Denne ble sannsynligvis dannet mellom forskjellige strømmer med ulik hastighet under skredprosessen i 1978.

Den sørlige delen av skredavsetningen fra 1978 er karakterisert av finkornige sediment loper med små sedimentblokker (mindre enn 20 m i diameter). Lobene viser mange strømstrukturer med definerte undulasjoner (på tvers av strømretning) som kan følges tilbake til hovedporten. Lobene ble trolig dannet under de siste stadiene av 1978-skredet da tynne og flytende leirmasser ble avsatt i innsjøen. Noen av blokkene innenfor lobene kan representere rester etter hus og/eller andre bygninger (Figur 8). Noen av disse haugene er opp til 30-40 m bred og stikker opp noen meter over sjøbunnen.

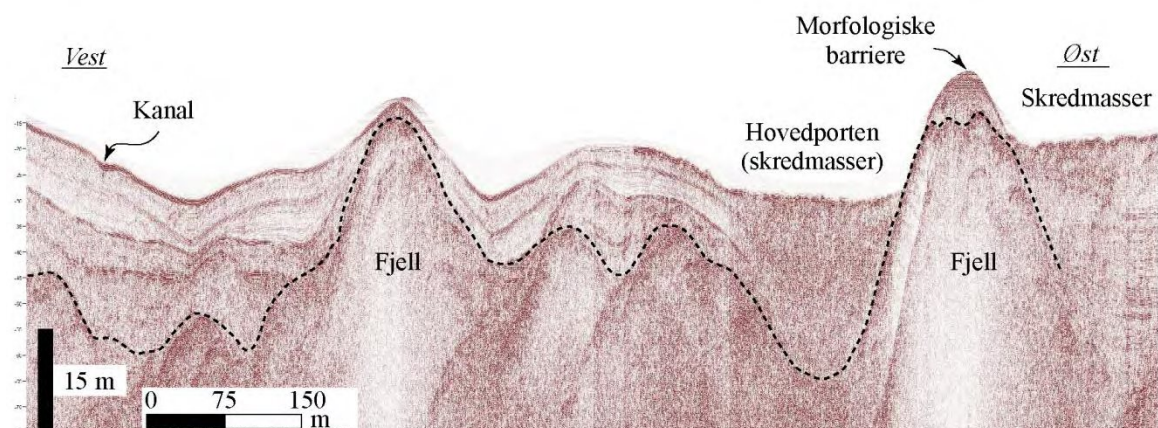
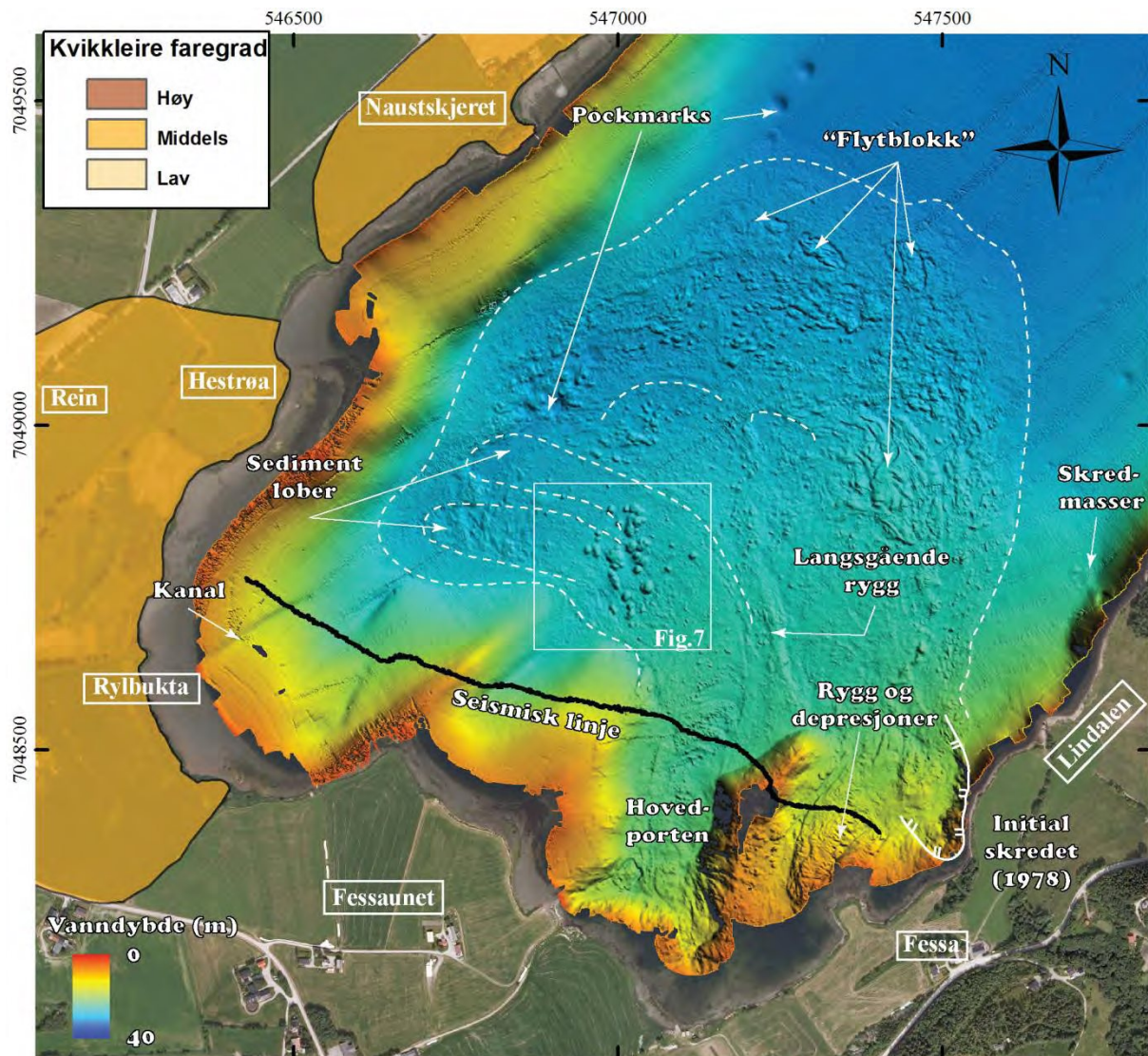
Nordligst i avsetningsområdet finner man en mengde store "flytblokker" (Figur 6). Blokkene viser en firkantet form, og er typisk 80-200 m lange og 30-100 m brede. Noe av blokkene har flyttet seg mer enn 1150 m fra strandlinjen. Flyttblokker er ofte observert i flakskred (Mulder & Cochonat 1996) og i debris flows (Ilstad mfl. 2004). Blokkene synes å være rester av de store flakene som ble observert i den tidlige fasen av hovedskredet (Gregersen 1981, L'Heureux mfl. 2011a).

I *Rylbukta* er det funnet spor etter en 20 m bred og opp til 1 m dyp kanalform (Figur 6). Kanalen er over 250 m lang på skråningen utenfor strandlinjen og kan ha blitt dannet ved erosive strømmer ved munningen av Rylbekken. Det kreves flere undersøkelser for å si om denne kanalen er aktiv.

De første 100-130 m av skråningen utenfor *Hestrøa* og *Naustskjeret* er relativt jevn. Deretter blir sjøbunnen brattere med skråningsvinkler opp til 25 grader (Figur 7). I foten av skråningen finner man flere pockmarks. Pockmarks er funnet på sjøbunn både utenfor og innenfor skredmassene fra 1978 (Figur 6). Disse pockmarks tyder på at det til tider eksisterer artesiske poretrykksforhold i sedimentene i strandsonen. Dette er i samsvar med de høye poretrykkdata som ble målt av NGI utenfor Rein kirke i 2009 (NGI 2009), og kan skyldes grunnvannstrømningen fra land til innsjøen.

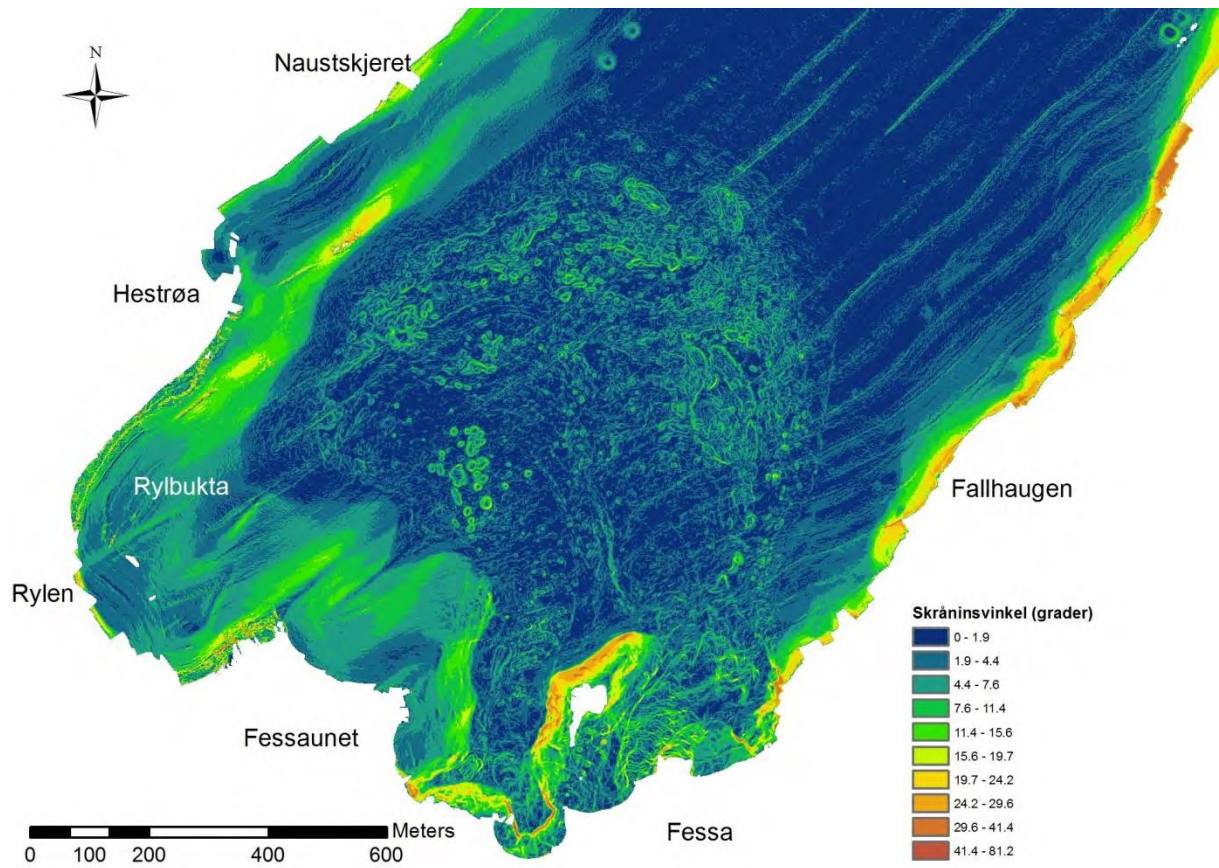
Refleksjonsseismiske data viser at sedimenttykkelsen er opp til 25 m utenfor *Hestrøa* og *Naustskjeret* (Figur 9). Over den tolkede fjelloverflate er det opptil 7 m med draperende og parallelle refleksjoner som tolkes til å være en glasimarin avsetning (sedimenter avsatt fra den smeltende innlandsisen på slutten av siste istid). Deler av disse ser også ut til å være erodert på den nordlige delen av profilet. Den seismiske signaturen til glasimarine sedimentene er transparente med noen mer kaotiske intervaller. Hele sekvensen tynner ut mot nord og overgrensen er veldefinert med markant refleksjon. Over de glasimarine sedimentene er det en sekvens som tolkes til å være en blanding av hav- og fjordavsetning med skredmasser. Den øverste delen av denne sekvensen viser tydelige refleksjoner som skråner mot nord. Flere signaturer tolkes til å være kanaler, muligens dannet utenfor elvemunningen (det vil si tidligere utløp av Straumen) som var i dette området de siste 2-3? tusen år. Noen lignende kanaler er observert i dag utenfor Straumen (se kap 5.2).

På de fleste seismiske profiler kan man gjenkjenne overgangen fra løsmassene til fjell/morene (for eksempel Figur 6). Fjelloverflaten er blitt digitalisert der det var mulig på profilene, og sedimenttykkelsen er interpolert mellom profilene. Dette gir en grov oversikt over sedimenttykkelse i den sørlige delen av Botn (Figur 10). Det er opptil 46 m med sedimenter i denne delen av Botn.

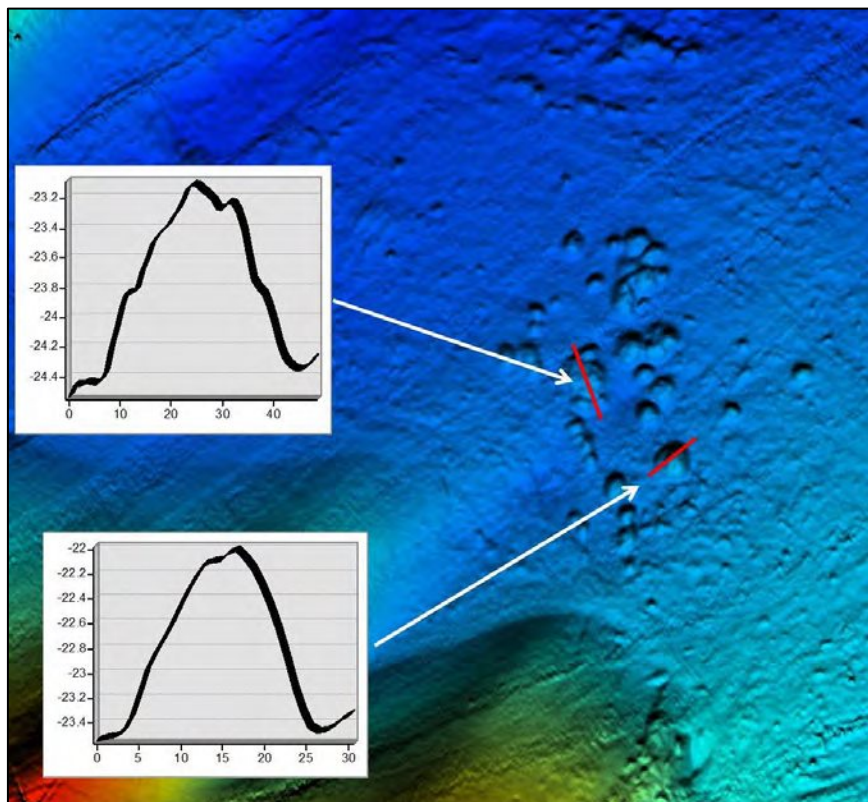


Figur 6: (Øverst) Detaljert sjøbunn morfologi i den sørlige delen av Botn. (Nederst) Refleksjonsseismisk profil som viser fjelltopografi i den sørlige delen av Botn sammen med skredavsetninger fra Rissaraset i 1978. Se tekst for mer informasjon.



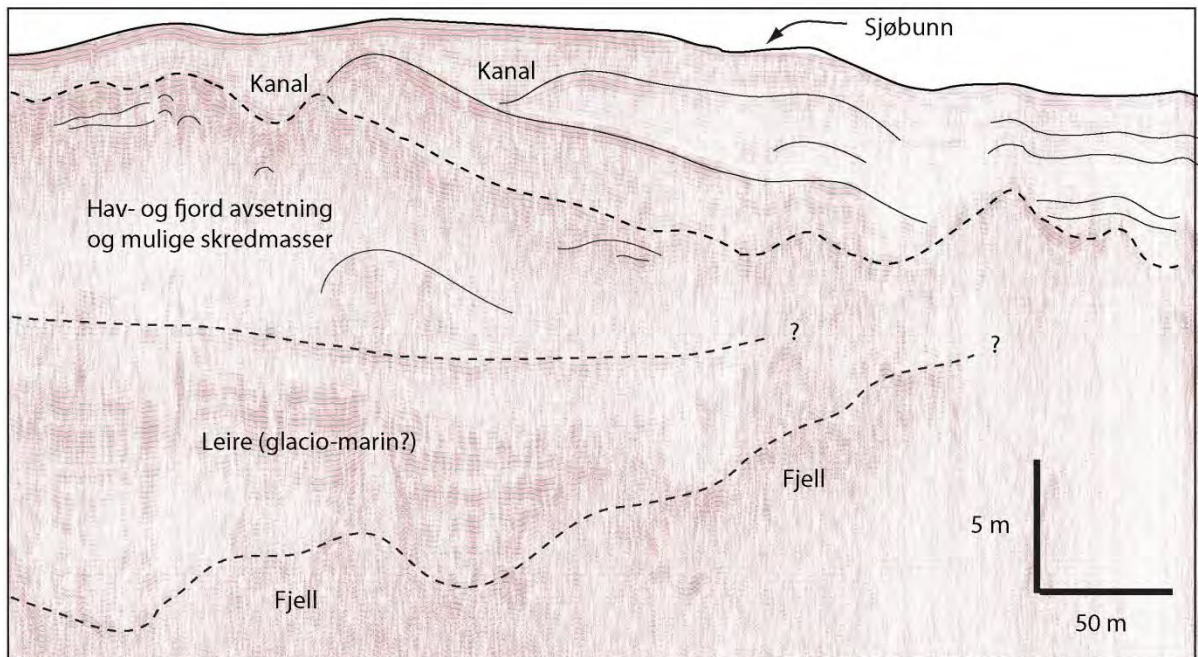
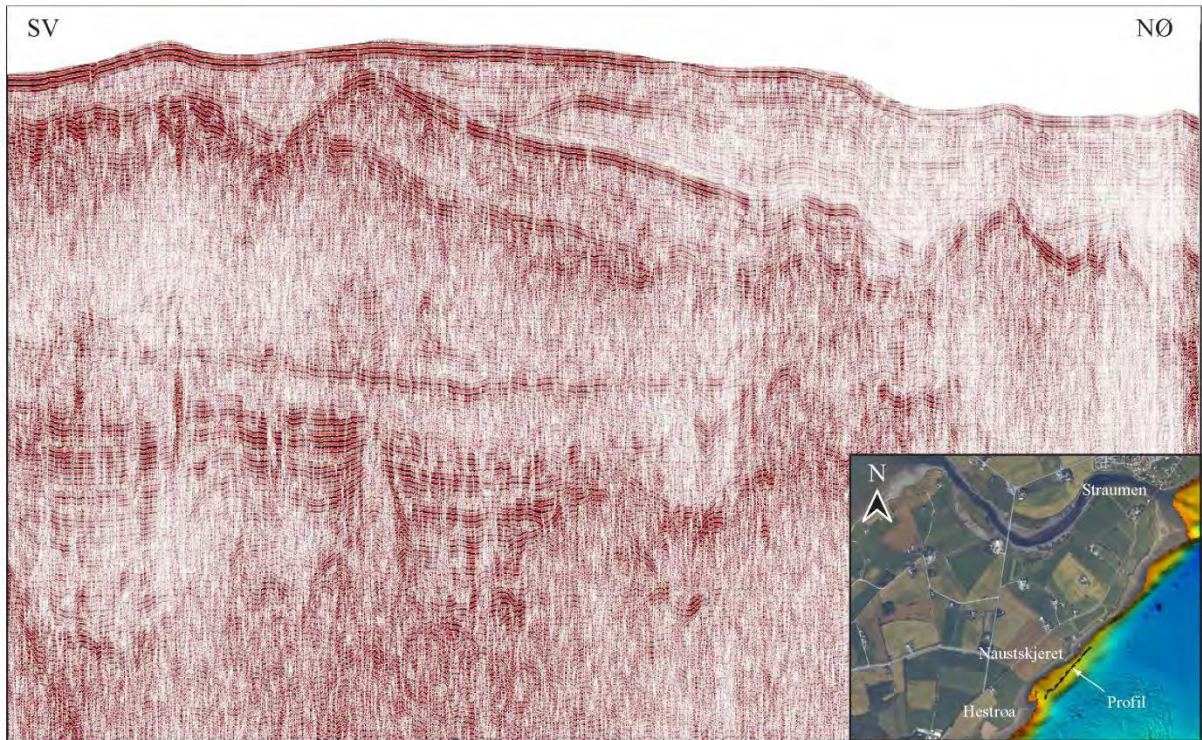


Figur 7: Kart over den sørlige delen av Botn som viser skråningsvinkel.



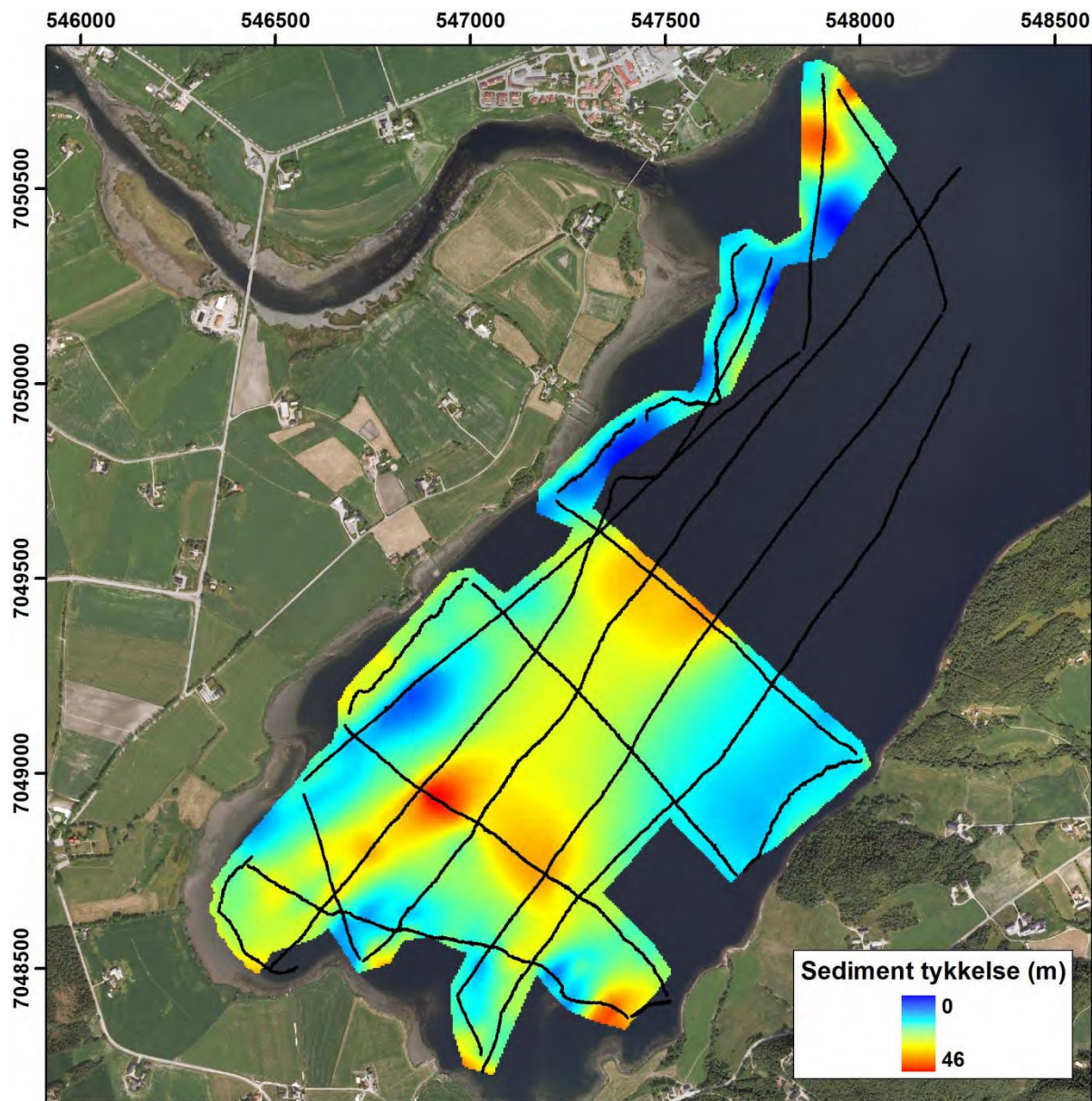
Figur 8: Mulige rester etter hus / bygginger funnet i skredmassene fra 1978 (se beliggenhet i Fig. 6). Profilene viser høyde og lengde til de to største haugene.





**Figur 9:** Refleksjons seismisk profil utenfor *Hestroa* og *Naustskjeret*. Seismikken viser at det er opp til 25 m med løsmasser over fjell i dette området. Se tekst for mer detaljer.





Figur 10: Sedimenttykkelse i den sørlige delen av Botn tolket fra seismiske data.

## 5.2 Midtre Botn

Landområdet langs midtre del av Botn er hovedsakelig karakterisert av tykke hav- og fjordavsetninger på begge sider av innsjøen. Det er registrert en kvikkleiresone ved Rissa sentrum, en ved Selvika og kvikkleiresonen fra Naust omtalte i 5.1 fortsetter også inn i midtre del av Botn (Figur 2). Strandsonen i den midtre delen av Botn deles i 4 strekninger: *Naust-Strømmen*, *Rissa sentrum-Fallet*, *Fallhaugen-Bergsaunet*, *Nordgjerdet* og *Sjølia*.

Skråningen utenfor strandlinjen mellom *Naust* og *Strømmen* er 30 m høy, mellom 150-200 m lang og med opptil 26 grader helning (Figur 11). Ved foten av skråningen kan man se mange sirkulære forsenkninger tolket til å være pockmarks (Figur 11). Disse er opp til 60 m i diameter og 4 m dype.

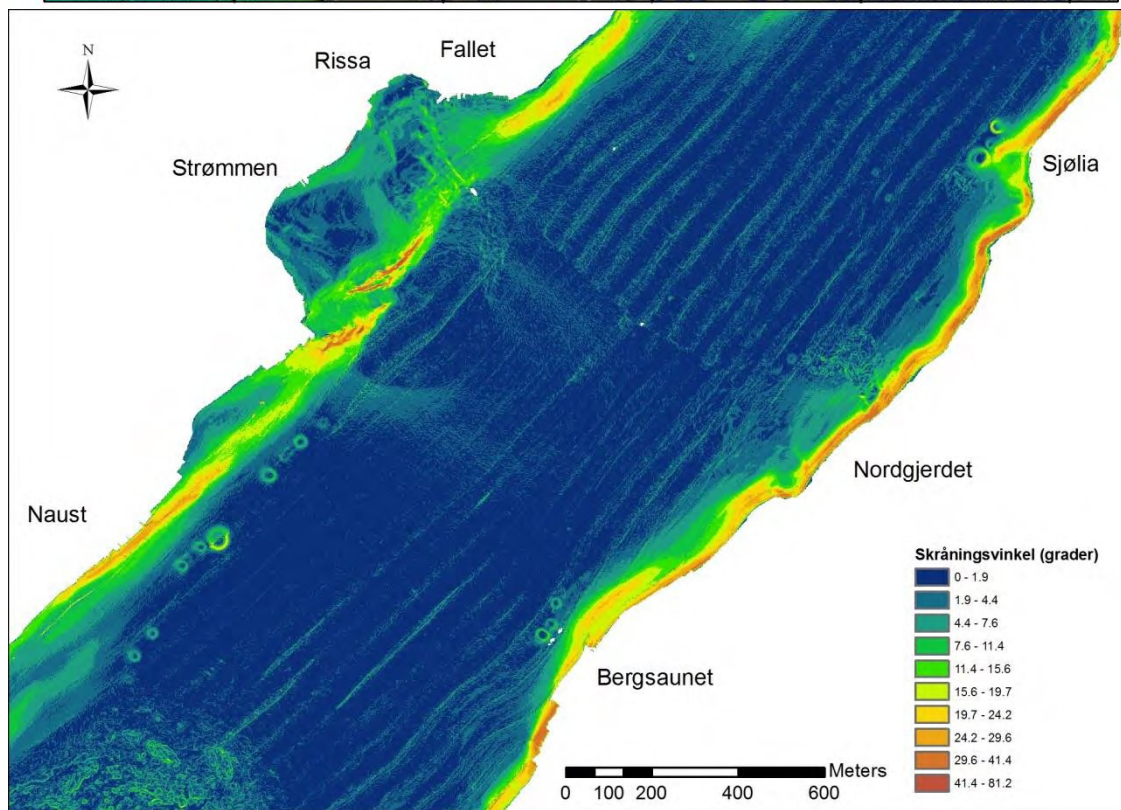
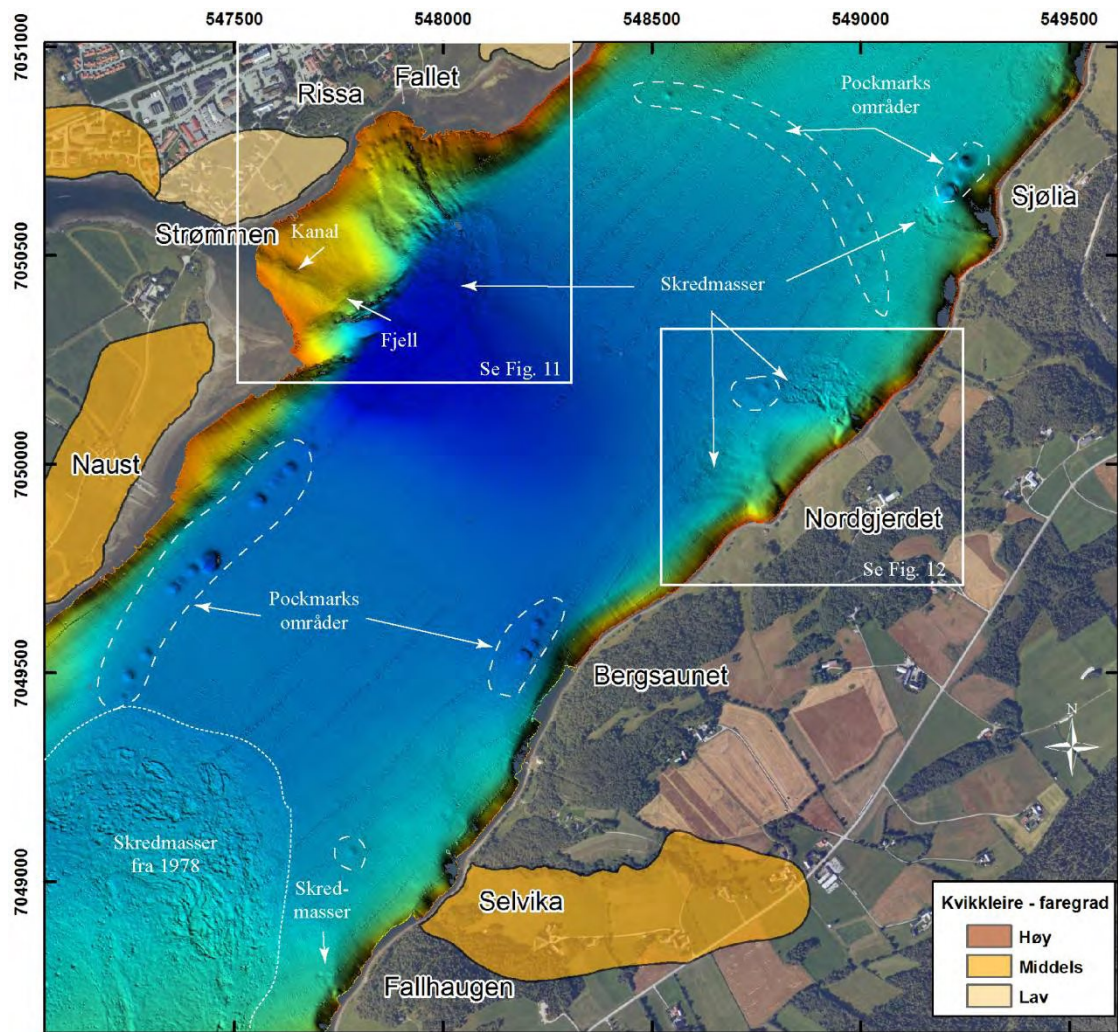
Sjøbunnen er relativt flat rett utenfor *Strømmen* og backscatterdata viser en hard sedimentbunn. Grunnen til dette kan være at grovere partikler (sand og grus) har blitt avsatt rett utenfor elvemunningen, eller at de finere partiklene i dette området er utvasket på grunn av salte understrømmer inn i Botn. En kanalform er også blitt dannet på sjøbunnen utenfor

elvemunningen og denne strekker seg fram til en bratt fjellblotning som ligger 280 m utenfor strandlinjen (Figur 11). Kanalen har en "U" form og er opp til 3 m dyp. Grunnen til at vi finner den dypeste delen av Botn (38 m) foran Strømmen skyldes trolig saltvannet som kommer fra Trondheimsfjorden via Strømmen. Tidevannet fører med seg "tungt" saltvann inn i Botn som synker og strømmer langs sjøbunnen. Dette kan forårsake erosjon og mindre sedimentasjon enn ellers i Botn, og dermed forklare det relative store vandypet.

Området mellom *Rissa sentrum* og *Fallet* bærer preg av gjentatt skredaktivitet (Figur 11 og 12). Refleksjonsseismiske data viser at det er opp til 25 m med leire/silt over berggrunnen utenfor strandlinjen, og at flere intervaller består av skredmasser. Ferske skredmasser er også avsatt i den dypeste delen av Botn utenfor Fallet. I 1997 ble det registrert forandringer i sjøbunnstopografien under dykkerarbeid for å reparere en defekt trykkluftledningen i dette området (Noteby 1997). Bruddet på trykkluftledning ble registrert i månedsskiftet januar/februar 1997 da boblingen, som tidligere foregikk på den ytre delen av ledningen, plutselig ble observert lenger inne, ved bruddstedet. Man kan se bobleledningen og bobleanlegget på sonardata i Figur 12. Deler av ledningen krysser den opptil 4 m høye og ferske skredkanten, for så å fortsette innenfor skredgropen helt fram til bobleanlegget. Skredgropen viser en typisk "pæreform" som kan gjenkjennes fra klassiske klikkleireskred på land. I et slikt tilfelle oppstår ofte det initiale skredet i nærheten av den smale skredporten for så å forplante seg bakover. Siden bobleledningen krysser skredkanten i området hvor et initialt skred sannsynligvis oppsto er det grunn til å tro at ledningen var den utløsende faktor for skredet. Initial skredet kan ha oppstått på grunn av lekkasje på ledningen over tid som så førte til lokal erosjon ved foten av skråningen. Fordi sedimentene er relativt bløte (Noteby 1997) og skråningene er nokså bratte i området, har skredet kunne utvikle seg bakover. Det skal også nevnes at en flåte, som lå forankret omtrent ved den gule stjerne på Figur 12, ble observert drivende sørøstover på tidspunktet hvor skredet gikk. Dette betyr at skredet har forplantet seg inn mot land og sannsynligvis stoppet 20-60 m fra strandlinjen hvor man kan se en markant skredkant/bakkant i Figur 12.

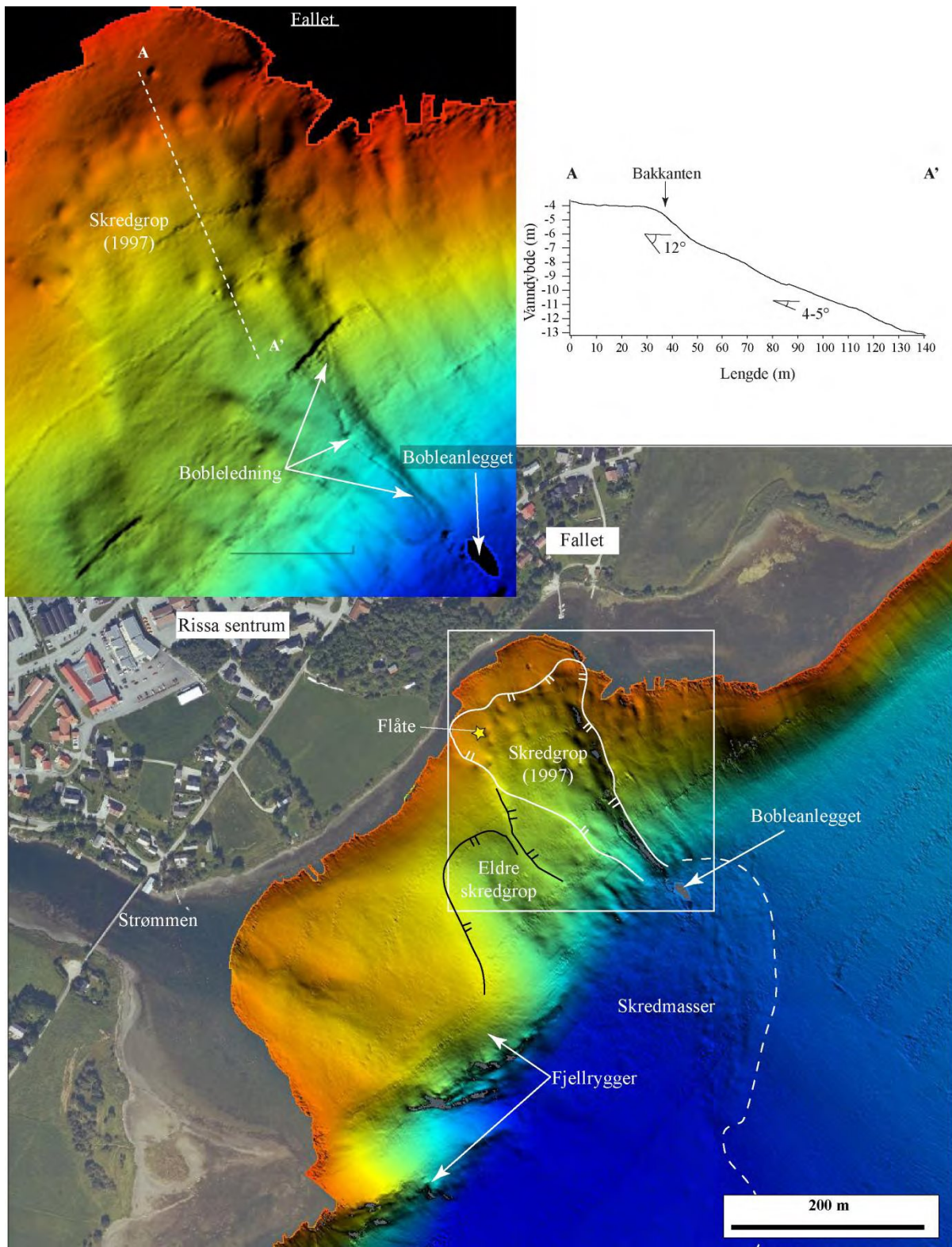
Noteby ble engasjert av Rissa kommune i 1997 for å gi en geoteknisk vurdering av situasjonen etter skredet, først og fremst for å finne ut om bevegelsene ute i Botn kunne forplante seg innover og true boligområdet ved Fallet. Av utførte loddinger ble det da konkludert at "... stabiliteten av *Fallet* boligområde rett opp for bobleledningen ikke er forverret, snarere noe bedret i forhold til tidligere da sjøbunnen i Botn er hevet på dette partiet". Ut fra de nye batymetriske data kan man ikke være enig med denne tolkningen. Dataene viser at skredmassene ble avsatt på den flate sjøbunn foran skråningen og at skredkanten i dag ligger ustøttet. Dette tilsier at de effektive spenninger i skråningen bak 1997 skredet sannsynligvis er noe høyere en før, og at stabiliteten av *Fallet* boligområdet er noe forverret. Vi presiserer imidlertid at sikkerhetsnivået for området ikke er vurdert ved denne undersøkelsen. Tolkningen til Noteby er basert på en sammenlikning av loddinger fra 1997 med spredte loddinger utført av Rissa kommune mange år tidligere. Det er stor usikkerhet når det gjelder posisjonering av slike data og dette kan være årsaken til tolkningen fra Noteby. Før eventuell videre utbygging av området vil vi anbefale detaljerte grunnundersøkelser og stabilitetsanalyser. Høyoppløselig batymetridata data bør legges til grunn for slike analyser og undersøkelser.





Figur 11: (Øverst) Detaljert sjøbunn morfologi i den midtre delen av Botn. (Nederst) Kart over skråningsvinkel i den midtre delen av Botn.



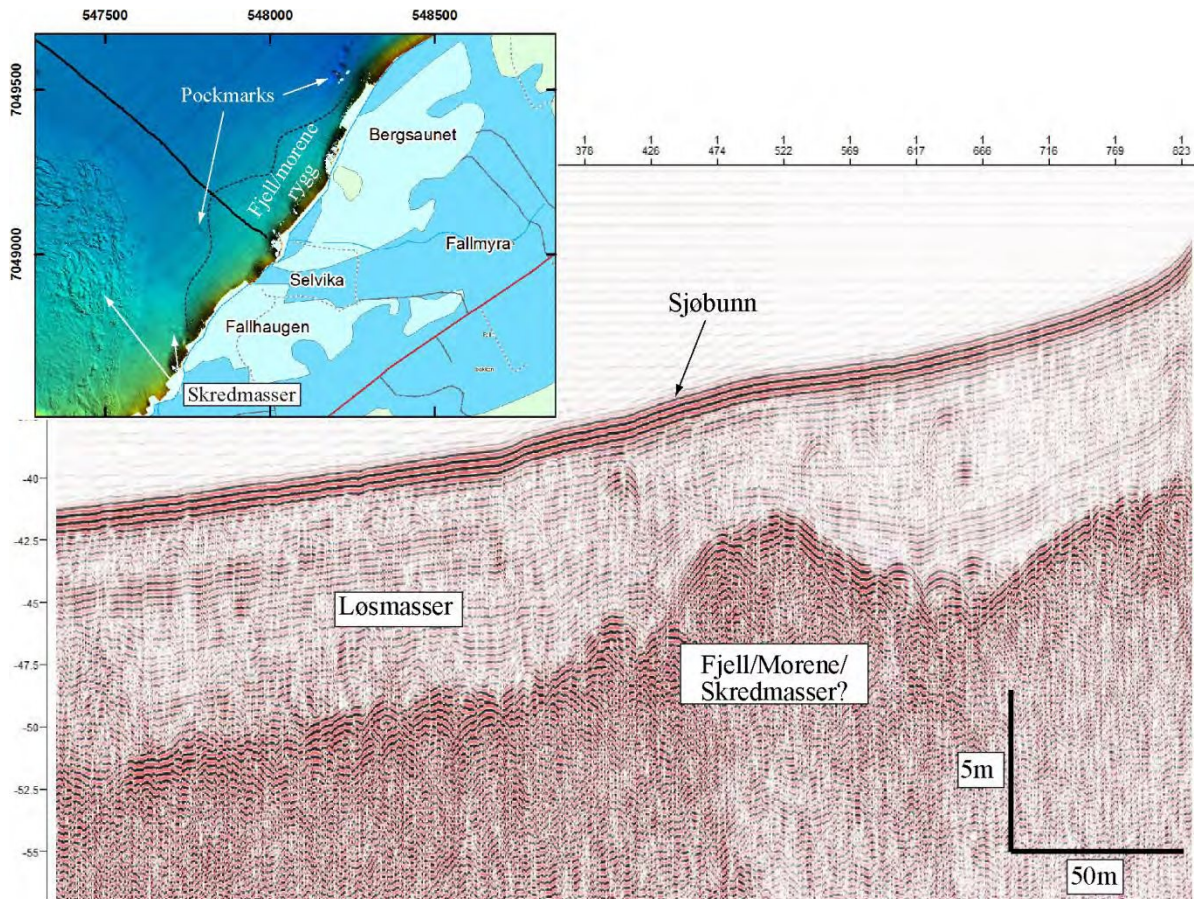


Figur 12: Morfologiske detaljer utenfor Strømmen og Rissa sentrum-Fallet området.

Landstrekningen mellom *Fallhaugen* og *Bergsaunet* på den østlige siden av Botn viser en vekslning av tynne hav-, fjord- og strandavsetninger over berggrunn. Refleksjonsseismiske data i innsjøen viser at det er mindre enn 10 m med sedimenter over fjell eller morene i dette området (Figur 13). Det som tolkes som fjell/morene i Figur 13 kan imidlertid også være skredmasser eller skredblokker. Skråningene utenfor strandlinjen er lokalt opp til 30 grader bratte (Figur 11). Skredmassene funnet utenfor *Fallhaugen* tilsier at det har gått et lite skred i

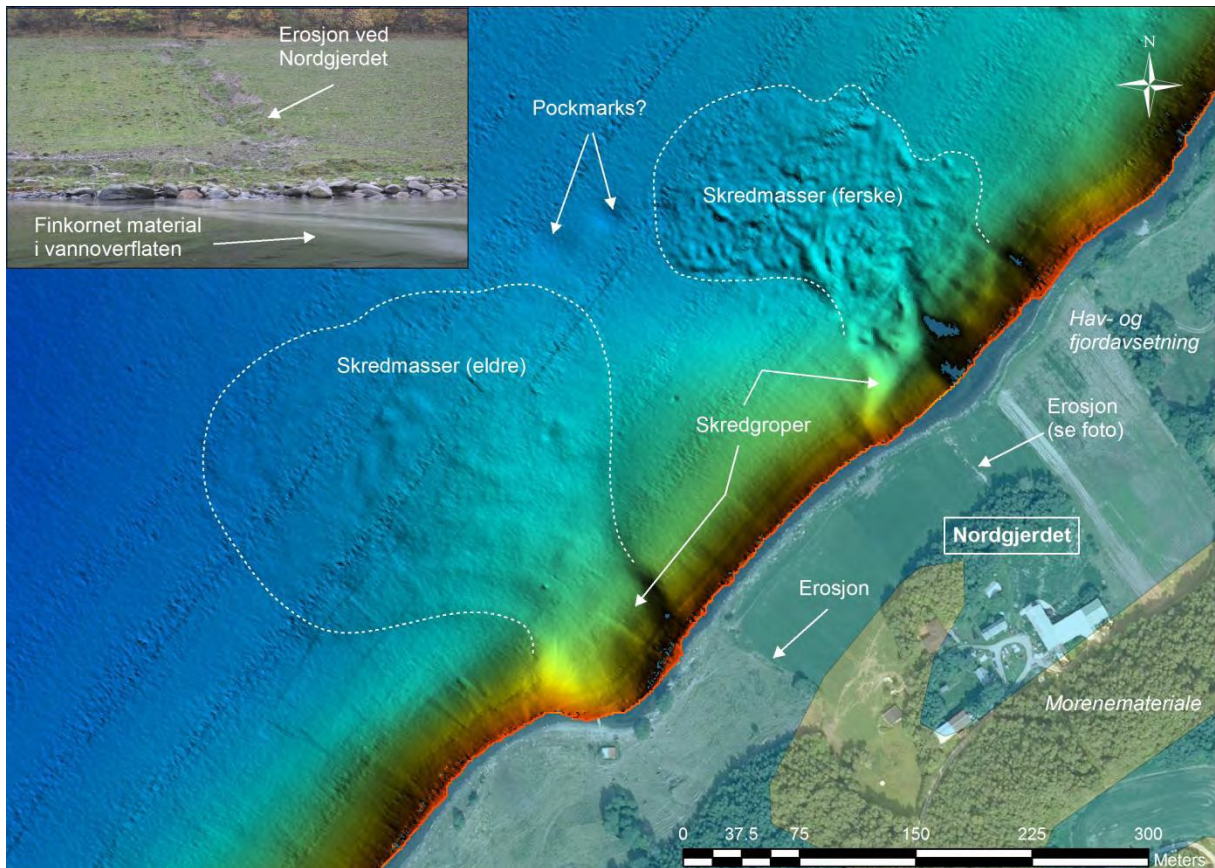


dette området (Figur 13). Ellers er det veldig lite skredaktivitet i dette området av strandsonen. Pockmarks finnes foran *Fallhaugen* og er spesielt tallrike ved foten av skråningen utenfor *Bergsaunet* (Figur 11 og 13).



Figur 13: Refleksjonsseismiske profil utenfor *Fallhaugen-Bergsaunet*.

Strandsonen mellom *Nordgjerdet* og *Sjølia* er på land karakterisert av morene materiale med lommer av tykke hav- og fjordavsetninger. Under toktet ble det registrert aktiv erosjon på leirskråningen på land ved *Nordgjerdet* (Figur 14). Skråningene i sjøen er spesielt bratte rett utenfor strandlinjen (flere steder over 30 grader) (Figur 11). Det finns spor etter tre skred i Botn som har stoppet rett ved strandlinjen (Figur 11 og 14). Skredgropene ved *Nordgjerdet* viser en typisk pære form, noe som tyder på at utglidninger har foregått i sensitiv og muligens kvikk leire/silt (Figur 14). De fleste skredmassene er blitt transportert til de dypere og flatere deler av Botn. Det er også registrert pockmarks utenfor alle disse tre skredene, og de er spesielt store utenfor *Sjølia* (Figur 11 og 15).



Figur 14: Morfologiske detaljer utenfor Nordgjerdet. Bildet viser erosjon på skråningen foran Nordgjerdet.

### 5.3 Nordlige Botn

Den Nordlige delen av Botn er karakterisert på land av tykke hav- og fjord-avsetninger (Figur 1) og det er registrert kvikkleiresoner ved *Halvspannet* og ved *Leira* (Figur 3 og Figur 15). Det er også registrert elveavsetninger og marine strandavsetninger mellom *Leira* og *Flyta* (Figur 1). Flere små elver har sitt utløp i Botn i dette området og deltaer har bygget seg ut ved munningen av disse. Skråningene i innsjøen er slakere enn for den øvrige delen av Botn, men det finns lokale brattere partier rett utenfor strandlinjen (Figur 15). Området deles i fire strekninger: *Sjølia-Spæla*, *Flytør-Leira*, *Baustad* og *Halvspannet*.

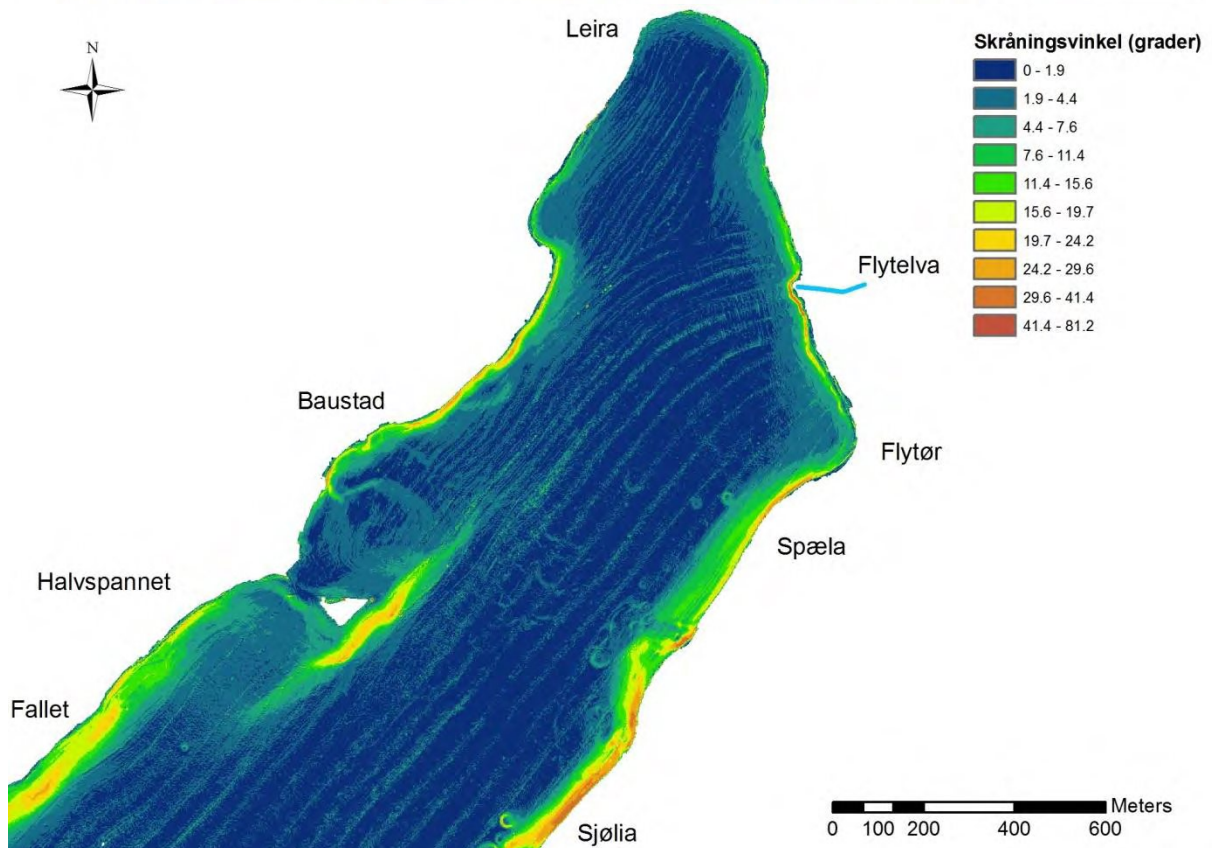
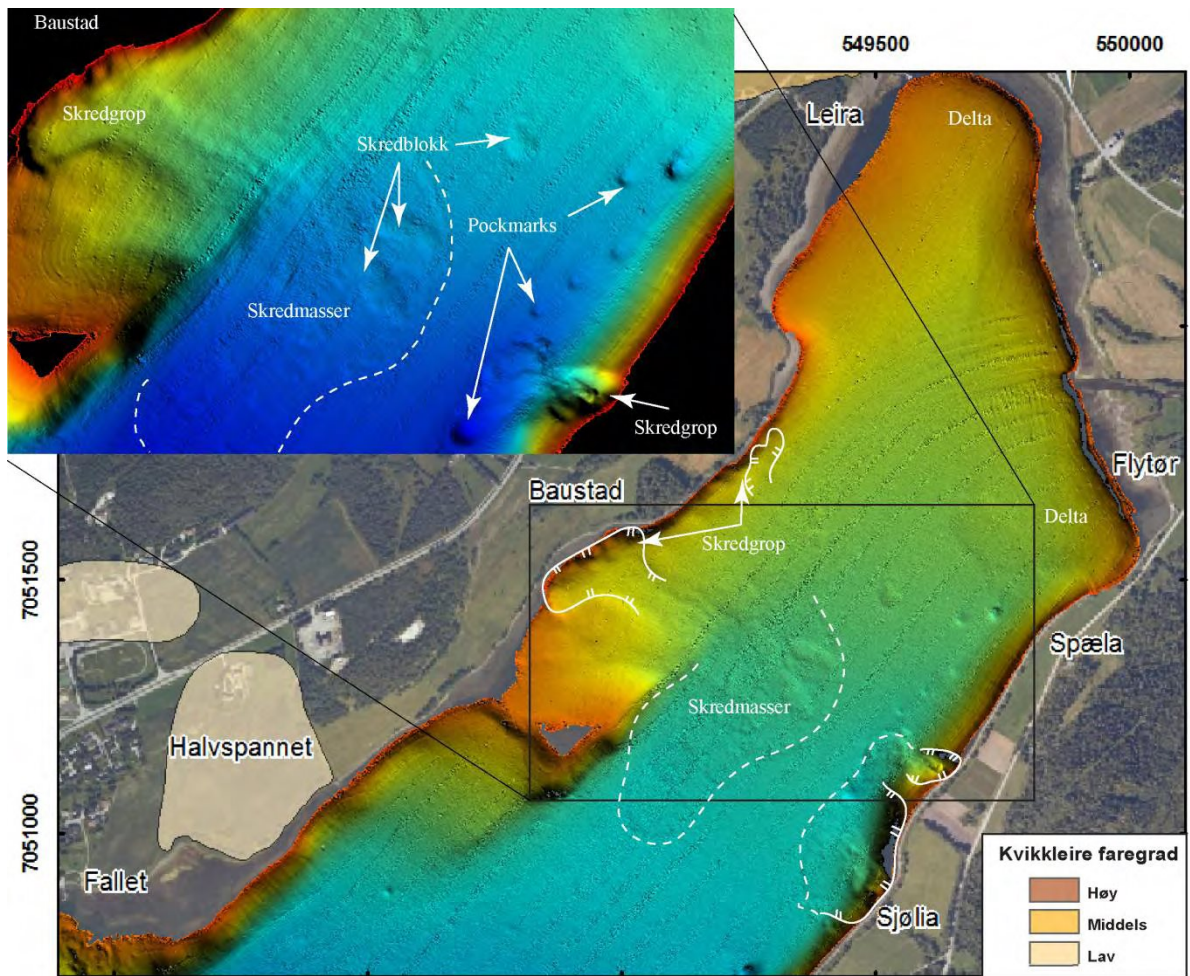
Mellom *Sjølia* og *Spæla*, på østsiden av Botn, er det to skredgroper i Botn som tyder på at små skred har forplantet seg helt inn til strandlinjen (Figur 15). Skredene er opp til 170 m brede, skredkantene 5 m høye og skredmassene er godt synlige på den flate sjøbunn foran skråningene. Skrentene utenfor strandlinjen er ofte over 30 grader bratte i dette området (Figur 15). Langs denne strekningen er det også observert flere pockmarks ved foten av skråningene (Figur 15).

Området mellom *Flytør* og *Leira* er grunnere enn for den øvrige delen av Botn. Skråningene er slake, men det finns lokale brattere partier, som for eksempel rett utenfor Flytelva (Figur 15). Det er en del støy på sonardataene i dette området.

Det er registrert minst to utglidninger utenfor *Baustad* (Figur 15). Den største skredgropen er opptil 170 m bred med en 4 m høy bakkant, og den er typisk pæreformet med smalere skredport mot den dypeste delen av skredet. Skredmassene er godt synlig på den flate sjøbunn mellom *Baustad* og *Sjølia*. Nord for *Baustad* er skråningene opp til 30 grader bratte utenfor strandlinjen (Figur 15).

Skråningene utenfor marbakken ved *Halvspannet* er opp til 28 grader bratte og 15-25 m høye (Figur 15). Små pockmarks er registrert på sjøbunn utenfor skråningene.





Figur 15: (Øverst) Detaljert sjøbunnmorfologi i den nordlige delen av Botn. (Nederst) Kart over skråningsvinkel i den nordlige delen av Botn.



## 6. DISKUSJON

### 6.1 Skredaktivitet langs strandsonen i Rissa

Høy oppløselig batymetriske data viser at det er spor etter undersjøisk skredaktivitet langs mesteparten av strandsonen i Botn. Dette inkluderer kjente skredhendelser, deriblant Rissaraset i 1978 og skredet ved Fallet i 1997. Rissaraset skyldes menneskelig aktivitet i strandsonen (graving og fylling) (Gregersen 1981), mens skredet ved Fallet kan trolig bli knyttet opp til en lekkasje i bobleledningen overtid, noe som førte til et initialskred som forplantet seg mot land. De undersjøiske landformer er klassifisert, digitalisert og er fremstillet på kart (Vedlegg 2). Skredene langs strandsonen i Botn har ofte en relativ dyp og skålformet grop. Flere av disse har en form som kan sammenlignes med kvikkleireskred på land. Det presiseres imidlertid at det ikke er påvist kvikkleire eller gjort forsøk på å påvise kvikkleire gjennom denne undersøkelsen. Mange av skredene er ukjente fra før, og vi vet derfor ikke om de kan være forbundet med menneskelig inngrep i strandsonen. Skredene ved *Fallhaugen, Nordgjerdet, Sjølia, Fallet* og *Baustad* kan ha vært utløst av naturlige prosesser som for eksempel erosjon, ugunstige grunnvannsforhold og/eller lokalt bratte skrånninger som er dannet ved sedimentasjon. I tillegg til de seks kvikkleiresonene som tidligere er kartlagt rundt Botn er det flere områder hvor man bør vise spesiell aktsomhet i strandsonen ved Botn. Dette gjelder spesielt områder ved *Fallet, Nordgjerdet, Sjølia* og ved *Baustad* hvor det er funnet potensielt destabiliserende forhold slik som, gjentatte, og til dels ferske spor etter skred og/eller kanalformer, lokalt bratte skrånninger, og pockmarks ved foten av skrånninger. Det siste kan være spesielt viktig å ta hensyn til i framtidig skredfarevurderinger siden mange av skredene kartlagt i Botn forekommer i områder hvor det også er registrerte pockmarks. Denne rapporten har ikke hatt som mål å avdekke nye kvikkleiresoner rundt Botn, men det kan ikke utelukkes at det finnes kvikkleire også utenom de tidligere kartlagte sonene. Refleksjonsseismikk viser også at skred i Botn er en naturlig prosess som gjentar seg over tid. Det er mange spor fra skred i nyere tid, men frekvensen bør undersøkes ved prøvetaking.

### 6.2 Bruk av sjøbunnsdata for evaluering av fare for kvikkleireskred

Det eksisterende kvikkleirekartleggingsprogramet i statlig regi i Norge er et svært viktig verktøy for å forbygge tap av liv og eiendom som følge av kvikkleireskred. Det er viktig at de som er ansvarlige for kartleggingen både har innsikt i og forståelse for de metodene som benyttes og kontinuerlig ser på potensialet for forbedringer. Dagens metodikk for kartlegging av kvikkleiresoner og utarbeidelse av faresonekart baserer seg på topografiske forhold, geologiske/geotekniske forhold og terrengendringer som er observert/dokumentert kun på land. Evaluering av faregraden gjøres ved hjelp av en tabell hvor de viktigste faktorene som påvirker faregraden er vektlagt og summert (Tabell 1).

Noen av de meste dramatiske kvikkleireskredhendelser i Norge de siste 50 år har inntruffet i strandsonen. Eksempler på dette er skredene ved Sokkelvik (1959), Gullaug (1974), Rissa (1978), Hyggen (1979), Balsfjord (1988), Finneidfjord (1996), Kattmarka (2009) og Lyngen-Solhov (2010). I mange tilfeller er det små undersjøiske skred som har forplantet seg inn på land og ført til store ødeleggelser. Ved å knytte sammen kartlegging av kvikkleiresoner på land med data fra sjøen finnes det flere muligheter for forbedringer av den etablerte faresonekartleggingen. I tabell 2 vises en foreløpig vurdering av nytteverdien av høyoppløselige sjøbunnsdata for vurdering av de kriteriene som brukes i dagens faresonekartlegging. Tabell 2 er utarbeidet ut fra de erfaringene som er oppnådd gjennom studiet i Botn samt tilsvarende erfaringer fra Drammensfjorden, Trondheimsfjorden og Sørfjorden (Longva mfl. 1999, Hansen mfl. 2005, Hansen mfl. 2011, L'Heureux mfl. 2011b).

I videre arbeid bør man koble sammen land- og sjødata fra Rissa med andre testområder hvor det er utarbeidet faresonekart for kvikkleireskred i strandsonen (for eksempel Drammensfjord, Sørfjorden, Trondheimsfjorden) for å teste anvendbarhet for evaluering av faregraden. Resultater fra en slik studie vil kunne peke på nye områder hvor det er fare for store kvikkleireskred. Samtidig er det mulig at bruken av sjøbunnsdata vil føre til endringer i faregraden for etablerte faresoner.

Som nevnt ovenfor er det spesielt viktig å ha god kontroll på topografien og terrengendringer når en skal vurdere faren for kvikkleireskred. Små endringer (erosjon) eller forskjeller i topografi kan bety mye for områdestabilitet. Eksempelet fra Botn viser at det kan forekomme store feil når en skal kartlegge batymetri med spredte loddinger. Det er stor usikkerhet når det gjelder posisjonering av slike data. En loddefeil kan gi et stort utslag på resultatkartet. Høyoppløselig batymetriske data gir et unikt bilde av topografi og skråningsprosesser i strandsonen og bør derfor legges til grunn for vurdering av skredfaren.

**Tabell 1: Evaluering av faregrad basert på topografiske forhold, geologiske/geotekniske forhold og terrengendringer i Norge (fra NGI, 2002).**

Faktorer	Vekt tall	Faregrad, score				
		3	2	1	0	
Tidligere skredaktivitet	1	Høy	Noe	Lav	Ingen	
Skråningshøyde, meter	2	>30	20 – 30	15 – 20	<15	
Tidligere/nåværende terrengnivå (OCR)	2	1,0-1,2	1,2-1,5	1,5-2,0	>2,0	
Poretrykk	Overtrykk, kPa	3	> + 30	10 – 30	0 – 10	Hydrostatisk
	Undertrykk, kPa	-3	> - 50	-(20 – 50)	-(0 – 20)	
Kvikkleiremektighet	2	>H/2	H/2-H/4	<H/4	Tynt lag	
Sensitivitet	1	>100	30-100	20-30	<20	
Erosjon	3	Aktiv/glidn.	Noe	Lite	Ingen	
Inngrep:	forverring	3	Stor	Noe	Liten	Ingen
	forbedring	-3	Stor	Noe	Liten	
Sum		51	34	16	0	
% av maksimal poengsum		100 %	67 %	33 %	0 %	



Tabell 2: Antatt nytteverdi av sjøbunnsdata (det vil si batymetri og refleksjonsseismikk) for vurdering av kriteriene som brukes i dagens faresonekartlegging.

	Faktorer	Antatt nytteverdi av sjøbunnsdata (batymetri og seismikk)
Topografiske forhold	Tidligere skredaktivitet	Meget nyttig
	Skråningshøyde	Meget nyttig
Geologiske/geotekniske forhold	Tidligere/nåværende terrengnivå	Nyttig
	Poretrykk	Nyttig (kvalitativ)
	Kvikkleiremektighet	Mulig?
	Sensitivitet	Mulig*
Terrengendringer	Erosjon	Meget nyttig
	Inngrep	N/A

\* Batymetri data fra skredavsetninger og skredgroper kan brukes for å beregne den omrørte skjærstyrke (Locat mfl. 2005). Dette kan brukes for noe kvalitativ vurdering av sensitivitet i leirmasser.

## 7. KONKLUSJON

Hensikten med denne rapporten er å presentere nye batymetriske og refleksjonsseismiske data samlet i Botn i Rissa, Sør-Trøndelag. Data er analysert og morfologiske elementer er kartlagt og digitalisert. Høyoppløselig batymetriske data viser at det er spor etter undersjøisk skredaktivitet langs mesteparten av strandsonen i Botn. Dette inkluderer de kjente skredhendelser fra 1978 (Rissaraset) og 1997 (skred ved Fallet). Skredavsetningene etter Rissaraset dekker opp til 20 % av sjøbunnen i Botn og store leirblokker er funnet i skredmassene 1150 m fra strandlinjen. Kartleggingen av sjøbunnen ved Fallet viser at 1997skredet sannsynligvis ble utløst av en lekkasje i en trykkluftledning. Skredkanten ligger per i dag ustøttet og dette tilsier at stabilitetsforholdene ved Fallet er noe forverret etter skredet. Dette er i strid med tidligere tolkninger gjort av Noteby A/S som er basert på spredte loddingen i Botn. Det presiseres imidlertid at stabiliteten før og etter 1997-skredet ikke er bestemt i denne rapporten. Før eventuell videre utbygning av *Falletområdet* er det imidlertid viktig å gjøre detaljerte grunnundersøkelser og stabilitetsanalyser. Høyoppløselig batymetridata vil gi et godt grunnlag for slike analyser.

I tillegg til de seks kvikkleiresonene som tidligere er kartlagt rundt Botn er det flere områder hvor man bør vise spesielt aktsomhet i strandsonen. Dette gjelder først og fremst områder hvor det er funnet potensielt destabiliserende forhold slik som, gjentatte, og til dels ferske spor etter skred og kanalformer, lokalt bratte skrånninger, og pockmarks ved foten av skrånninger. Slike forhold er kartlagt ved *Fallet*, *Nordgjerdet*, *Sjølia* og ved *Baustad*. Det presiseres imidlertid at rapporten ikke påviser nye kvikkleiresoner.

Til sammen gir dataene en unik oversikt over skred- og erosjonsprosesser i Botn, og sammen med andre tilsvarende studier, et godt grunnlag for videre diskusjon om bruk av sjøbunnsdata ved aktsomhets-, risiko- og faresonekartlegging i strandsonen generelt. Dataene kan også brukes i forbindelse med andre problemstillinger som vedrører naturgrunnlaget slik som biologi og miljø.

## 8. REFERANSER

Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L.H., Sønstegeard, E., Haflidason, H., Bryn, P., Lien, R. (2004) Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 84, pp. 35-55.

Gregersen O (1981) The quick clay landslide in Rissa, Norway. NGI Publication 135:1–6

Hansen, L., L'Heureux, J.S., Longva, O., Eilertsen, R. (2011) Undersjøiske landformer og skredprosesser langs strandsonen i Drammensfjorden. NGU Rapport 2011.003.

Hansen, L., Eilertsen, R., Longva, O. (2005) Skredkartlegging langs kystsonen i Trondheimsområdet, datagrunnlag og morfologi. NGU Rapport 2005.054.  
[http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2005/2005\\_054.pdf](http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2005/2005_054.pdf)

Hovland, M., Judd, A.G. (1988) Seabed Pockmarks and Seepages. Graham and Trotman, London, 293 pp.

Ilstad T., De Blasio F.V., Elverhøi A., Harbitz C.B., Engvik L., Longva O., Marr J.G. (2004) On the frontal dynamics and morphology of submarine debris flows. *Mar. Geol.* 213, 481–497.

Locat, J. and Lee, H.J. (2005) Subaqueous debris flows. In Jakob and Hungr (eds), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, Springer.

Longva, O., Janbu, N., Blikra, L.H., Boe, R., (2003) The 1996 Finneidfjord slide: seafloor failure and slide dynamics. In: Locat, J. & Mienert, J. (eds.): *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, 531-538. Dordrecht, Netherlands: Kluwer academic Publishers.

Longva, O., Blikra, L.H., Muring, E., Thorsnes, T., Reither, E. (1999) Testprosjekt Finneidfjord; Integrert skredfarekartlegging – metodevurdering. NGU Rapport 99.051.

L'Heureux, J.S., Eilertsen, R.S., Glimstad, S., Issler, D., Solberg, I.-L., Harbitz, C.B. (2011a) The 1978 quick clay landslide at Rissa, mid-Norway: subaqueous morphology and tsunami simulations. *Proceedings of the 5th International Symposium on Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Kyoto, October 2011

L'Heureux, J.S., Hansen, L., Longva, O. and Eilertsen, R.S. (2011b) Landslides along Norwegian fjords: causes and hazard assessment. *Proceedings of the 2nd World Landslide Forum*, Rome Italy.

L'Heureux, J.S., Hansen, L., Longva, O., Emdal, A. & Grande, L (2010) A multidisciplinary study of submarine landslides at the Nidelva fjord delta, mid-Norway – Implications for geohazard assessments. *Norwegian Journal of Geology*. Vol 90, pp. 1-20.  
[http://www.geologi.no/data/f/0/20/22/3\\_2401\\_0/NJG\\_1\\_2010\\_LHeureux\\_pr.pdf](http://www.geologi.no/data/f/0/20/22/3_2401_0/NJG_1_2010_LHeureux_pr.pdf)

Norges Geotekniske Institutt (2002) Vurdering av risiko for skred. Metode for klassifisering av faresoner, kvikkleire. Rapport 20001008-2, rev.2, datert 16.desember 2002.

Norges Geotekniske Institutt (2009) Rv 717 Sund-Bradden – Grunnundersøkelse, Datarapport. 20091264-00-36-R



Micallef, A., D. G. Masson, C. Berndt, Stow, D. A. V. (2007) Morphology and mechanics of submarine spreading: A case study from the Storegga Slide, *J. Geophys. Res.*, 112, F03023, doi:10.1029/2006JF000739.

Mulder T., Cochonat P. (1996) Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.* 66, 43–57.

Reite, A.J. (1986) Rissa 1522 II, Kvartærgeologisk kart – M. 1:50,000. Norges geologisk undersøkelse.

Solberg, I.L., Dalsegg, E., Hansen, L. (2010) Geofysiske målinger for løssmassekartlegging i Rissa, Sør-Trøndelag. NGU Rapport 2010.045  
<http://www.ngu.no/no/hm/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010-045/>

Varnes, D. J. (1978) Slope movement types and processes, in *Landslides—Analysis and Control*, Spec. Rep. 176, 11 –33 pp, Transp. Res. Board, Natl. Acad. of Sci., Washington, D. C.

Wolff, F.C. 1976: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Trondheim 1:250 000. Norges geologiske undersøkelse.

Wolff, F.C. 1978: Rissa, berggrunnsgeologisk kart 1522 II, M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.



545000

547000

548000

549000

550000

551000

# Botn, Rissa kommune



Bunn kotekart med skyggerelieff  
(2-m koter)  
Vedlegg 1, NGU rapport 2011.037



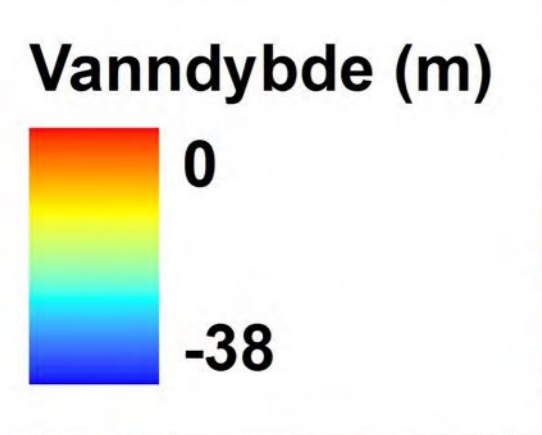
Trondheimsfjorden

7052000

7051000

7050000

7049000



Rein

Naust

Fessa

Strømmen

Rissa sentrum

Botn

Selvika

Bergsaunet

Halvspannet

Baustad

Leira

Sjølia

Spæla

Flyta

10

30

20

10

30

20

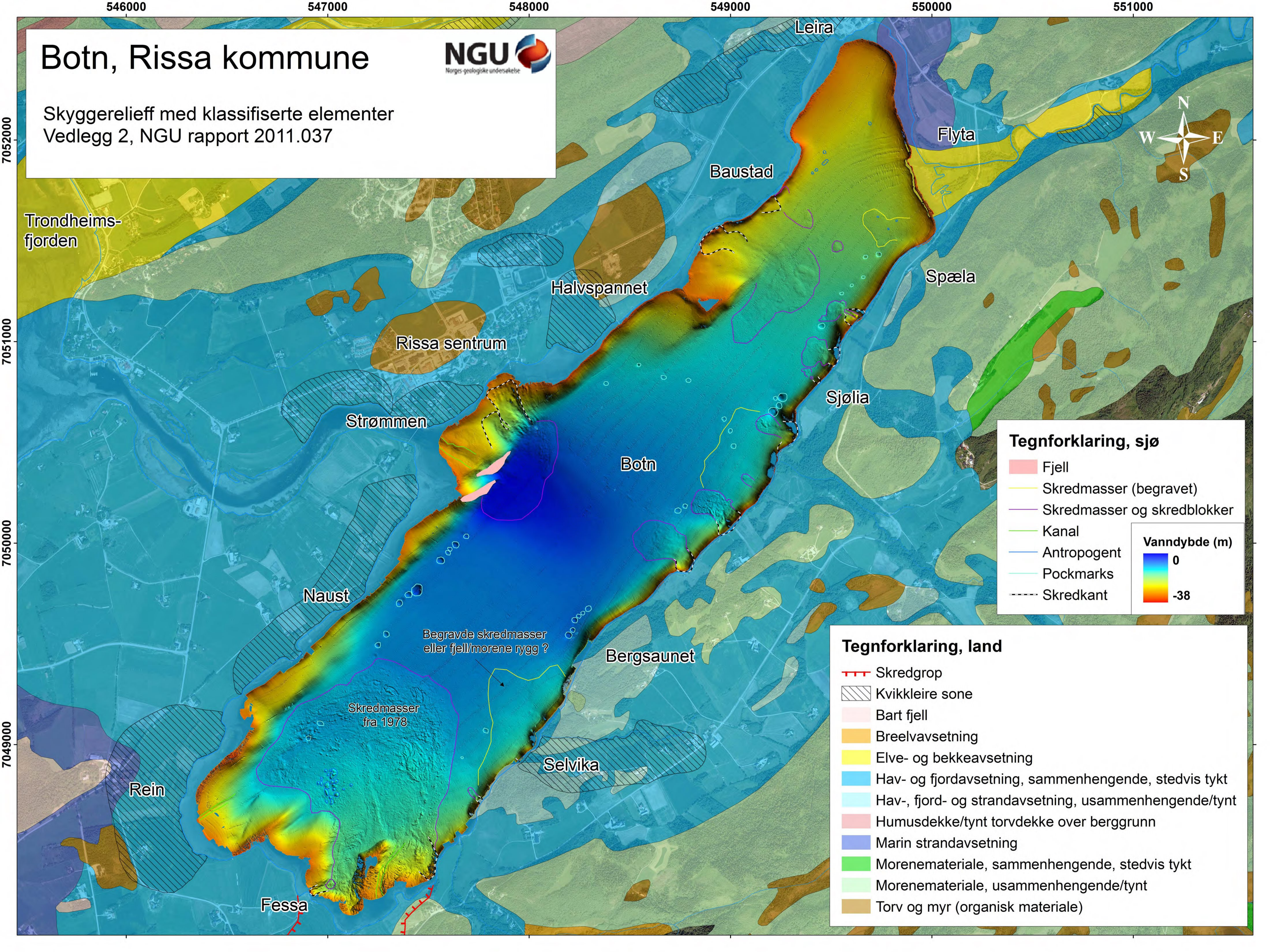
10



# Botn, Rissa kommune



Skyggerelieff med klassifiserte elementer  
Vedlegg 2, NGU rapport 2011.037



## Tegnforklaring, sjø

- Fjell
  - Skredmasser (begravet)
  - Skredmasser og skredblokker
  - Kanal
  - Antropogent
  - Pockmarks
  - Skredkant
- Vanndybde (m)**
- 0  
-38

## Tegnforklaring, land

- Skredgrop
- Kvikkleire sone
- Bart fjell
- Breelavsetning
- Elve- og bekkeavsetning
- Hav- og fjordavsetning, sammenhengende, stedvis tykt
- Hav-, fjord- og strandavsetning, usammenhengende/tynt
- Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunn
- Marin strandavsetning
- Morenemateriale, sammenhengende, stedvis tykt
- Morenemateriale, usammenhengende/tynt
- Torv og myr (organisk materiale)

Trondheimsfjorden

Rein

Fessa

Skredmasser fra 1978

Begravde skredmasser eller fjell/morene rygg ?

Selvika

Bergsaunet

Naust

Strømmen

Rissa sentrum

Halvspannet

Botn

Sjølia

Spæla

Baustad

Leira

Flyta