

GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



**NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE**
· NGU ·

Rapport nr.: 2015.002	ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)	Gradering: Åpen	
Tittel: Geologi på Byneset: en sammenstilling av geologiske, geofysiske og geotekniske data			
Forfatter: Inger-Lise Solberg, Vikas Chand Baranwal, Einar Dalsegg, Håvard Dretvik, Deta Gasser, Jan Steinar Rønning, Jan Fredrik Tønnesen		Oppdragsgiver: NGU	
Fylke: Sør-Trøndelag		Kommune: Trondheim	
Kartblad (M=1:250.000) Sør-Trøndelag		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1521-I Orkanger	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 65	Pris: 200 kr
Feltarbeid utført: 2013, 2014	Rapportdato: 20.01.2015	Prosjektnr.: 348400	Ansvarlig:
Sammendrag:			
<p>I etterkant av kvikkleireskredet på Byneset 1. januar 2012, ble det gjennomført 2D resistivitetmålinger som en del av den umiddelbare kartleggingen av områdene rundt skredgropa. Sammen med geotekniske grunnundersøkelser var dette noe av grunnlaget for vurderingene av stabiliteten til området etter skredhendelsen. I tiden etter er det gjort mange flere grunnundersøkelser; både geotekniske, geologiske og geofysiske. Detaljeringsgraden og undersøkelsesmålestokken er svært forskjellig; fra helikopter-EM-målinger til detaljstudier i felt.</p> <p>Denne rapporten er en sammenstilling av geofysiske data samlet inn av NGU og APEX, geotekniske data samlet inn av kommunen, statlige organisasjoner og konsulentfirma, samt annen geologiske informasjon fra feltarbeid, LiDAR-data og litteratur. Det er lagt hovedvekt på områdene med 2D resistivetsprofiler, men også kvartærgeologi, berggrunnsgeologi og geomorfologisk utvikling for Byneset som helhet er vektlagt. I sammenligningen mellom de ulike typene data er det som oftest godt samsvar.</p> <p>Helikopter EM-data har dårligere oppløsning enn 2D resistivetsdata innsamlet på bakken, og gir derfor et grovere bilde av grunnforholdene. Det gir likevel mye informasjon i forhold til oversiktskartlegging for et område. 2D resistivetsdata indikerer hvor leira er mest utvasket, og hvor saltholdig leire dominerer. Denne informasjonen kan også fås ved EM helikoptermålinger også, men med mindre detaljer. Resultatene fra undersøkelsene på Byneset er i samsvar med NGUs tolkningsmodell for karakterisering av leire med 2D resistivetsmålinger.</p>			
Emneord: Geofysikk	Geoteknikk	Hav- og fjordavsetninger	
Kvikkleire	2D resistivetsmålinger	Fagrapport	

INNHOOLD

1.	INNLEDNING	5
2.	GEOLOGI PÅ BYNESET	5
2.1	Berggrunn	6
2.2	Løsmasser	8
2.3	Kjente skredhendelser på Byneset.....	10
2.4	Kvikkleiresoner	10
3.	GEOFYSISKE MÅLEMETODER OG UTFØRELSE	12
3.1	2D resistivitetsmålinger	12
3.1.1	Datainnsamling	12
3.1.2	Strømstyrke og datakvalitet	13
3.1.3	Inversjon	13
3.1.4	APEX Geoservices 2D resistivitetsmålinger ved Esp	13
3.2	Elektromagnetiske data målt fra helikopter (EM)	13
3.2.1	Datainnsamling	13
3.2.2	Svakheter, feilkilder og datakvalitet	15
3.2.3	Invertering av EM-data målt fra helikopter	15
3.3	Klassifisering av løsmasser fra resistivitetsverdier	16
3.4	Refraksjonsseismiske undersøkelser	17
4.	GEOTEKNISKE DATA	19
5.	LIDAR-DATA OG FELTKARTLEGGING	19
6.	RESULTATER OG TOLKNING	21
6.1	Høstad	21
6.2	Esp.....	25
6.3	Einan	29
6.4	Spondal.....	30
6.5	Resultater og tolkning fra inverterte EM-data.....	33
7.	DISKUSJON	35
7.1	Geologisk utvikling.....	35
7.2	Kvikkleire og faresoner.....	37
7.3	Bruk av ulike typer undersøkelser for kartlegging av geologi og materialegenskaper	39
8.	KONKLUSJON	40
9.	REFERANSER	41

VEDLEGG 1	FARESONEKART FOR KVIKKELEIRESKRED BYNESET	46
VEDLEGG 2	TABELL OVER GEOTEKNISKE RAPPORTER BENYTTET VED TOLKNING AV GEOFYSISKE DATA RP3-RP6	47
VEDLEGG 3	KOORDINATER TIL INNMÅLTE 2D RESISTIVITETSPROFILER.....	48
VEDLEGG 4	OVERSIKTSKART OVER 2D RESISTIVITETSPROFILENE	49
VEDLEGG 5	OVERSIKTSKART OVER DATA VED ESP	51
VEDLEGG 6	2D RESISTIVITETSPROFIL RP3-RP6	52
VEDLEGG 7	2D RESISTIVITETSPROFILENE RP3-RP6 MED LANG FARGESKALA .	56
VEDLEGG 8	OVERSIKTSKART OVER ALLE EM-PROFILENE PÅ BYNESET	58
VEDLEGG 9	BEREGNET TILSYNEALTENDE RESISTIVITET PÅ BYNESET UT FRA FREKVENSEN 6600 HZ (EM).....	59
VEDLEGG 10	EM-PROFILER	60
VEDLEGG 11	KOORDINATER TIL INNMÅLTE REFRAKSJONSSEISMISKE PROFILER S1-S3	62
VEDLEGG 12	REFRAKSJONSSEISMISKE PROFILER S1-S3	63

1. INNLEDNING

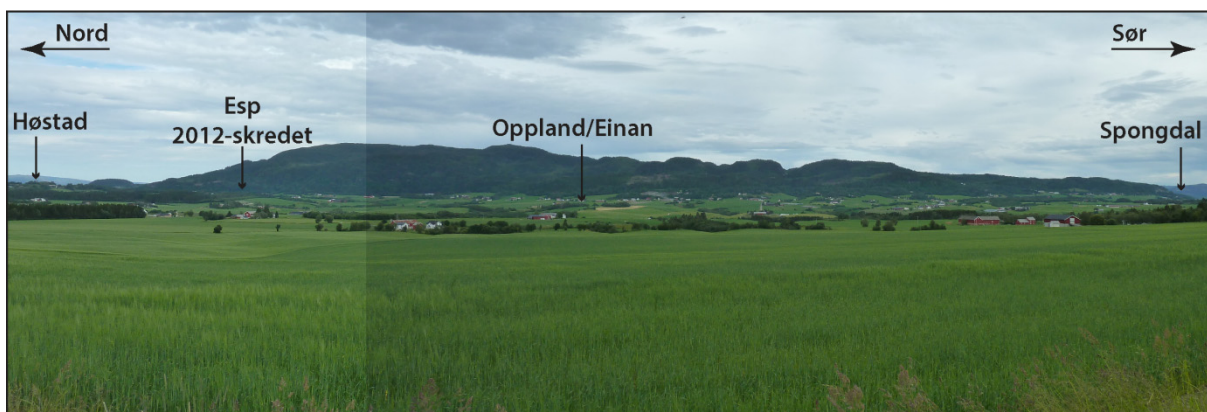
I etterkant av kvikkleireskredet på Byneset 1. januar 2012, ble det gjennomført 2D resistivitetsmålinger som en del av den umiddelbare kartleggingen av områdene rundt skredgrova. Sammen med geotekniske grunnundersøkelser var dette noe av grunnlaget for vurderingene av stabiliteten til området etter skredhendelsen. I tiden etter er det gjort mange flere grunnundersøkelser, både geotekniske og geofysiske. Denne rapporten er en sammenstilling av geofysiske data samlet inn av NGU, geotekniske og geofysiske data samlet inn av kommunen, statlige organisasjoner og konsulentfirma, samt berggrunnskartlegging utført av NGU. Det er lagt hovedvekt på områdene med 2D resistivetsprofiler, men også kvartærgeologi, berggrunnsgeologi og geomorfologisk utvikling for Byneset som helhet er vektlagt.

I denne rapporten presenteres fire 2D resistivetsprofiler og tre refraksjonsseismiske profiler som ble målt i 2013. Rapporten dokumenterer datainnsamlingen, presenterer geofysiske data og gir en tolkning av disse. Der det er tilgjengelige geotekniske data, er geofysiske data sammenlignet med disse.

To 2D resistivetsprofiler ble målt i 2012, og er rapportert tidligere (Solberg et al. 2012a). NGU utførte også resistivetsmålinger (EM) fra helikopter over store deler av Byneset i 2013. Detaljerte data fra dette finnes i en egen rapport (Baranwal et al. 2015). Noe data fra de to nevnte rapportene er også presentert i her.

2. GEOLOGI PÅ BYNESET

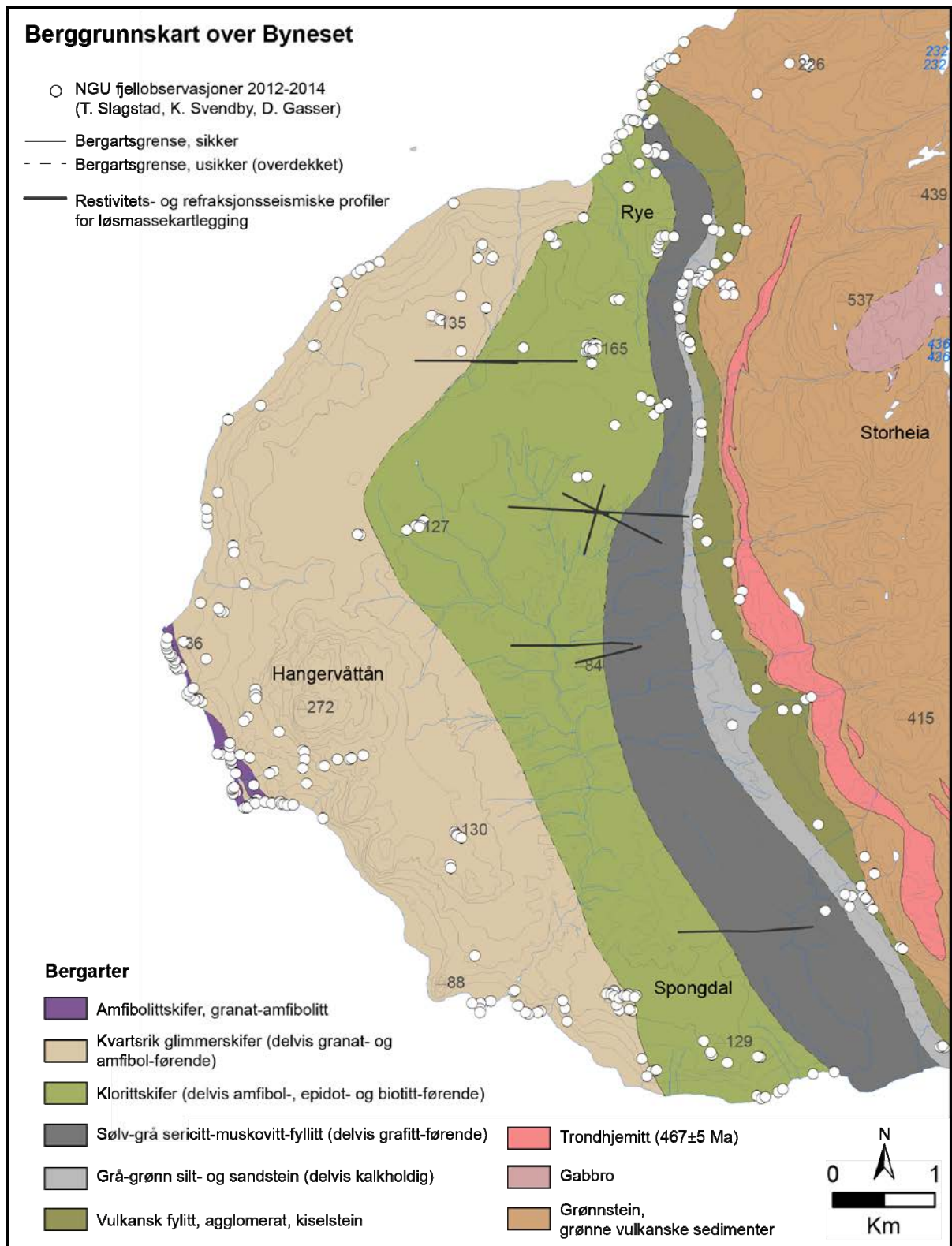
Byneset er et jordbruksområde og ligger vest i Trondheim kommune (fig. 1). Mellom Trondheim by og Byneset ligger Bymarka med Storheia som høyeste punkt (565,6 moh.) (fig. 2).



Figur 1. Store deler av Byneset sett fra Hangerås (fig. 3). I bakgrunnen Bymarka som skiller Trondheim by fra Byneset. Foto: I.L. Solberg, juli 2014.

2.1 Berggrunn

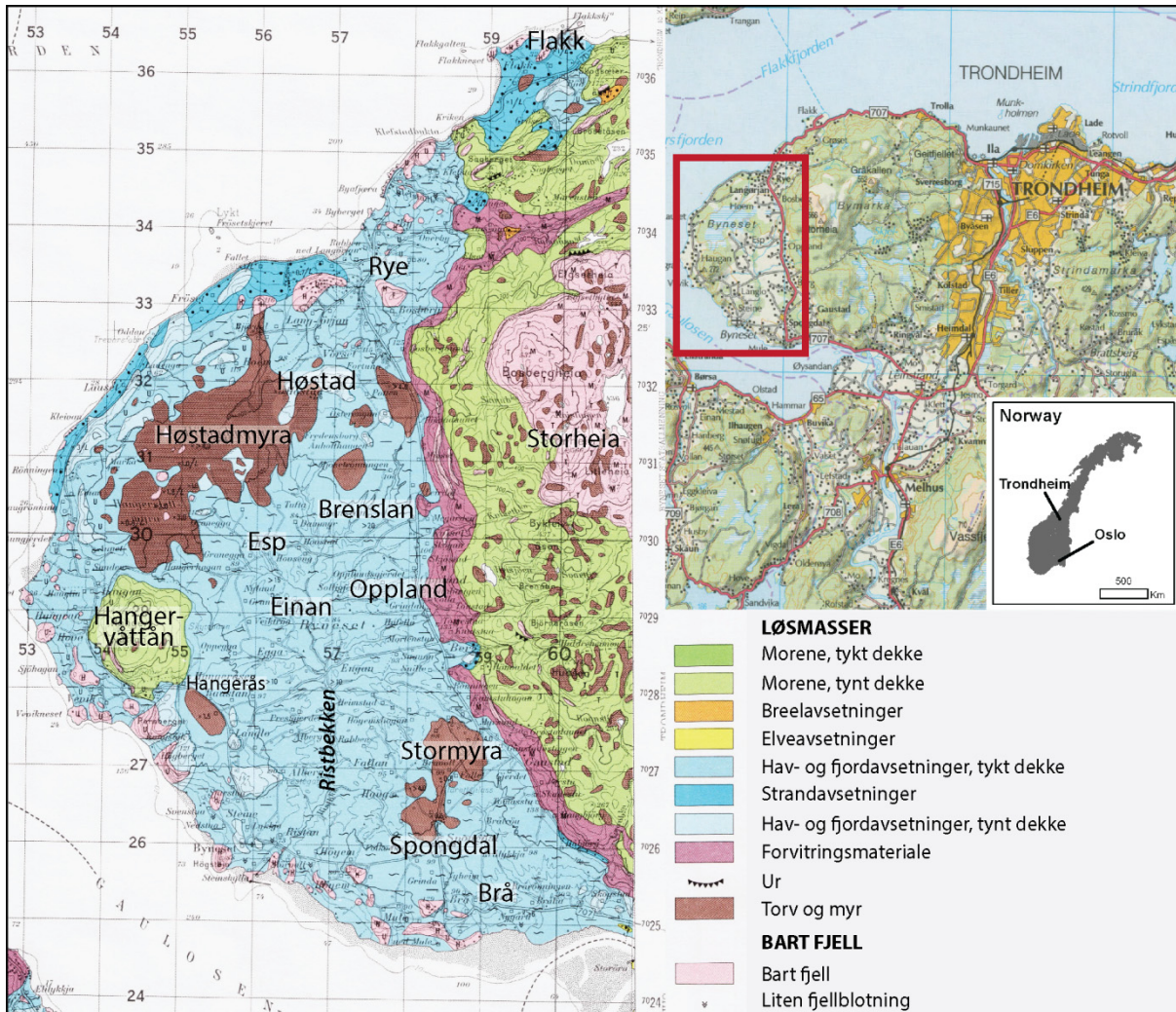
På Byneset finnes en rekke fjellblotninger som kan sees både i felt (fig. 2), på det kvartærgeologiske kartet (fig. 3), og fra LiDAR-data (fig. 8). En ny sammenstilling av feltobservasjoner fra fjellblotninger på Byneset viser at området består av flere soner med forskjellige bergarter fra øst til vest, med en hovedfoliasjon som generelt heller mot øst (fig. 2). Ytterst på Byneset er amfibolittisk skifer og granat-amfibolitter blottet. Disse er foldet og deformert sammen med kvartsrike delvis granat- og amfibol-førende glimmerskifre. Dette er relativt harde bergarter som danner større fjellblotninger langs sjøkanten og i åsene rundt Hangervåttan. Øst for de kvartsrike glimmerskifrene ligger en sone med mykere grønne kloritt-, amfibol-, epidot- og biotitt-førende skifre som kan observeres i mindre blotninger i den sentrale delen av Byneset. Noen få lag av amfibolitt (omvandlet basalt) og vulkansk agglomerat opptrer i denne sonen. Øst for klorittskifrene ligger en sone med veldig myke sølv-grå sericitt-, grafitt- og kalkførende fylitter. De kan bare observeres i små blotninger på sørsiden og nordsiden av Byneset. Disse bergartene forvitrer og eroderes lett, og representerer en dyp-erodert berggrunn under tykke marine løsmasser i den sentrale/østlige delen av Byneset. Fyllitt-sonen fortsetter sørover under Trondheimsfjorden mot Buvika, hvor den også ble observert i dagen og som en ledende sone i geofysiske profiler (Dalsegg et al. 2006). Øst for fyllitt-sonen opptrer grå-grønne, delvis kalkholdige silt- og sandsteiner, som ligger under en sone med grønne fylitter, agglomerater og magnetisk kiselstein. Den markante topografiske kanten opp mot Bymarka består hovedsakelig av grønnstein, gabbro og grønne bergarter, som er intrudert av en langstrakt kropp av Trondhemitt, som er datert til 467 ± 5 Ma (Slagstad et al. 2014).



Figur 2. Oppdatert berggrunnskart over Byneset med utgangspunkt i berggrunnskartlegging fra Solli (1999) og Slagstad (2014). Plasseringen av NGUs 2D resistivitetsprofiler og refraksjonsseismiske profiler er markert.

2.2 Løsmasser

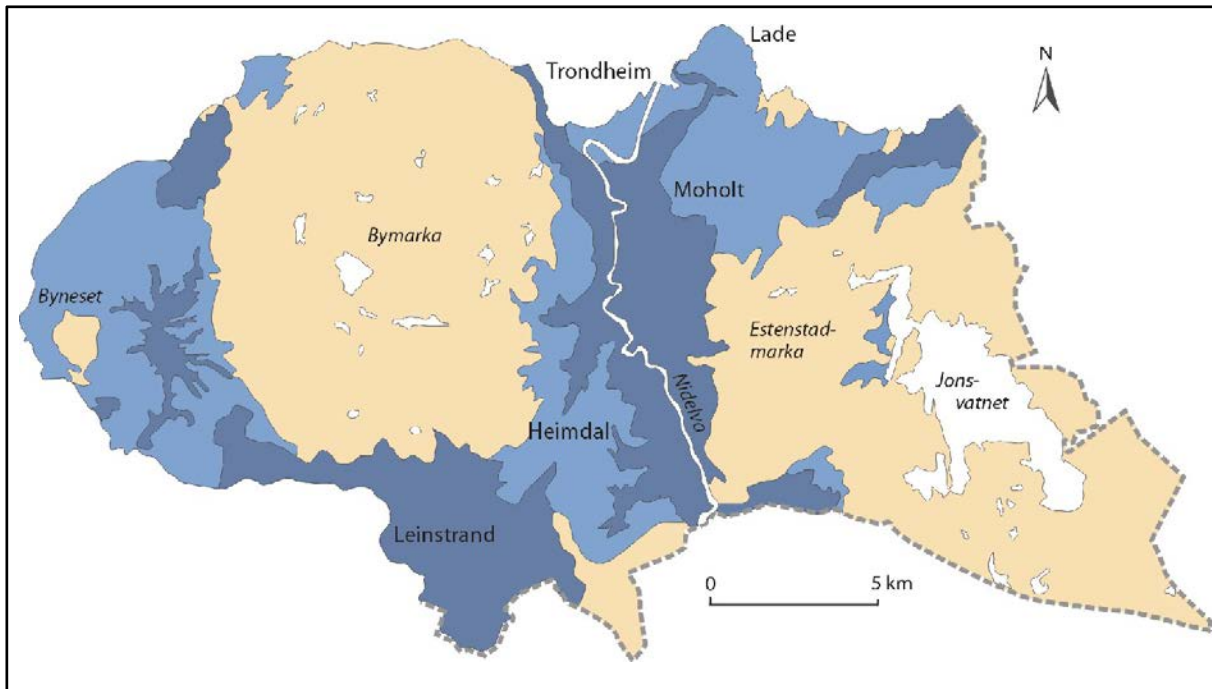
Løsmassene på Byneset består i hovedsak av tykke hav- og fjordavsetninger. I tillegg finnes nokså store myrområder (Høstadmyra og Stormyra). Marin grense for Byneset er ca. 160 m over dagens havnivå (Reite et al. 1999). På store deler av Byneset er den gamle havbunnen stort sett bevart, bl.a. ved Hangerås (fig. 1, 3 og 4).



Figur 3. Byneset ligger vest for Trondheim by. Det kvartærgeologiske kartet viser løsmassefordelingen i overflata (Reite 1983).

Sentralt er Byneset gjennomskåret av bekkeraviner (fig. 4). Hovedbekken på Byneset heter Ristbekken, og denne har en rekke forgreininger. Når utløpet går Ristbekken på fjell. I sørøst finnes bl.a. Stordalsbekken og Bråbekken, og disse er ikke en del av Ristvassdraget.

Det finnes mange spor etter tidligere kvikkleireskred, og flere er kartlagt gjennom dette prosjektet ved bruk av LiDAR-data og i felt, se kapittel 5. Bråleiret i sør nær Gaulosen er skredmasser etter ett av Bråfallene (fig. 5).



Figur 4. Hovedgruppering av landskapsformer i løsmasser i Trondheims-området. Tykke løsmasser under marin grense har blå fargetoner. Arealer hvor den gamle, jevne fjordbunnen er bevart har lys blåfarge. Arealer preget av elveerosjon og skred har mørkere blåfarge. Areal med bart fjell eller tynt løsmassedekke har lys brun farge både over og under marin grense (Reite et al. 1999).



Figur 5. Bråleiret avsatt etter skredhendelse i 1865 (tabell 1). Stordalsbekken og Bråbekken ligger til venstre i bildet. Foto: I.L. Solberg, juli 2014.

2.3 Kjente skredhendelser på Byneset

Av eldre skredhendelser er det markert to skredgroper ved Rye og to ved Spongdal/Brå i Reite et al. (1999). I tillegg er en rekke hendelser omtalt i Helland (1896, 1898). Holmsen (1929) beskriver skredhendelsen ved Brå i 1928, Holmsen & Holmsen (1946) beskriver hendelsen ved Nedremule i 1943. Tabell 1 gir en oversikt over skredhendelser på Byneset som er omtalt i litteratur, eller er avmerket på kart. Figur 8 i kapittel 5 gir en oversikt over skredgroper kartlagt ved hjelp av LiDAR/felt. De fleste av disse er av ukjent alder.

Skredhendelsen og grunnforholdene ved Brå i 1928 er grundig beskrevet i Holmsen (1929). Hendelsen foregikk i tre etapper, og skredet oppførte seg mer som en ”spredning” eller et flakskred, da skredmassene i større grad bestod av blokker enn av omrørte masser. Skredet gikk i tørrere masser enn de andre Bråfallene – som finnes nord for 1928-skredet, og trolig lå kvikkleirelaget som kollapset relativt dypt. Under leira ligger mange lag av finsand, og stedvis grus, i leira. Grunnvannet har i området høyt poretrykk (artesiske forhold, to brønner leverte 9 l/min), med et saltinnhold i porevannet på ca. 22 g/l (hovedsakelig NaCl). Det antas at poreovertrykk var utløsende årsak til skredet.

En av de nyeste skredhendelsene på Byneset er skredet som gikk på Esp 1. januar 2012. Skredet ble utløst av bekkeerosjon. I etterkant av dette skredet er det gjort en rekke nye geofysiske og geotekniske undersøkelser i området.

2.4 Kvikkleiresoner

Vedlegg 1 viser en oversikt over 26 faresoner for potensielle kvikkleireskred på Byneset. Fire av disse har høyeste faregrad, men de fleste (17) har middels faregrad. 2D resistivitetsprofilene utført av NGU krysser syv av sonene.

I de fleste sonene ble det ved kartleggingen funnet raviner/bekkeerosjon og spor etter kvikkleireskred, mange av disse nokså grunne (NGI 1988). Avgrensingen av sonene er i stor grad basert på topografiske kriterier slik som skråningshøyde ($H \geq 10$ m) og skråningshelning ($H/L \geq 1:15$), og indikasjon på kvikkleire fra sonderboring. Det er satt en nedre grense for områdets størrelse for å kunne inngå i vurderingen, på 10 mål. Utenfor de avmerkede områdene er det antatt at det er lite sannsynlig at store skred vil inntreffe, men det utelukkes ikke at det kan gå mindre skred i bratte skråninger (NGI 1988).

Tabell 1. Oversikt over kjente leirskred på Byneset. Der referansen står i kursiv, er det utdypende beskrivelser av hendelsen og evt. tilknyttede undersøkelser.

Dato eller årstall	Hvor	Beskrivelse	Referanse
Ukjent	Langørjan/Rye	Avmerket på løsmassekart.	Reite et al. (1999)
Ukjent	By/Rye	Avmerket på løsmassekart.	Reite et al. (1999)
Våren 1825	Eggen	Mellom Eggja og Røstum.	Helland (1896); Helland (1898)
Våren 1831	Brå	Skred fra Gustadmyren (Stormyra), 100 mål.	Helland (1896); Helland (1898)
Høsten 1848	Brå	Skred fra Gustadmyren (Stormyra), tok en husmannsplass og en mann omkom.	Helland (1896); Helland (1898)
1852	Eggen		Helland (1896); Helland (1898)
1858 (eller 1860)	Brå		Helland (1896); Helland (1898)
29.11.1865	Brå	Skred fra Gustadmyren (Stormyra), 150 mål. Mer enn 100 mål land lagt opp ved stranden. Mer ble fylt ut i fjorden (Braaleire, se bl.a.fig. 5), men dette ble tatt av fjorden.	Helland (1896); Helland (1898);
Våren 1928	Brå	Tre runder: 24.04 (60-70 mål), 01.05. (ca. 150 mål), 16.05. (ca. 2 mål). Geotekniske undersøkelser utført i etterkant av hendelsen. Hard/tørr leire over kvikkleire. Blokker av fast masse i skredgrova. Artesiske forhold, og skredet trolig utløst av poreovertrykk. Avmerket på løsmassekart.	<i>Holmsen (1929);</i> Reite et al. (1999)
Ca. 100 år før 1943	Nedremule	Et mindre skred enn det i 1943 skal ha gått på samme del av eiendommen. Fjøsbygningen ble etter det flyttet lengre øst.	Holmsen & Holmsen (1946)
18.05.1943	Nedremule	20 mål dyrket mark gled ut. Flere hundre meter bredt, 70-80 m langt. 8-10 m høy bratt bakkant. Hard leire over, kvikkleirelag under. Skredmassene for ut i fjorden. Skredet gikk ca. 150 fra gårdsbebyggelsen.	<i>Holmsen & Holmsen (1946)</i>
Ca. 1975	Hangerhaugen	1-2 mål raste ut ca. 200 m vest for gården Hangerhaugen.	NGI (1988)
Høsten 1989	Frøset	Grunnen under et naust gled ut i en bredde på ca. 20 m. Fylling mot bølgeerosjon lagt ut året før. Kvikkleire og poreovertrykk.	<i>TK (1989)</i>
01.01.2012	Esp	Skredet var ca. 100 m bredt og 400 m langt, og trolig utløst som følge av erosjon i et bekkefar ned mot Ristbekken. Erosjonen utløste et initialscred og skredet utviklet seg deretter retrogressivt. Geotekniske og geofysiske undersøkelser utført i etterkant av hendelsen. Fig. 15.	<i>NVE (2012a); Solberg et al. (2012a); L'Heureux & Solberg (2012)</i>

3. GEOFYSISKE MÅLEMETODER OG UTFØRELSE

3.1 2D resistivitetsmålinger

Resistivitetsmålinger i to dimensjoner (2D) utføres ved å legge ut kabler på bakken og knytte elektroder til disse. Når utlegget er etablert, startes en automatisk styrt måleprosess der forskjellige elektrodepar benyttes som strømelektroder mens den oppsatte elektriske spenningen måles mellom to andre elektroder. Ved å la en slik elektrodekonfigurasjon vandre langs kabelutlegget kartlegges resistiviteten lateralt. Når elektrodeavstanden økes, trenger strømmen dypere ned i bakken. Da kan resistiviteten kartlegges mot dypet. Kombineres disse to teknikkene, kan kartleggingen skje i to dimensjoner.

I det følgende blir datainnsamling, datakvalitet og inversjon beskrevet. For mer utfyllende metodebeskrivelse henvises det til:

<http://www.ngu.no/no/hm/Norges-geologi/Geofysikk/Bakkegeofysikk/Elektriske-metoder/>.

3.1.1 Datainnsamling

Måledata ble innsamlet av Einar Dalsegg og Håvard Dretvik ved NGU. Det ble benyttet et kabelsystem utviklet ved den tekniske høgskolen i Lund (LUND-systemet, Dahlin 1993). Ved denne undersøkelsen ble det benyttet kabler med 10 m elektrodeavstand, som gir maksimal dybderekkevidde på ca. 130 m. Oppløsning, og dermed nøyaktigheten, er størst i den øvre halvdel av profilet, noe en må ta hensyn til ved valg av elektrodeavstand. Det ble valgt å benytte Gradient elektrodekonfigurasjon, som er godt egnet til kartlegging av horisontale strukturer (Reiser et al. 2010). Ved målingene i 2012 (Solberg et al. 2012a) ble måleinstrumentet ABEM Terrameter SAS 4000 med tilhørende koblingsboks ES10 64C benyttet (ABEM 1999). Ved de nye målingene i 2013 ble ABEM LS benyttet (ABEM 2012). Profilenes beliggenhet er innmålt med GPS (vedlegg 3), men er ikke merket i terrenget da mesteparten av profilene går på innmark. Oversikt over profilenes lengde og plassering finnes i tabell 2, samt vist på kart i vedlegg 4.

Strøm ble sendt i pulser på 1 sekund og alternerende polaritet. Målingen av resistivitet (enhet ohmm eller Ωm) startet 0,4 sekund etter at strømmen ble slått på og måletiden var 0.6 sekund. Indusert polarisasjon (IP) ble målt 100 ms etter strømbrudd i 8 tidsvindu på 20, 40, 60, 80, 120, 160, 200 og 280 ms. Integrert IP-signal over tid med enheten mVs, normaliseres mot resistivitetssignalet (mV) og får enheten ms. Data fra IP-målingene er ikke presentert i denne rapporten.

Tabell 2. Oversikt over innsamling av 2D resistivitet på Byneset i 2013. For alle profiler: 10 m elektrodeavstand og Gradient elektrodekonfigurasjon.

Dato	Profilnr.	Profillengde (m)	Sted	Markslag
7.-8. oktober 2013	RP3	1600	Høstad	Blanding av dyrkamark og skog
8.-9. oktober 2013	RP4	1800	Esp	
9.-10. oktober 2013	RP5	1200	Einan	
14.-15. oktober 2013	RP6	1600	Spondal	

3.1.2 Strømstyrke og datakvalitet

Jordingsbetingelsene var generelt meget gode med unntak av der profilene krysset veg. Strømstyrken var 200 mA for stort sett alle målingene. Datakvaliteten var gjennomgående meget god, med bare noen få målinger over akseptabelt støynivå (20 %). Disse ble slettet før prosessering.

3.1.3 Inversjon

Ved alle resistivitetsmålinger måles tilsynelatende resistivitetsverdier. Denne representerer et veid middel av alle resistivitetsverdier som er innenfor målingens influensvolum. For å finne den spesifikke resistivitet i ulike deler av undergrunnen må data inverteres. Dette utføres ved at profilet deles opp i blokker som tilordnes en bestemt resistivitetsverdi. Denne blir så justert i flere trinn (iterasjoner) inntil responsen fra den teoretiske modellen blir mest mulig lik de målte data. Den inverterte seksjonen er det resulterende 2D resistivitetsprofil.

Resistivitetsdata ble invertert ved bruk av dataprogrammet Res2DInv (Loke 2010). Standard "Least Square" ("Smooth") ble benyttet som inversjonsmetode. V/H-filter (vertikal/horisontal-filter) er ved inversjonen satt til 0,5, noe som til en viss grad favoriserer horisontal lagdeling.

For Byneset ble inversjonen av måledataene noe dårlig, med nokså høy "rms error" for profilene. Usikkerheten i enkeltmålinger var relativt god, og dårlig modelltilpasning skyldes trolig forholdsvis lange profiler med hurtige skiftninger i resistivitet. Store kontraster i resistivitet bidrar også til dårlig modelltilpasning.

3.1.4 APEX Geoservices 2D resistivitetsmålinger ved Esp

I 2014 utførte APEX Geoservices 2D resistivitetsmålinger i og ved skredgropa ved Esp (APEX 2014). 4 profiler ble målt med ABEM resistivity meter og Gradient elektrodekonfigurasjon. To av profilene ble målt med 5 m elektrodeavstand (N2 og N3) og to med 2 m elektrodeavstand (N5 og N6). Inversjon ble foretatt med Res2DInv. Oversikt over profilenes plassering finnes i vedlegg 5.

3.2 Elektromagnetiske data målt fra helikopter (EM)

I det følgende gis en kort beskrivelse av målemetode, utførelse, prosessering, inversjon av måledata og oppnådde resultater ved elektromagnetiske målinger fra helikopter på Byneset ved Trondheim. Innsamlingsprosedyrer og krav til kvalitet for disse målingene er nærmere beskrevet i Rønning (2013). Se også Baranwal et al. (2015) for flere detaljer om målingene og resultatene på Byneset.

3.2.1 Datainnsamling

Ved NGUs helikoptermålinger benyttes en ElektroMagnetisk utrustning produsert av Geotech i Canada (Geotech 1997). Tabell 3 viser hvilke frekvenser og spolekonfigurasjoner som benyttes.

Tabell 3: Geotech Hummingbird elektromagnetisk system, frekvenser og spolekonfigurasjoner.

Spoler	Frekvens	Spoleorientering	Spoleavstand
A	7700 Hz	Koaksial	6,20 m
B	6600 Hz	Koplanar	6,20 m
C	980 Hz	Koaksial	6,025 m
D	880 Hz	Koplanar	6,025 m
E	34000 Hz	Koplanar	4,87 m

Målesystemet registrerer "I fase" og Ut-av-fase-komponent" (også kalt Reell- og Imaginær-komponent) for de fem frekvensene 10 ganger i sekundet. I tillegg registreres høyde over bakken med radarhøydemåler og posisjon med en enkel GPS/Glonass-mottaker. Elektronisk drift i målesystemet registreres ved å løfte målesystemet så høyt at en ikke lengre har responser fra bakken ca. hvert 20. minutt. I tillegg til elektromagnetiske målinger måles også magnetfeltet og radioaktiv stråling fra bakken. Disse måledata blir ikke omtalt her.

Ved målingene på Byneset ble det fløyret linjer med innbyrdes avstand 100 meter i det meste av måleområdet, men lengst i sør var linjeavstanden 200 meter. Gjennomsnittlig sondehøyde var 59 meter. Målehastigheten varierte fra 50 til 137 km/h avhengig av vindstyrke og hvor en var i forhold til starten på profilene. EM-data registreres 10 ganger i sekundet og med en gjennomsnittlig målehastighet på 98 km/t gir dette en gjennomsnittlig målepunktavstand på ca. 3 meter. Se vedlegg 8 for kart over målelinjene.

Prosessering av de ElektroMagnetiske data følger følgende trinn som alle er standardprosedyrer (Geosoft 1997):

1. Fjerning av eventuelle "Spikes" fra måledata
2. Filtrering: ikke-lineært og lavpassfilter
3. Automatisk korrigering av instrumentdrift
4. Manuell fjerning av gjenværende instrumentdrift
5. Beregning av tilsynelatende resistivitet
6. Visuell inspeksjon og nivåjustering
7. Gridding, glatting og kartfremstilling

Tilsynelatende resistivitet (punkt 5) beregnes ut fra målte reell- og imaginærkomponent for hver frekvens individuelt. Under disse beregningene antar en at bakken består av en homogen halvkule, dvs. at den elektriske ledningsevnen eller den inverse størrelsen resistivitet (elektrisk motstand), er den samme i hele målevolumet. Denne forutsetningen er sjelden oppfylt, og en vil beregne en tilsynelatende resistivitet. For å finne et tilnærmet riktig bilde av resistiviteten i bakken må data inverteres. En får da et mer sant bilde av hvor god den elektriske ledningsevnen (resistiviteten) er, hvor store volum de ledende kroppene utgjør og hvor de ligger i bakken. Vedlegg 9 viser et eksempel fra Byneset på beregnet tilsynelatende resistivitet ut fra frekvensen 6600 Hz. Fire EM-profiler som korresponderer med 2D-resistivitetsprofilene er vist i vedlegg 10.

3.2.2 Svakheter, feilkilder og datakvalitet

Elektromagnetiske data målt fra helikopter 30-50 meter over bakken har en begrenset oppløsning. Det er ikke mulig å se i detalj hvor de induserte sekundære strømmene kommer fra, og soner med flere parallelle elektrisk ledende kropper kan bli avbildet som en sammenhengende struktur. Også kropper til side for det målte profilet kan gi responser som blir avbildet på profilet. Ledende kropper som ligger i profilet vil detekteres før en er kommet over forekomsten, og en vil se den etter at den er passert. Siden inversjonen av disse måledata er endimensjonal (1D) vil det kunne oppstå kunstige effekter som at vertikale strukturer avbildes som hyperbler og forekomster synes å bøye ned mot dypet ved endene. På Byneset, hvor vi har mer eller mindre horisontale lag, har ikke de her nevnte svakhetene så stor betydning.

Drift i måleverdier som i hovedsak skyldes temperaturvariasjoner i og rundt elektronikken, kan forekomme. Dersom driften er lineær, blir det effektivt korrigert for denne ved å benytte avleste verdier i stor høyde som da skal representere et nullnivå (intet signal fra bakken). Dersom driften er ikke-lineær mellom to avlesninger, blir den automatiske korreksjonene feil, og en må foreta en manuell korreksjon. Dette er et problem i områder med høy resistivitet som f.eks., der en har berggrunn i dagen. I de områdene på Byneset hvor en har mye godt ledende marine sedimenter, vil målesignalene være høye, og feil i driftkorreksjon blir neglisjerbar.

Ved undersøkelsene på Byneset var instrumentdriften innenfor strenge kvalitetskrav (Rønning 2013) og kvaliteten på de elektromagnetiske data må karakteriseres som gode.

3.2.3 Invertering av EM-data målt fra helikopter

For å få et best mulig bilde av sann resistivitet i bakken, ble alle profiler invertert med to forskjellige programmer, EM1DFM utviklet ved Universitetet i British Columbia (UBC 2000) og AarhusInv utviklet av hydrogeologigruppen ved Universitetet i Århus (Baranwal et al. 2015).

EM1DFM benytter Reell- og Imaginærkomponent for alle fem frekvensene og beregner en endimensjonal (1D) modell som kan forklare hver enkelt måleverdi. Ved denne prosessen antar en at bakken består av horisontale lag som har en uendelig utstrekning i forhold til målingenes influensvolum (1D). Inversjonen utføres for hvert enkelt målepunkt, noe som gir en punktavstand på 3-5 meter, avhengig av målehastighet. Segmenter fra disse inversjonene settes så sammen til et todimensjonalt (2D) bilde langs profilet. I prinsippet kan så flere inverterte målelinjer settes sammen til et pseudo-3D-bilde (ikke ekte 3D) av den aktuelle geologien.

AarhusInv foretar også 1D inversjon på samme måte som EM1DFM, men kan i tillegg legge begrensninger på hvor mye lagenes resistivitet og tykkelse kan variere fra punkt til punkt langs profilet (Lateral Constrained Inversion, LCI) eller langs flater (Spatial Constrained Inversion, SCI) (se Auken & Christiansen (2004) og Christiansen et al. (2007)). Dette programmet kan også kvantifisere hvor dypt en undersøker ved de elektromagnetiske målingene (Depth Of Investigation, DOI, Christiansen & Auken (2012)).

3.3 Klassifisering av løsmasser fra resistivitetsverdier

Figur 6 og tabell 4 viser klassifisering av løsmasser fra resistivitetsverdier, som er benyttet som *utgangspunkt* for tolkningen av 2D resistivitetsprofilene og EM-dataene. Denne klassifiseringen er basert på erfaring fra en rekke lokaliteter i Norge, og også fra studier i Sverige (se mer om dette i Solberg et al. 2011, 2012b). Det er viktig å være klar over at det er gradvise overganger mellom klassene, slik det gjerne også er i sedimentene selv. Det kan også være lokale variasjoner avhengig av f.eks. porevannskjemi, metningsgrad, kornfordeling, mineralsammensetning og romlig geologi. Etter supplerende undersøkelser/sammenligning med geotekniske data, vil grensene for den aktuelle lokaliteten kunne bli justert.

Resistivitetsverdier fra ca. 1-10 Ωm representerer materiale med god elektrisk ledningsevne, som saltholdig leire. Verdier fra 10 Ωm og opp til 90-100 Ωm kan være kvikkleire, men økningen i resistivitet kan også skyldes innslag av grovere masser som silt/sand. Tørrskorpeleiras resistivitet er vanligvis mellom 100 Ωm og 200 Ωm . Fargeskalaen er valgt slik at antatt intakt, saltholdig marin leire er indikert med blå farge på figurene, mens områder med grønn/gul farge *kan* representere kvikkleire. Overgangen til rød og spesielt lilla farge (over 200 Ωm) kan skyldes fjell, men disse fargene kan også representere morene og sand/grus-avsetninger. Ved invertering av data vil skarpe overganger i geologisk materiale (f.eks. leire over fjell) framkomme som en gradvis overgang, ikke som et tydelig hopp i resistivitetsverdier. Det ser ut til at når løsmasser med lave resistivitetsverdier ligger over fjell, blir verdiene i fjell generelt lavere enn de reelle fjellverdiene, og fjelldypet forskjøvet nedover i profilet (metodisk svakhet, se Reiser et al. 2010).

Oppløsning og nøyaktighet er størst i øvre og midtre deler av et 2D resistivitetsprofil. Tolkning i ytterkantene og dypere deler av profilene må derfor gjøres med forsiktighet. Eksakt avstand til dyptliggende lag må verifiseres med andre metoder. For mer detaljer om resistivitetsmetoden, mulige anvendelser og usikkerheter knyttet til kvikkleirekartlegging, henvises det til Solberg et al. (2011, 2012b).



Figur 6. Fargeskala som brukes i NGU-prosjekter knyttet til kartlegging av potensiell kvikkleire (Solberg et al. 2011).

Tabell 4. Utgangspunkt for løsmasseklassifisering fra resistivitetsverdier. Merk at det er gradvise overganger mellom klassene, og at det kan være lokale variasjoner avhengig av f.eks. porevannskjemi, metningsgrad, kornfordeling og mineralsammensetning. Fargekoden benyttes i NGUs kvikkleire-relaterte prosjekter (basert på bl.a. Solberg et al. 2008b, 2011, 2012b).

Resistivitetsverdier	Materiale	Fargekode	Beskrivelse
1-10 Ωm	Ikke-utvaskede marine leiravsetninger (Saltholdig leire)	Blå	Leira har vært lite utsatt for utvasking etter avsetning. Porevannet inneholder fremdeles mye ioner som stabiliserer strukturen og gir god ledningsevne og dermed lave resistivitetsverdier. Godt ledende mineraler som sulfider og grafitt, og andre sedimenter mettet med ionerikt vann kan også gi lave resistivitetsverdier.
10-100 Ωm	Utvaskede marine leiravsetninger (Mulig kvikkleire)	Grønn, gul	Utvasking av leire fører til færre ioner i porevannet og ved et saltinnhold på mindre enn ca. 5 g/l kan kvikkleire dannes. Resistivitetsverdiene er fremdeles lave, men høyere enn for ikke-utvasket leire. Utvasket, men ikke-kvikk leire, leirig morene og siltige sedimenter kan også ligge i dette intervallet.
>100 Ωm	Tørrskorpeleire	(Gul), Orange	Tørrskorpeleire, leirskredmasser, sand og grus vil generelt ha høyere resistivitetsverdier.
50-150 Ωm	Siltige masser	Gul, orange	Vanninnhold i sedimentene vil ha betydning for ledningsevnen. Berggrunnen har som regel resistivitetsverdier på flere tusen ohmm, men oppsprukket fjell og malmrike bergarter kan ha betydelig lavere resistivitet.
>150 Ωm	Sand, grus, morene	Orange, rød, mot lilla	
>1000 Ωm	Fjell	(Rød), Lilla	

3.4 Refraksjonsseismiske undersøkelser

I det følgende blir utførelsen av de geofysiske målingene beskrevet. Mer utfyllende metodebeskrivelser finnes på <http://www.ngu.no/no/hm/Norges-geologi/Geofysikk/Bakkegeofysikk/>.

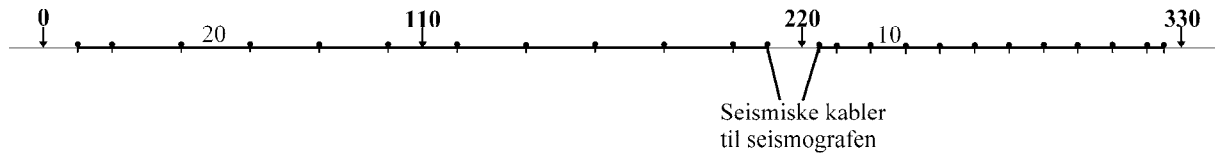
Undersøkelsene på Byneset omfatter 3 refraksjonsseismiske profiler (S1, S2 og S3) med en samlet lengde på 1320 m. Profilenes lengde og lokalisering vises i tabell 5. For innsamling av måledata ble det benyttet et registreringsinstrument av typen ABEM Terraloc MK6 med 24 kanaler. Måleutlegget bestod av to seismiske kabler plassert etter hverandre langs profilretningen og med 12 geofoner tilkoblet langs hver kabel.

Tabell 5. Oversikt over innsamling av refraksjonsseismikk på Byneset i 2013.

Dato	Profilnr.	Profil lengde (m)	Sted	Markslag
4. november 2013	S1	437	Høstad (Vorsethåggån)	Vesentlig dyrkamark
4. november 2013	S2	220	Esp (Brenslan)	
5. november 2013	S3	660	Einan (Oppland)	

For profil S3 ble det benyttet en lang og en kort kabel. Geofonavstanden langs den lange kablet var 20 m og langs den korte kablet 10 m, men i hver ende av de seismiske kablet ble geofonavstanden halvert for å oppnå bedre kontroll med seismiske hastigheter i

overflatematerialet. Skuddpunkt er plassert 5 meter ut fra hver endegeofon langs den korte kabelen og 10 m fra endegeofonene langs den lange kabelen. Det er også et skuddpunkt mellom geofon 6 og 7 langs den lange kabelen. Skuddpunktavstanden langs måleutlegget blir da 110 meter og total profillengde mellom de ytterste endeskuddene blir 330 meter (se fig. 7). Profil S3 består av 2 slike måleutlegg.



Figur 7. Seismisk kabelsystem brukt for de refraksjonsseismiske profilene.

For profil S1 og S2 er det benyttet 2 korte kabler i utleggene, og total profillengde mellom de ytterste endeskuddene blir da 220 m. Profil S1 består av 2 slike måleutlegg, mens profil S2 består av ett utlegg. For å få best mulig dekning av refraksjoner fra fjelloverflaten ble det i tillegg til skuddene vist i figur 7 plassert fjernskudd i begge retninger i større avstand fra måleutlegget.

I profil S3 er det for det vestlige måleutlegget 2 fjernskudd i vest i avstand 110 og 220 m fra endeskuddet i starten av utlegget, mens det i øst er plassert fjernskudd i skuddpunktene for naboutlegget (pos. 440, 550 og 660 m). For det østlige utlegget er det plassert 2 fjernskudd i vest (pos. 110 og 220 m) og 3 i øst (posisjon 770, 880 og 990 m.).

I profil S1 er det for det vestlige måleutlegget ett fjernskudd 110 m vest for det vestligste endeskuddet og ett fjernskudd i øst ved midtskudd i naboutlegget (posisjon 330 m). For det østlige utlegget er det 2 fjernskudd i vest plassert i skuddpunktene for naboutlegget (posisjon 0 og 110 m), mens det ikke er fjernskudd i øst. I profil S2 er det ett fjernskudd 110 m vest for det vestre endeskuddet og ett fjernskudd 70 m øst for det østre endeskuddet.

Profilene er posisjonsbestemt med håndholdt GPS-mottaker, og UTM-koordinater for alle skuddpunktene framgår av Vedlegg 11. Det ble benyttet dynamitt med elektrisk tenning som energikilde, og det ble gjennomgående brukt 1 dynamittgubbe (ca. 100 gram) for hvert skudd. De ble plassert i grunnen i håndspettet hull. Datakvaliteten på seismikkopptakene var gjennomgående meget god.

Feltarbeidet ble gjennomført 4. og 5. november 2013 av Håvard Dretvik, Einar Dalsegg og Jan Fredrik Tønnesen fra NGU. Databearbeiding og geofysisk tolkning er utført av Jan Fredrik Tønnesen. Resultatene av den geofysiske tolkningen er vist i Vedlegg 12.

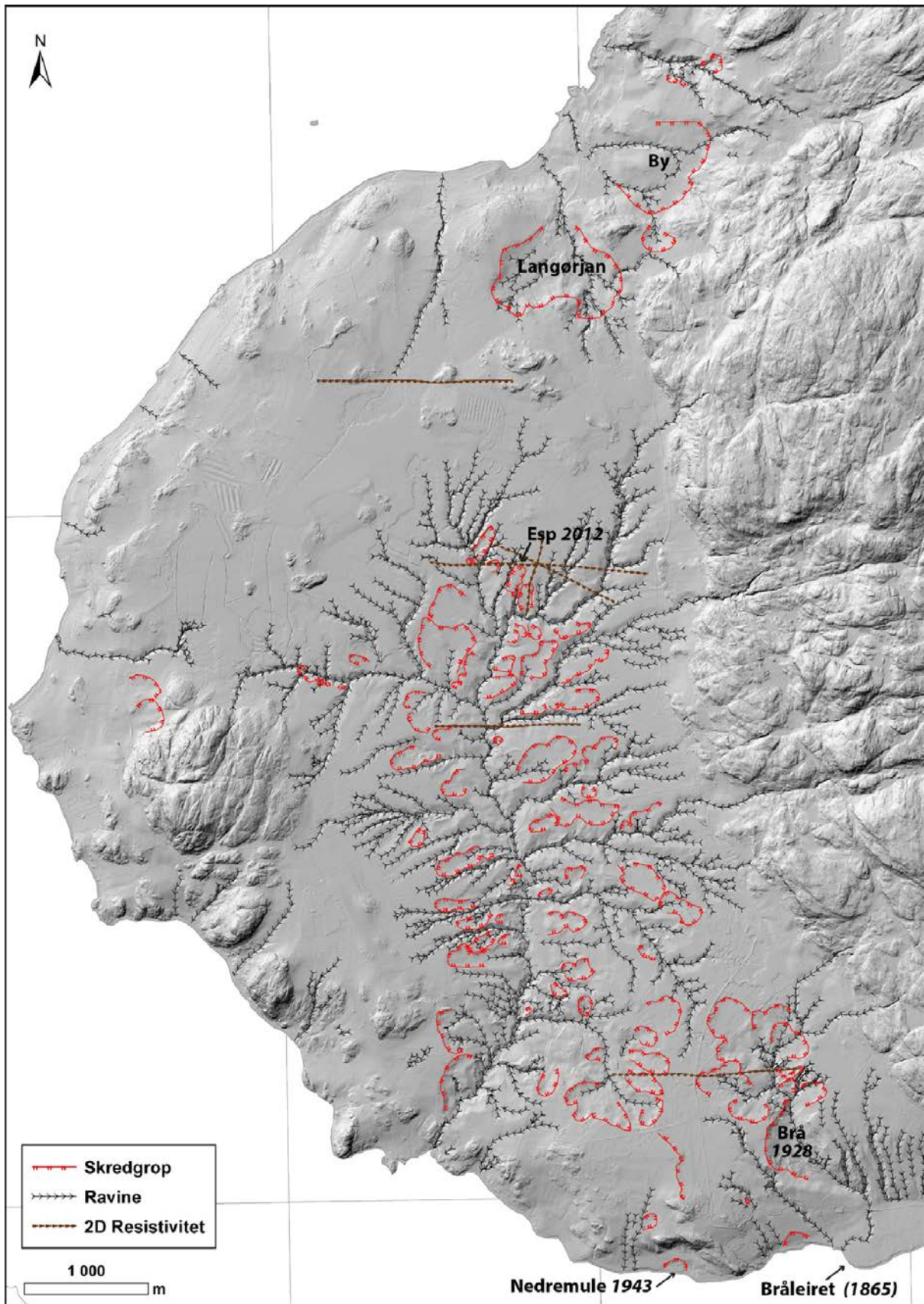
4. GEOTEKNISKE DATA

Det er utført en rekke geotekniske undersøkelser på Byneset. På Trondheim kommunes nettsider finnes en fullstendig oversikt over alle geotekniske borepunkt, og rapporter fra kommunens egne undersøkelser finnes tilgjengelig (TK 2014). I tillegg har ulike konsulentfirma, staten i regi av NIFS¹, og NTNU utført undersøkelser. Vedlegg 2 gir en oversikt over rapporter som er benyttet for sammenligning mellom geotekniske data og 2D resistivitetsdata.

5. LIDAR-DATA OG FELTKARTLEGGING

LiDAR (Light Detection and Ranging) er en optisk fjernanalytisk teknologi som blant annet måler avstand til bakken ved hjelp av laserstråler. Når LiDAR måles fra et fly skytes hundretusenvis av laserpulser hvert sekund og retursignalet måles. Flyet er utstyrt med meget nøyaktig GPS og gyro-instrumenter som sørger for at hvert "laserskudd" er nøyaktig posisjonert. På den måten dannes en såkalt punktsky der hver laserretur betyr at laserstrålen traff et objekt, det kan dreie seg om tretopper, greiner, hus, infrastruktur, undervegetasjon, vann eller bakken. Moderne systemer har muligheten for å klassifisere laserreturen i forskjellige objekter, for eksempel "tretopp", "bakke", "infrastruktur" og "uspesifisert". På den måten kan punktskyen prosesseres slik at bare "bakkepunkter" brukes fra punktskyen, som i praksis betyr at vegetasjon og infrastruktur kan fjernes fra punktskyen. I den sammenheng har datakvaliteten mye å si. Tidlige LiDAR-prosjekter fra Kartverket brukte ofte en punkttetthet rundt 0,7 punkt/m², mens nyere prosjekter bruker 5-10 punkter/m². Ettersom vi ikke bruker alle punkter i punktskyen siden vi kun er interessert i bakkepunkter, er det viktig med høy punkttetthet. Erfaringen er at 0,7 punkt/m² oftest er god nok ved generell kartlegging, men kan by på problemer ved tett vegetasjon (Fredin et al. 2014). Dataene benyttet i dette prosjektet har en punkttetthet på 2 punkter/m². Skredgroper, raviner og fjellblotninger er kartlagt på Byneset ved hjelp av LiDAR-data (se bl.a. fig. 8). Noen av disse er kontrollert i felt. Det er kartlagt tilnærmet hundre skredgroper i marin leire.

¹ NIFS – Naturfare, Infrastruktur, Flom og Skred. Prosjektet er et felles satsningsområde mellom Jernbanelverket, Norges vassdrags- og energidirektorat og Statens vegvesen. Fireårig prosjektperiode (2012-2015).



Figur 8. Skredgroper og raviner kartlagt ved studie av LiDAR-data (fra Kartverket). Kjente skredhendelser/skredmasser er markert. Legg merke til hvor tydelig fjellblotninger kommer fram i datasettet. Plassering av NGUs 2D resistivetsprofiler er markert (brune linjer).

6. RESULTATER OG TOLKNING

Omtalen av resultatene er delt inn i fire hovedområder (kap. 6.1-6.4), basert på lokaliseringen til 2D resistivetsprofilene. For hver av de fire hovedområdene presenteres resultater og en samtolkning av geofysiske, geotekniske og geologiske data. Tabell 6 gir en oversikt over hvilke geofysiske og geotekniske data som finnes i de fire hovedområdene.

2D resistivetsprofilene i dette kapitlet er vist med skalaen som benyttes ved NGU-prosjekter for å kunne skille løsmassetyper med lave resistivetsverdier. Ved å benytte en annen fargeskala ved visningen av resistivetsdata vil andre nyanser komme fram. Skalaen benyttet på profilene i vedlegg 7 viser forskjeller i de høye resistivetsverdiene. Vedlegg 10 viser EM-profilene som er lokalisert parallelt med 2D resistivetsprofilene. Vedlegg 12 viser resultatene fra de refraksjonsseismiske undersøkelsene. 2D resistivetsprofilene er vist i noe større format i vedlegg 6.

Tabell 6. Oversikt over hvilke geofysiske og geotekniske data som finnes i de fire hovedområdene på Byneset. EM-profilene og de refraksjonsseismiske profilene overlapper eller ligger i nærheten av 2D resistivetsprofilene. 2D resistivetsdata for RP1 og RP2 er publisert i Solberg et al. (2012a) og for N2 og N3 i APEX (2014). Detaljer om EM-data er publisert i Baranwal et al. (2015). Se vedlegg 2 for detaljer om geotekniske rapporter.

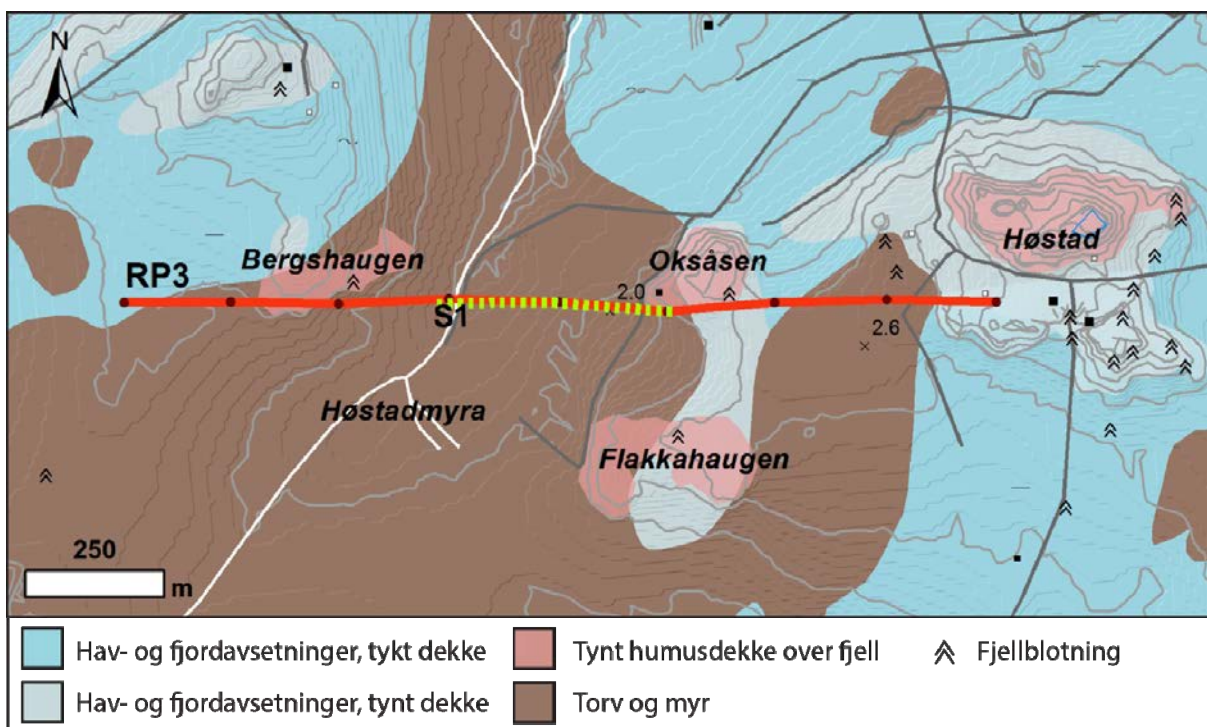
	2D resistivitet		EM-data	Refraksjons-seismikk	Geotekniske data, dataleverandører
	Profil	Krysser			
Profil 1 Esp	RP1	RP2 og RP4 N2 og N3			Trondheim kommune, NGI, NIFS, NTNU
Profil 2 Esp	RP2	RP1 og RP4 N2			Trondheim kommune, NGI, NIFS, NTNU
Profil 3 Høstad	RP3		L -8N	S1	Ingen
Profil 4 Esp	RP4	RP1 og RP2 N2	L 142N	S2	Trondheim kommune, NGI, NIFS, NTNU
Profil 5 Einan	RP5		L 272N	S3	Trondheim kommune, NGI
Profil 6 Spondal	RP6		L 551N		Trondheim kommune, Kjersti Kviset (Rambøll, Multiconsult)

6.1 Høstad

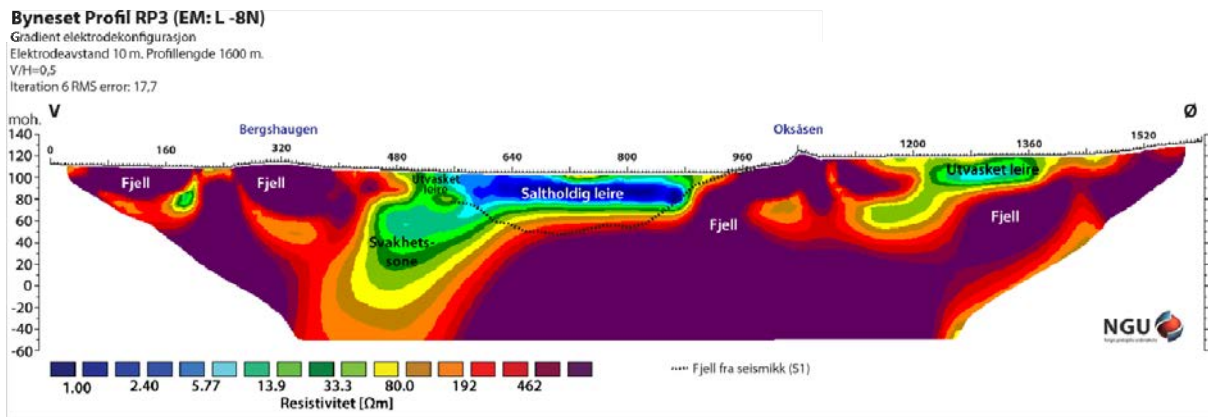
Høstad er det nordligste av hovedområdene, og området er preget av oppstikkende fjell, myr og skog. 2D resistivetsprofilen RP3 går delvis over dyrka mark (fig. 9-11). Her er det også målt EM (L -8N) og seismikk (S1). Det finnes en grunnvannsbrønn 140 m øst for profilen som viser 2,5 m dyp til fjell (GRANADA 2014), men ellers finnes det trolig ikke geotekniske data i dette området. I følge det kvartærgeologiske kartet går profilen over myrområder og marine avsetninger. Studie av LiDAR-data (fig. 12) viser at det er oppstikkende fjell flere steder, noen av disse er bekreftet i felt.

RP3 indikerer en undulerende fjelloverflate med løsmasselommer mellom (fig. 9). I østre del av profilen er lomma opp mot 20 m dyp og består trolig hovedsaklig av utvasket leire (10-100 Ω m, noe ned mot 6 Ω m). I sentrale deler av profilen (profilkoordinat 480-900) er løsmasselomma opp mot 50 m dyp. Her er store deler av løsmassene trolig leire som ikke er

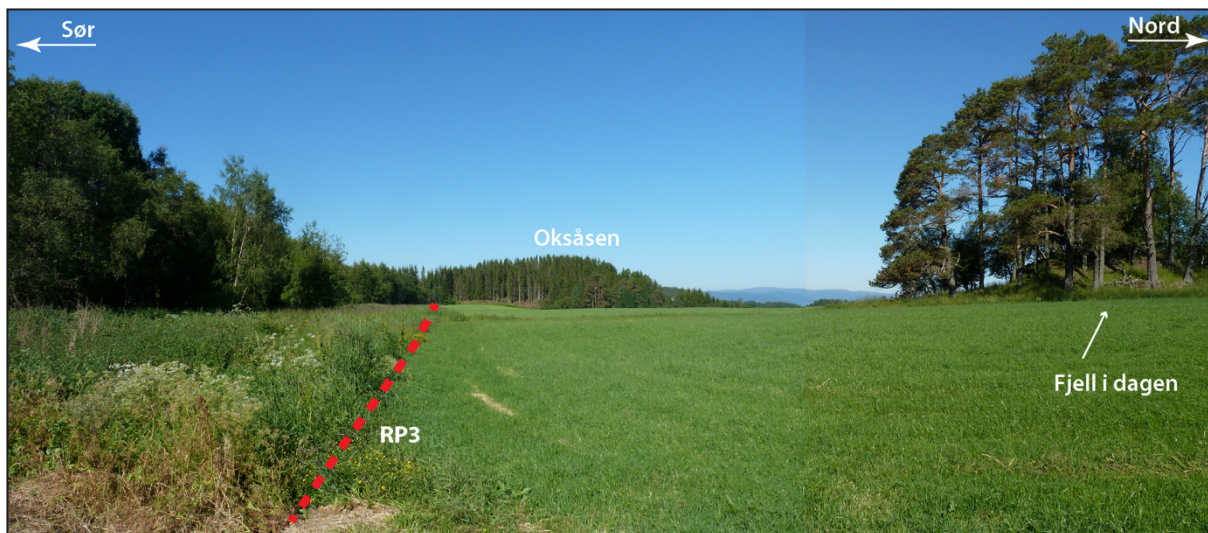
utvasket (1-10 Ωm), men potensiell kvikkleire (10-50 Ωm) kan finnes mellom profilkoordinat 480 og 560. I denne delen av profilet er det også skutt refraksjonsseismikk (fig. 9 og 10, vedlegg 12). Dette profilet stemmer godt overens med RP3, bortsett fra ved profilkoordinat 500-600 hvor lave resistivitetsverdier (10-200 Ωm) finnes mot dypet. I området ser det ut til å være ei lita svakhetszone i fjellet som går NNØ-SSV, og her er det også en bergartsgrense (fig. 2 og 8). Grensa mellom kvartsittisk skifer og klorittskifer er svært gradvis, og den ene bergarten forekommer i veksling med den andre over noen 100 m opp til en km. Ingen av de to bergartene er spesielt elektrisk ledende. Grensen heller antakeligvis østover, som hovedfoliasjonen generelt gjør i området. Svakhetssona skyldes trolig en senere forkastning, og som ved RP3 tilfeldigvis ser ut til å falle sammen med bergartsgrensa. Forkastningen går tilnærmet N-S, og kan sees på LiDAR-data som lineament i terrenget, men er vanskelig å observere i fast fjell på overflaten. Den seismiske hastigheten er også noe lavere i fjellet her ved svakhetssona (vedlegg 12). EM-profilet (vedlegg 10) samsvarer nokså godt med 2D-resistivitetsprofilet, med de to løsmasselommene mellom oppstikkende fjell. Fjell vises her ikke under løsmasselommene, trolig på grunn av en skjermingseffekt fra den godt ledende leira.



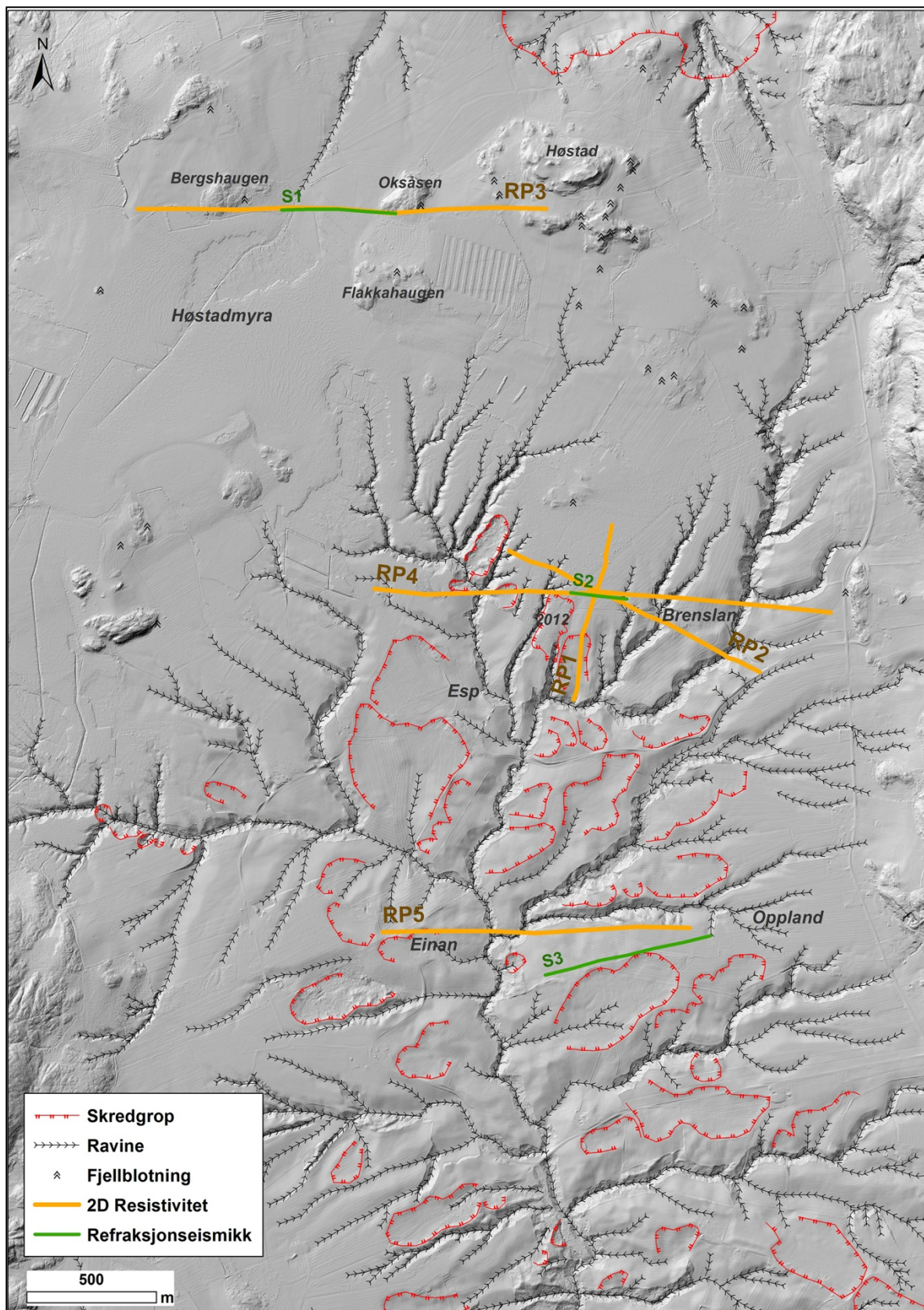
Figur 9. Lokalisering av 2D resistivitetsprofil RP3 (rød) og refraksjonsseismisk profil S1 (stiplet grønn gul) ved Høstad på kvartærgeologisk kart. Kartleggingsmålestokken for kvartærkartet er i hovedsak 1:50 000 (Reite 1983), så grensene på figuren er derfor ikke nøyaktige. Høstadmyra ligger ca. 110 moh.



Figur 10. 2D resistivetsprofil RP3 ved Høstad med tolkning. Overgang til fjell fra refraksjonsseismisk profil S1 er lagt over (stiplet linje). Se også vedleggene 6, 7, 10 og 12.



Figur 11. Østligste del av 2D resistivetsprofil RP3 ved Høstad. Foto: I.L. Solberg, juli 2014.



Figur 12. Plassering av profilinjene til 2D resistivitetsprofilene RP1-RP5 og refraksjonseismiske profilene S1-S3. Noen av fjellblotningene er kartlagt i felt (markert med symbol), og kommer i tillegg til de som vises på LiDAR-dataene og fra kvartærgeologisk kart (fig. 3). Raviner og skredgroper er hovedsaklig kartlagt ut fra LiDAR-data (fra Kartverket).

6.2 Esp

Esp ligger sør for Høstadmyra, og tilhører nordligste del av Ristvassdraget. Området er gjennomskåret av raviner og det er spor etter mange skred (fig. 12). 2D resistivetsprofil RP4 krysser RP1 og RP2 som ble målt like etter skredhendelsen i 2012 (fig. 13-16; Solberg et al. 2012a). RP4 går i bakkant av skredgropa. I 2014 utførte APEX Geoservices 2D resistivetsmålinger i og ved skredgropa (APEX 2014; vedlegg 5, fig. 16). I tillegg har NGU målt helikopter-EM (L 142N) og seismikk (S2). De fleste geotekniske undersøkelser i området ble utført etter 2012-skredhendelsen. I følge det kvartærgeologiske kartet går alle 2D resistivetsprofilene over marine avsetninger.

I øvre del av profilet viser RP4 i hovedsak løsmasser med resistivetsverdier mellom 10 og 200 Ωm (fig. 14). Dette er trolig utvasket leire. I øst og vest er resistivetsverdiene lavere ($< 10 \Omega\text{m}$) under topplaget, noe som tolkes til å være saltholdig leire. Alle de geotekniske sonderingene som er utført i nærheten av profillinja til RP4 indikerer lag av kvikkleire, og laboratorietester av prøver i to borepunkt påviser kvikkleire (fig. 14; NIFS 2012). Generelt er dette i godt samsvar med 2D resistivetsprofilet som viser verdier over 10 Ωm .

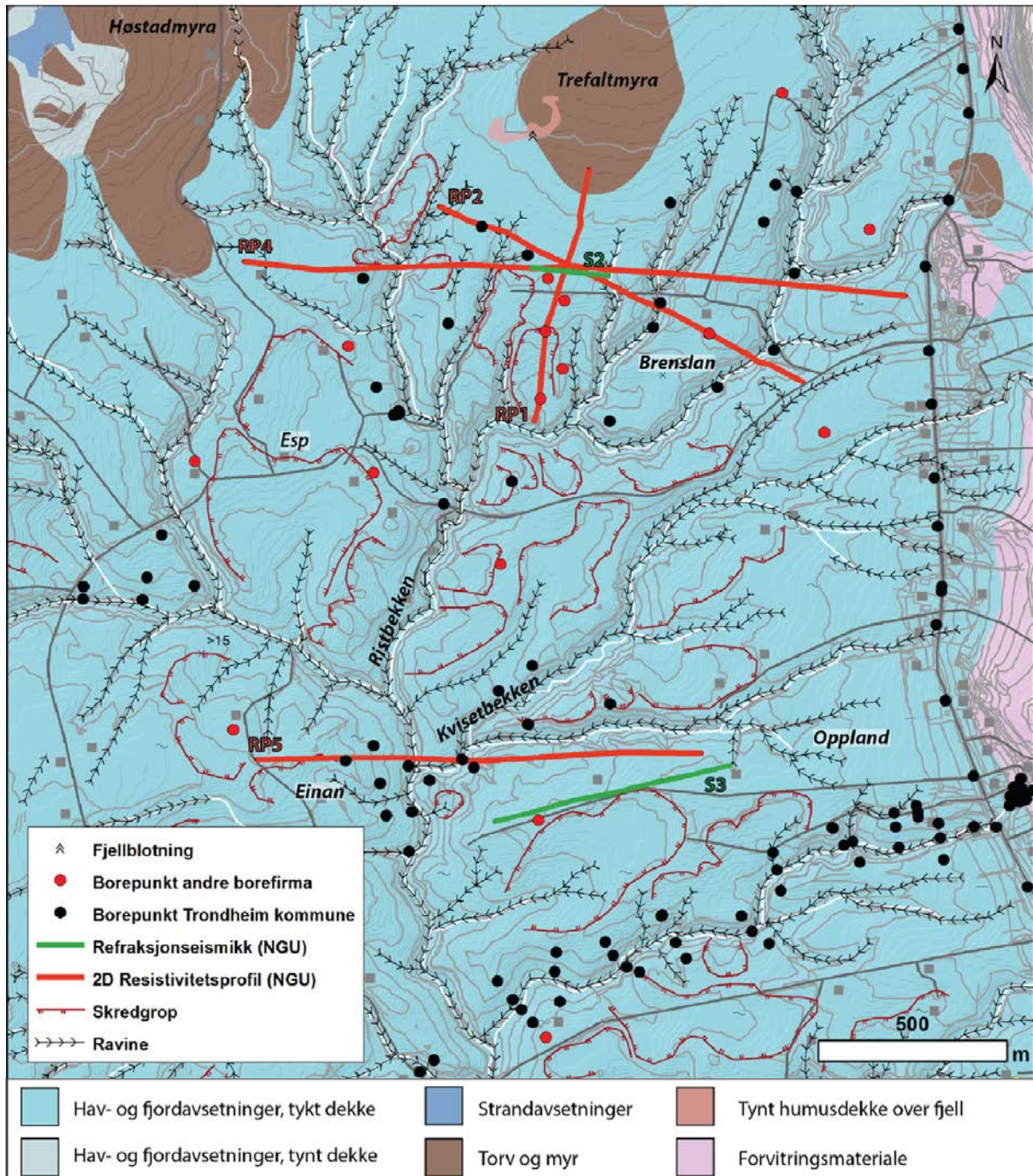
I prøvene tatt av NIFS (2012), er det målt saltinnhold i porevannet (fem borehull). Også en masteroppgave fra NTNU (King 2013) viser resultater fra prøvetaking i to borehull ved 2012-skredgropa. Felles for alle laboratorieresultatene er at der løsmassene ligger over fjell er saltinnholdet i hovedsak under 1 g/l, med resistivetsverdier på over ca. 30 Ωm . Der leira gradvis blir mer saltholdig (lavere resistivetsverdier) øker saltinnholdet i porevannet med dypet. I en annen masteroppgave (Montafia 2013) er det utført RCPTU² ca. 15 m vest for RP1. Disse resistivetsverdiene er høye nær overflata, men fra 5 m dyp synker resistiviteten fra 60 til 18 Ωm . Dette stemmer godt overens med RP1.

Helt lave resistivetsverdier ($< 10 \Omega\text{m}$) mangler stort sett mellom profilkkoordinatene 700 og 1100. I denne delen er det også skutt seismikk, og dyp til fjell varierer mellom ca. 8 til 18 m langs profilet (fig. 14 og vedlegg 12). I den delen av RP4 som antas å være fjell, varierer resistivetsverdiene fra 30 til 16 000 Ωm , de fleste i lavere del av skalaen (vedlegg 7). Dette er generelt lavt til å være fjellverdier. Antatt fjell er stiplet på RP4 med bakgrunn i tolkning av resistivetsprofilene RP1, RP2 og RP4 sammen med det seismiske profilet, geotekniske boredata og observasjoner i felt. I overgangen mellom leirholdige marine avsetninger og fjell kan det stedvis finnes grovere masser som sand og grus. EM-datene her (vedlegg 10) indikerer lave resistivetsverdier i tilnærmet hele profilet, og viser ikke overgangen mot fjell. Kun helt i øst viser data høye verdier som kan være fjell.

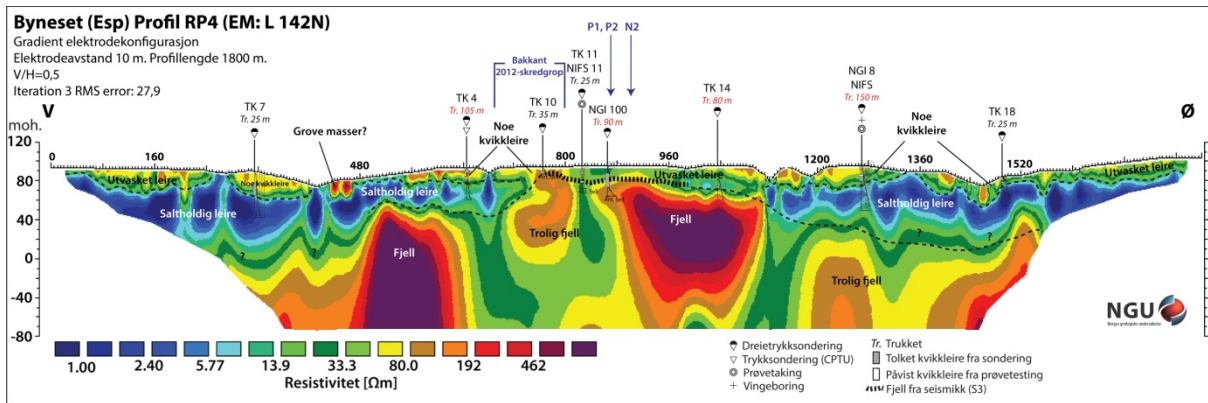
Skiftningene i resistivetsverdiene for fjell ved Esp, kan skyldes variasjoner i mineralogien og/eller svakhetssoner. Også det seismiske profilet antyder dette, fordi hastighetene varierer langs profilet (vedlegg 12). Som nevnt i kapittel 2.1, har ny berggrunnskartlegging ført til påvisning av en fyllitt som delvis er grafittførende på Byneset. Dette er fortsettelse av en tilsvarende bergart i Buvika like sør for Byneset, og som ble påvist ved bl.a. kjerneboring og lave 2D resistivetsverdier (Dalsegg et al. 2006). Profil RP4 krysser trolig denne sona av fyllitt som inneholder ledende mineraler (fig. 2). Grensen mellom fyllitt og klorittskifre på Byneset er dårlig blottet pga. mye overdekning. I Buvika-området er grensen litt bedre blottet, og der vises en relativt gradvis overgang fra fyllitt med noe grafittinnhold til litt hardere bergarter med mer kvarts, kloritt og delvis kalsitt. Det er derfor

² Trykksondering (CPTU) med resistivetsmåling

mulig at det også på Byneset kan forekomme enkelte overgangssoner mellom bergartene på noen hundre meters bredde. Eventuelt kan det finnes tynne fyllitt-horisonter også innenfor det som er kartlagt som klorittskifer. Dette vil i så fall kunne være en forklaring på sonene med lave resistivitetsverdier i det som trolig er fjell i de dypeste delene av RP4.



Figur 13. Lokalisering av NGUs 2D resistivitetsprofiler RP1, RP2, RP4 og RP5, de refraksjonseismiske profilene S2 og S3, samt geotekniske borepunkt, ved Esp/Brenslan og Einan/Oppland. For lokalisering av APEX profiler ved Esp, se vedlegg 5. Det kvartærgeologiske bakgrunnskartet har i hovedsak kartleggingsmålestokk 1:50 000 (Reite 1983), så grensene på figuren er derfor ikke nøyaktige.

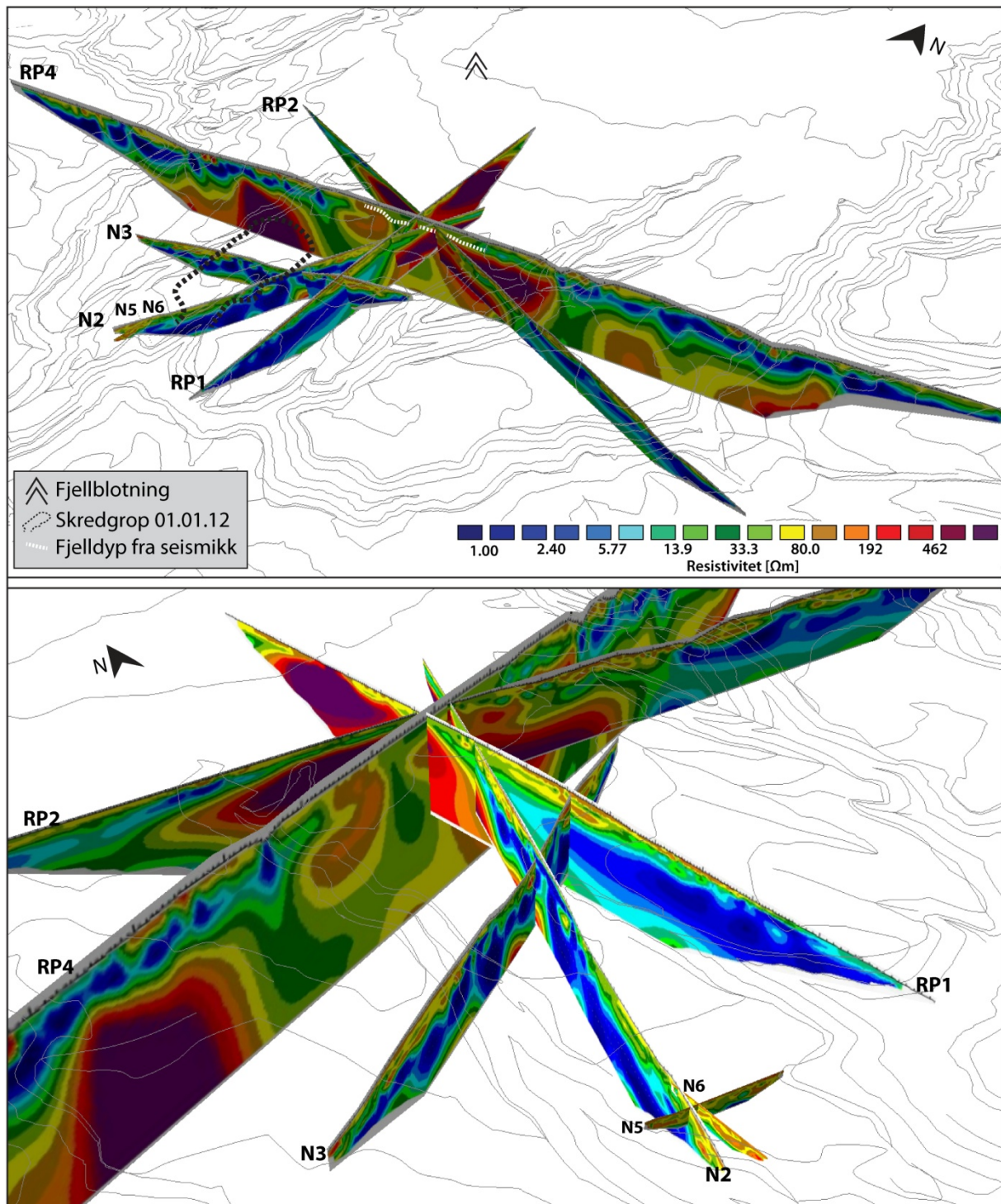


Figur 14. 2D resistivetsprofil RP4 ved Esp med tolkning. Resultat fra refraksjonsseismisk profil S2 (tykkere stiplede linje) og geotekniske undersøkelser er lagt over. Merk at noen av boringene er utført opp til 150 m fra profilinje. Se også vedleggene 2, 6, 7, 10 og 12.



Figur 15. Skredgropa ved Esp fra 2012. Øverst: inn mot bakkanten av skredgropa. Nede til venstre: Dreneringsgrøft i bunnen av skredgropa mot utløpet. En egg av leire står igjen i skredgropa. Foto: I.L. Solberg, juli 2014.

2D resistivetsprofiler fra APEX er satt sammen med NGU-profilene i en kvasi-3D-visning (fig. 16). Det er relativt godt samsvar i krysningen mellom endel av profilene, men variasjonen i ledningsevne i fjellet påvirker også resultatene i de ulike retningene profilene er målt. I tillegg er det RP4 som er mest påvirket av eventuelle ledende mineraler i fjell, siden dette har lengst elektrodeavstand og dermed blir mest påvirket av dypereliggende geologi.



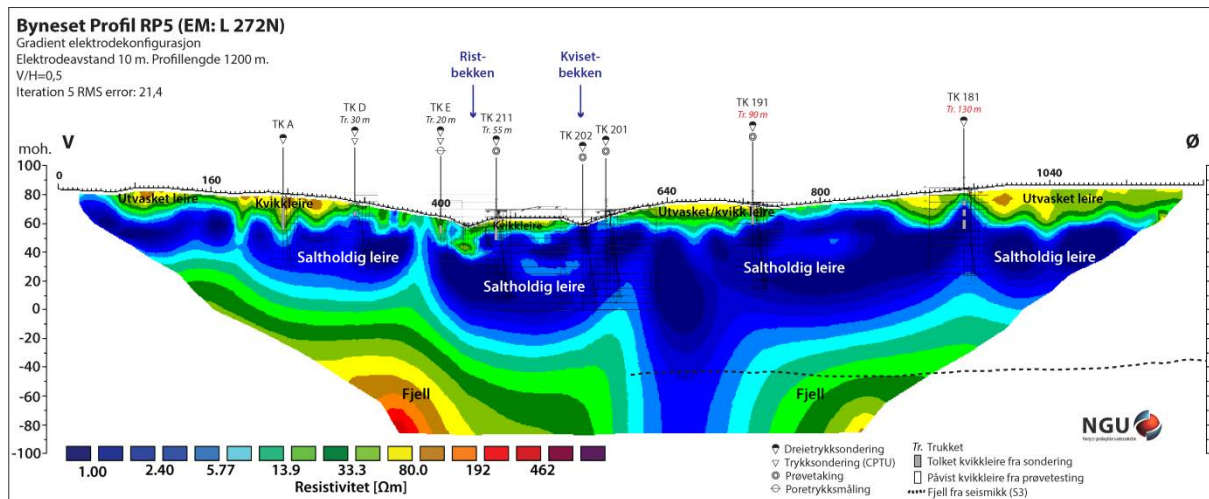
Figur 16. Kvasi-3D-visninger av 2D resistivetsprofilene RP1, RP2, RP4, N2, N3, N5 og N6 ved Esp. Fjellblotningen er observert i felt, og består av klorittskifer. Data fra Solberg et al. (2012a), APEX (2014) og denne rapporten. Se vedlegg 5 for lokalisering av alle profilene.

6.3 Einan

Ved Einan – Oppland er det målt et 1200 langt 2D resistivitetsprofil som krysser Ristbekken og Kvisetbekken (RP5, fig. 13 og 17). Som ved Esp er området er gjennomskåret av raviner og spor etter mange skred (fig. 12). Det er også målt EM fra helikopter (L 272N) og seismikk (S3) i området. De geotekniske undersøkelsene i området er utført av Trondheim kommune (TK 2012, 2013). I følge det kvartærgeologiske kartet går hele profilet over marine avsetninger.

I øvre del viser RP5 i hovedsak løsmasser med resistivitetsverdier mellom 10 og 100 Ωm (fig. 17). Dette er trolig utvasket leire. Under dette topplaget ligger gjennomgående ei sone med lave resistivitetsverdier ($< 10 \Omega\text{m}$) som tolkes til å være saltholdig leire. Noen av de geotekniske sonderingene som er utført i nærheten av profillinja til RP5 indikerer kvikkeleire i øvre del, før boremotstanden øker mot dypet. Generelt stemmer dette godt med 2D resistivitetsprofilen. I noen få unntak er kvikkeleire antydnet i områder med resistivitet under 10 Ωm (TK 181 og TK 211), men disse sonderingene ligger opptil 130 m fra profillinja. Det overordnede bildet er likevel nokså likt – med utvasket leire i skråninger ned i bekkedaler.

Både 2D resistivitetsprofilen og det refraksjonsseismiske profilet antyder store løsmassemektigheter i denne delen av Byneset, med opptil 120 m ned til fjelloverflaten (fig. 17 og vedlegg 12). Tolkes EM-profilen (vedlegg 10) viser dette et utvasket leirlag over saltholdig leire, og profilet antyder ikke overgangen mot fjell i dypet. Trolig er de store mektighetene av saltholdig leire med på å gi et overdrevet dyp til fjell på 2D- og EM-profilene.



Figur 17. 2D resistivitetsprofil RP5 ved Einan/Oppland med tolkning. Resultat fra refraksjonsseismisk profil S3 (stiplet linje) og geotekniske undersøkelser er lagt over. Merk at noen av boringene er utført opptil 130 m fra profillinja. Se også vedleggene 2, 6, 7, 10 og 12.



Figur 18. Ved østlige del av 2D resistivitetsprofil RP5 ved Einan/Oppland. Foto: I.L. Solberg, juli 2014.

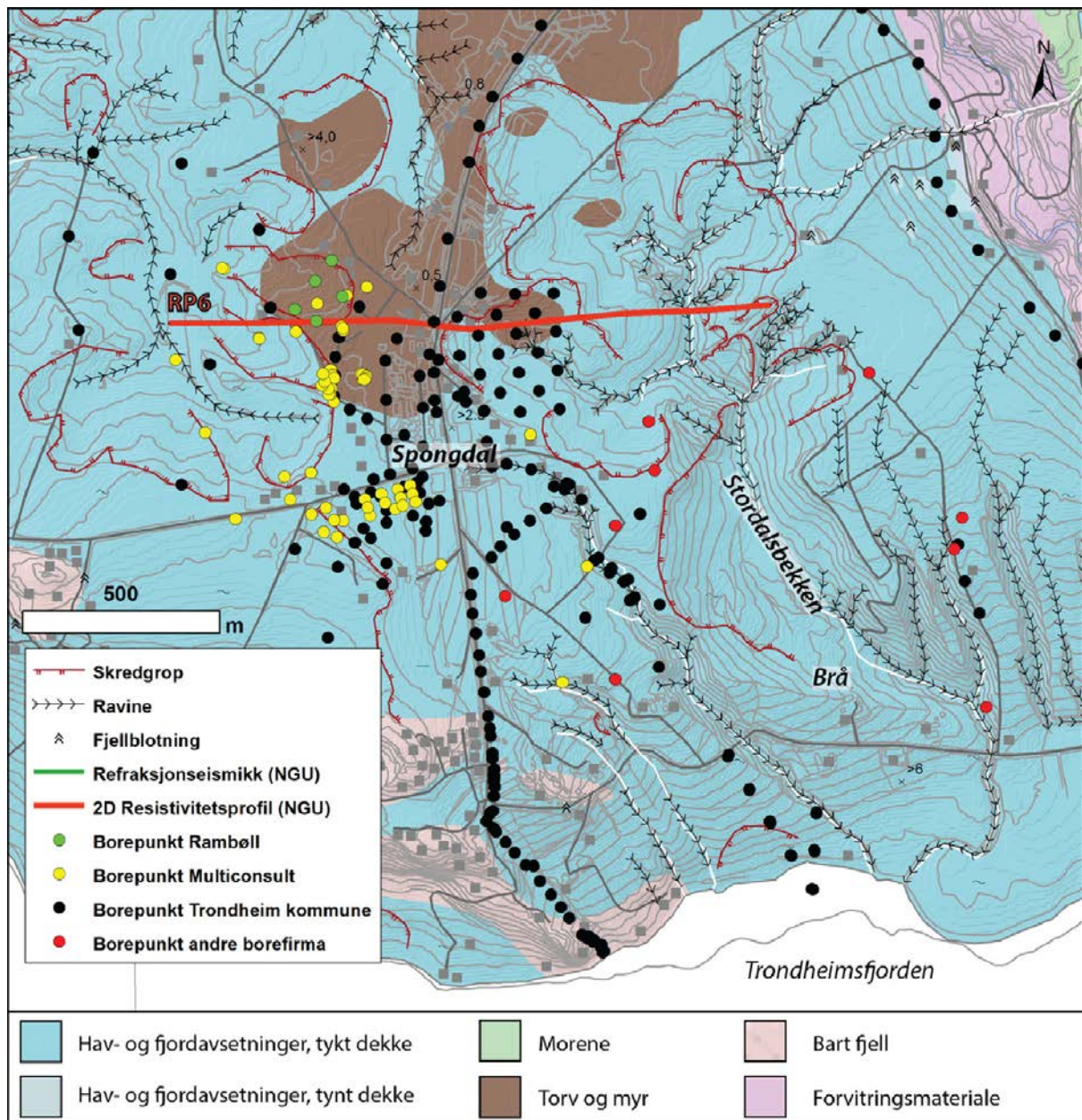
6.4 Spongdal

RP6 er det sørligste 2D resistivitetsprofil og går gjennom tettstedet Spongdal (fig. 19, 20). Det korresponderende EM-profilet her er L 551N. Det er gjort en rekke geotekniske undersøkelser i området, utført både av Trondheim kommune og ulike konsulenter (vedlegg 2). I følge det kvartærgeologiske kartet går profilet over myrområder og tykke hav- og fjordavsetninger. Det er også spor etter tidligere skredhendelser (fig. 21).

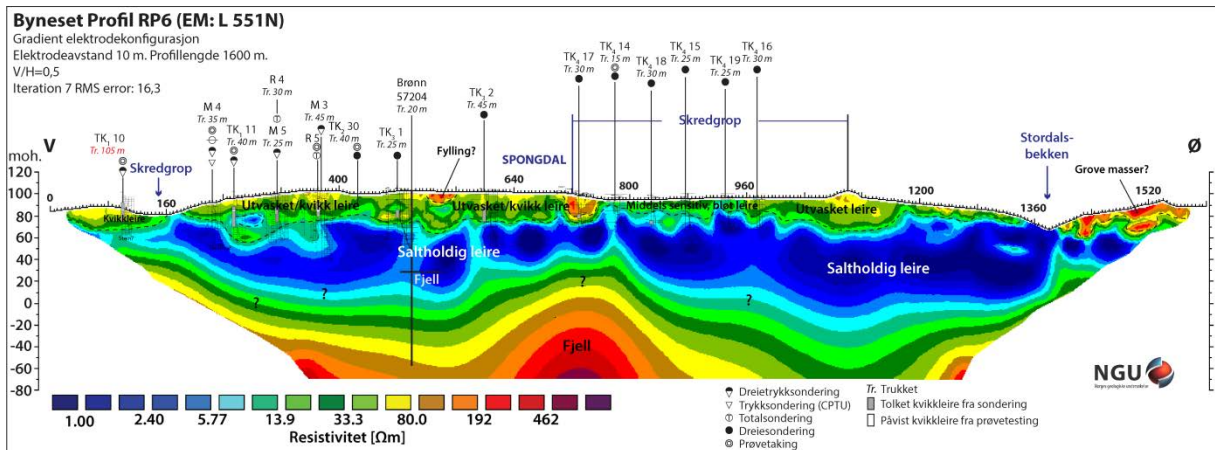
RP6 viser et opptil 30 m tykt topplag med resistivitetsverdier på 10-100 Ωm , som trolig er utvasket leire. RP6 viser et tilnærmet sammenhengende lag med lave resistivitetsverdier (<10 Ωm), tolket som saltholdig leire, under den utvaska leira. De fleste geotekniske sonderingene som er utført i nærheten av profillinja til RP6 indikerer soner med kvikkleire, og laboratorietester av prøver i tre borepunkt påviser kvikkleire (fig. 20). Generelt er dette i samsvar med resistivitetsverdiene som i hovedsak er over 10 Ωm i disse punktene.

Helt i øst, samt ved profilkoordinatene 540 og 730, er det høyere resistivitetsverdier (opp mot 500 Ωm) som antyder grove masser som sand/grus (fig. 18). Disse er ikke registrert på det kvartærgeologiske kartet. Resistivitetsverdiene er i utgangspunktet for lave til å være fjell, og under antydes dessuten leire. Selv om det i felt ble observert leire i dagen langs den østlige delen av profillinja, kan grove masser finnes under leira. Hvis det er grove masser under utvasket og relativt tørr leire, vil de resulterende resistivitetsverdiene kunne bli nokså høye. Litt sør for profilet er det ved boringer funnet sand/grus i leira, f.eks. ved undersøkelsene etter skredet ved Brå i 1928 (Holmsen 1929). Gruslag er også påtruffet i noen av sonderingene fra faresonekartleggingen (NGI 1988). Noen hundre meter øst for avslutningen av profilet RP6, finnes en rekke fjellblotninger i de marine avsetningene (fig. 19, 21).

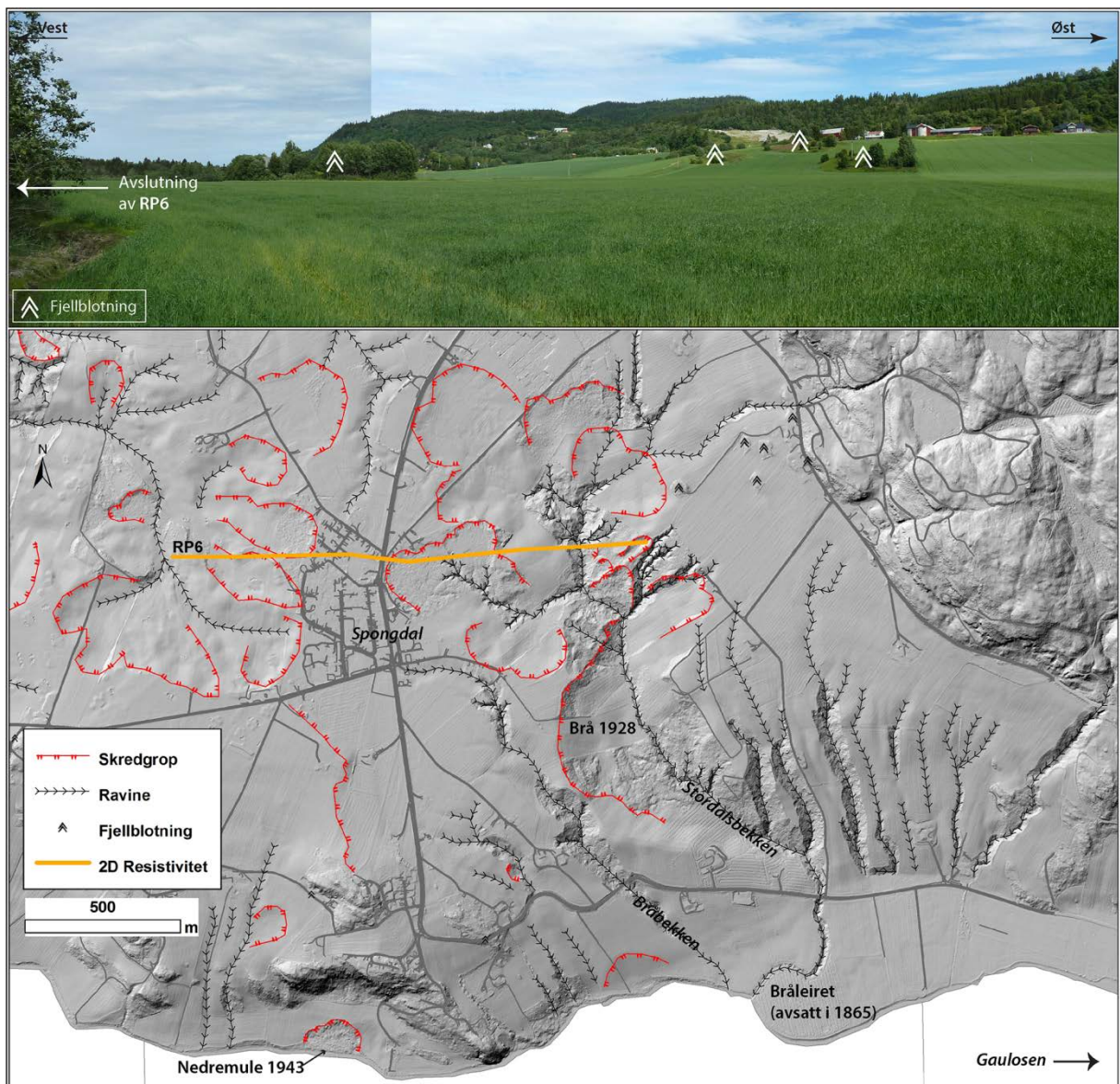
Nær profilkoordinat 500 er det boret en 180 m dyp grunnvannsbrønn, hvor fjell ble påtruffet ved 73 m (GRANADA 2014). Det godt ledende, utholdende laget av saltholdig, marin leire, fører trolig til at dyp til fjell blir overdrevet på RP6. Dybden til fjell er derfor usikker, men løsmassemektingen er trolig noe mindre enn for profil RP5. På EM-profilet (vedlegg 10) er det utvaskede leirlaget på toppen, samt det saltholdige leirlaget under, gjenkjennbart. Heller ikke EM-profilet greier å fange opp riktig dyp til fjell her.



Figur 19. Lokalisering av 2D resistivitetsprofilen RP6 og geotekniske borepunkt ved Spongdal. Det kvartærgeologiske bakgrunnskartet har i hovedsak kartleggingsmålestokk 1:50 000 (Reite 1983), så grensene på figuren er derfor ikke nøyaktige.



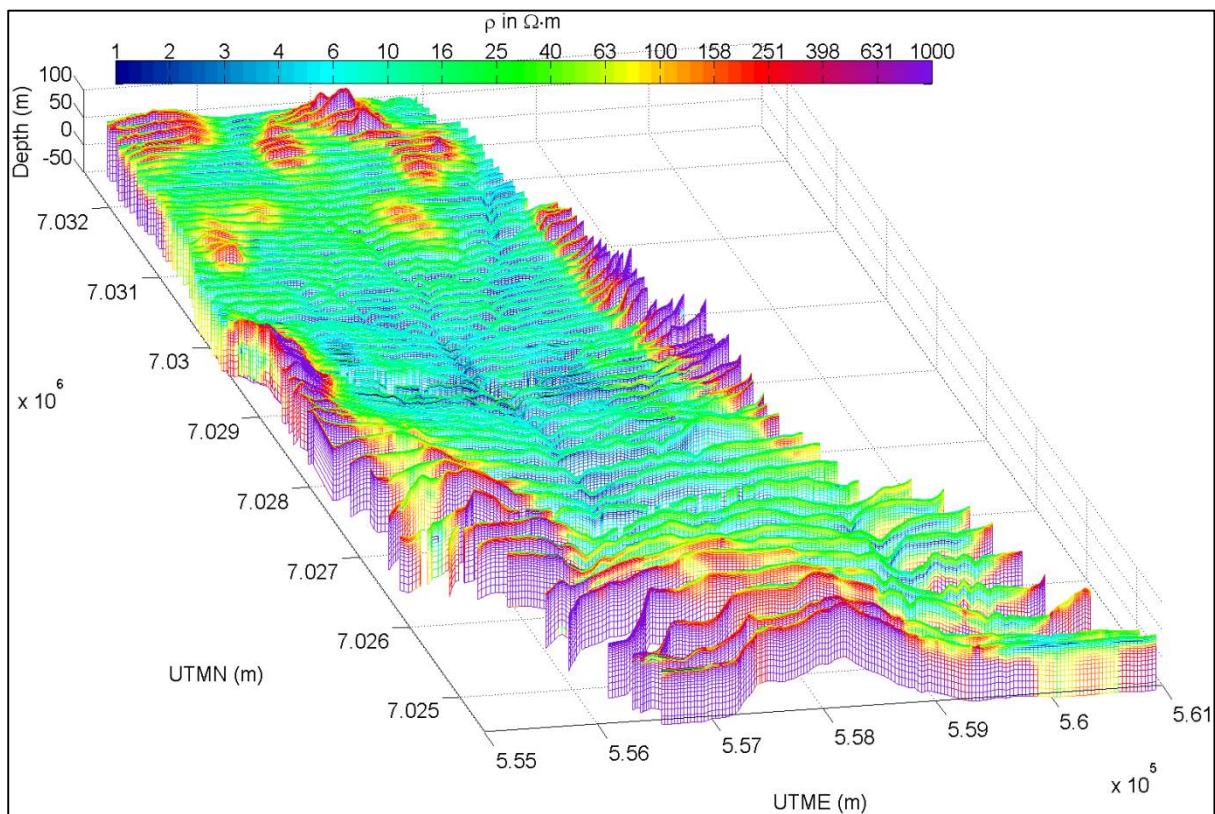
Figur 20. 2D resistivetsprofil RP6 ved Spongdal med tolkning. Resultat fra geotekniske undersøkelser er lagt over. Merk at noen av boringene er utført opptil 105 m fra profillinja. Brønn 57204 er fra GRANADA (2014). Se også vedleggene 2, 6, 7 og 10.



Figur 21. Øverst: Fjellblotninger i området nordøst for 2D resistivetsprofil RP6. Foto: I.L. Solberg, juli 2014. Nederst: LiDAR-data fra området ved Spongdal viser bl.a. skredgrop, raviner og fjellblotninger. Data fra Kartverket.

6.5 Resultater og tolkning fra inverterte EM-data

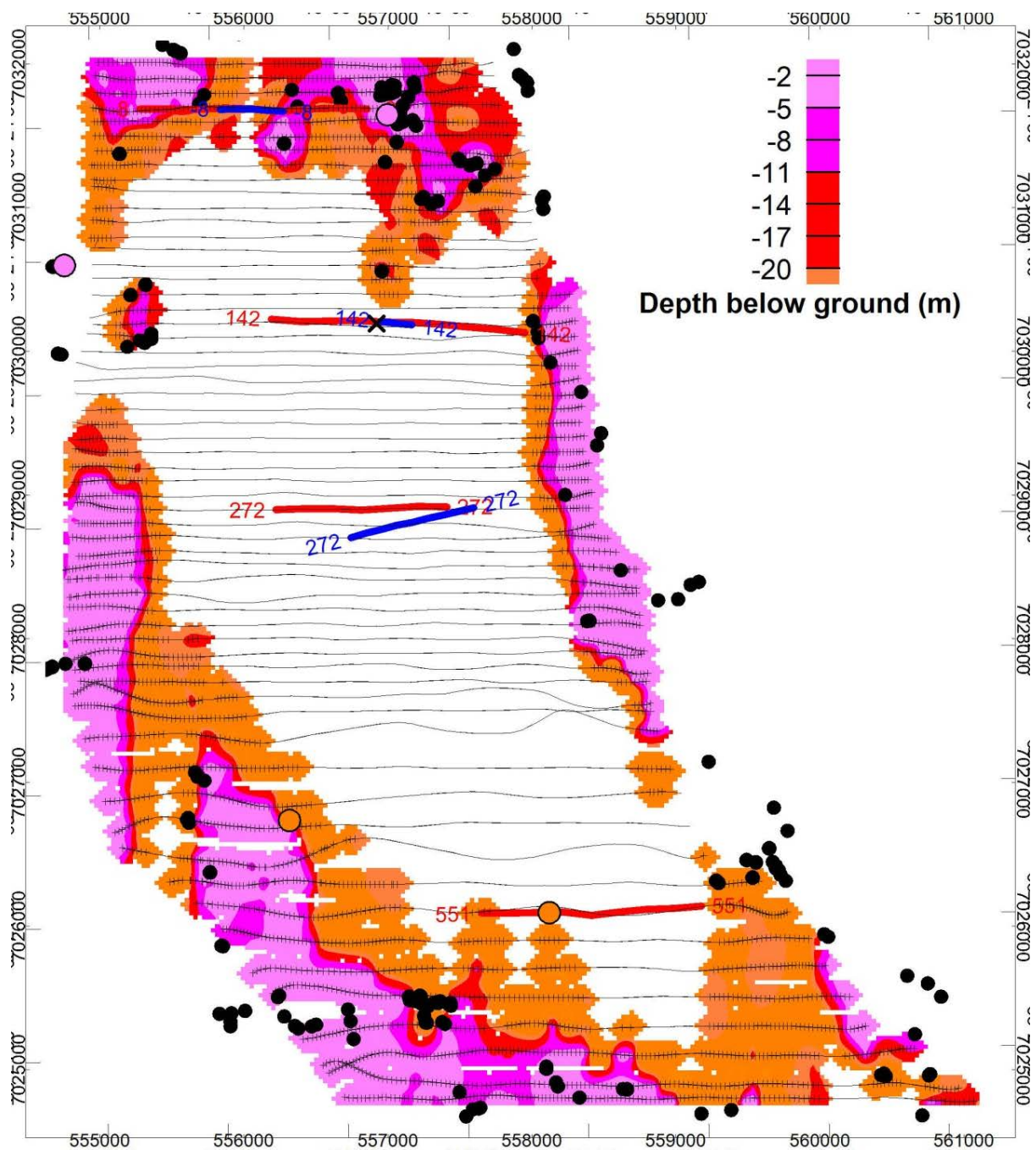
Det er målt en rekke EM-profiler fra helikopter på Byneset, se vedlegg 8 for kartoversikt. Vedlegg 10 viser, som tidligere nevnt, de fire profilene som korresponderer med 2D-resistivetsprofiler. I figur 22 er alle de inverterte EM-profilene satt sammen og gir et bilde av fordelingen av resistivetsverdier. De røde og lilla fargene representerer fjell, og samsvarer for det meste godt med det som er observert i felt. Grønt representerer utvasket leire, og mot dypet kan saltholdig leire skimtes i blått.



Figur 22. Alle de inverterte EM-profilene på Byneset satt sammen for å gi et bilde av fordelingen av resistivetsverdier (Aarhus-invertertering). Se mer beskrivelse i Baranwal et al. (2015).

Det er også gjort forsøk på å lage et dyp til fjell-kart basert på resultatene. Dette kan sees i figur 23, og selv om dette ikke er svært nøyaktig, gir det et godt overordnet bilde for Byneset. Framgangsmåten for dette er nærmere beskrevet i Baranwal et al. (2015).

Elektromagnetiske bølgers evne til å trenge ned i et materiale er styrt av materialets elektriske ledningsevne og bølgens frekvens. I elektrisk godt ledende marin leire (resistivitet lavere enn $10 \Omega m$) som på Byneset, er nedregningsdypet begrenset til mellom 20 og 30 meter for de anvendte frekvensene. I krystallint fjell med resistivitet større enn $5000 \Omega m$ er nedregningsdypet opp mot 150 meter. Dette betyr at hvor dypt en ser ned i bakken er styrt av hvilke materialer som ligger her og frekvens på utsendte bølge. Ofte blir dette nedregningsdypet kalt "Depth of investigation", DOI. Rent praktisk betyr dette at i sentrale deler av det helikoptermålte området hvor resistiviteten i leira er meget lav, er ikke dybderekkevidden større enn ca. 25 meter. Dette er årsaken til at kartet som viser dyp til fjell ikke angir større dyp enn i overkant av 20 meter (fig. 23).

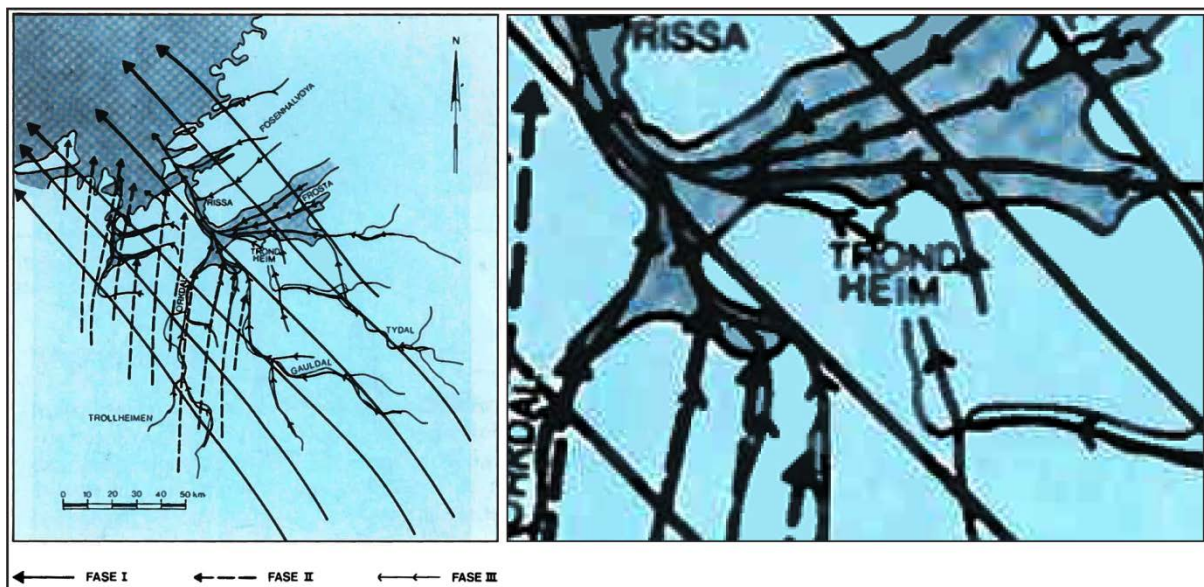


Figur 23. Dyp til fjell basert på resultatene fra EM-undersøkelsene. For å få fram et godt bilde, er resistivitetsverdien 200Ω benyttet som grense mot fjell. Orange farge betyr dypere enn 20 m til fjell. I det hvite området i sentrale deler er dyp til fjell mer enn 25 m, og usikker i EM-dataene. Dette skyldes tykke lag av godt ledende leire. Svarte prikker angir fjellblotninger. Fargede sirkler er boredata om fjelldyp. For flere detaljer vises til Baranwal et al. (2015).

7. DISKUSJON

7.1 Geologisk utvikling

I strandsonen, i området Hangeråsen-Høstadmyra-Høstad, samt langs Bymarka, finnes en rekke fjellblotninger (fig. 2, 3 og 8). I sentrale deler av Byneset er det et overfordypet basseng, med dyp til fjell på minst 120 m. Figur 24 viser hvordan brebevegelsen i Trøndelag kan ha vært i ulike faser. Hovedbevegelsesretningen var mer eller mindre uavhengig av topografien og gikk nordvest over Byneset (Reite 1990). I senere faser spilte topografien større rolle, og trolig også bergartstyper. På Byneset er det i vestlig del nokså harde bergarter, mens det i sentrale deler trolig går en bergartsgrense mot en mykere bergart. Dette kan være årsaken til den relativt kraftige glasiale erosjonen i sentrale deler på Byneset. Isskuringsstriper er funnet i Buvika 4 km sør for Byneset, med retning nordvest (Solberg et al. 2008a). Dette er sammenfallende med hovedbevegelsesretningen. På denne tiden kan Byneset delvis ha vært på plukk-/lesida i forhold til Bymarka. I overgangen fra en hard (trondhemitt og grønnstein) til en mykere bergart (glimmerskifer), kan fordypningen ha blitt erodert. I Gaulosen sør for Byneset er dyp til fjell ca. 500 m (Rise et al. 2006), så i fase II og III (fig. 24) har brestrømmen f.eks. fra Buvika dreid mot nordvest.



Figur 24. Rekonstruksjon av tre brebevegelsesfaser i Sør-Trøndelag (etter Reite 1990). Figuren til høyre er nærbilde av området ved Trondheim/Byneset.

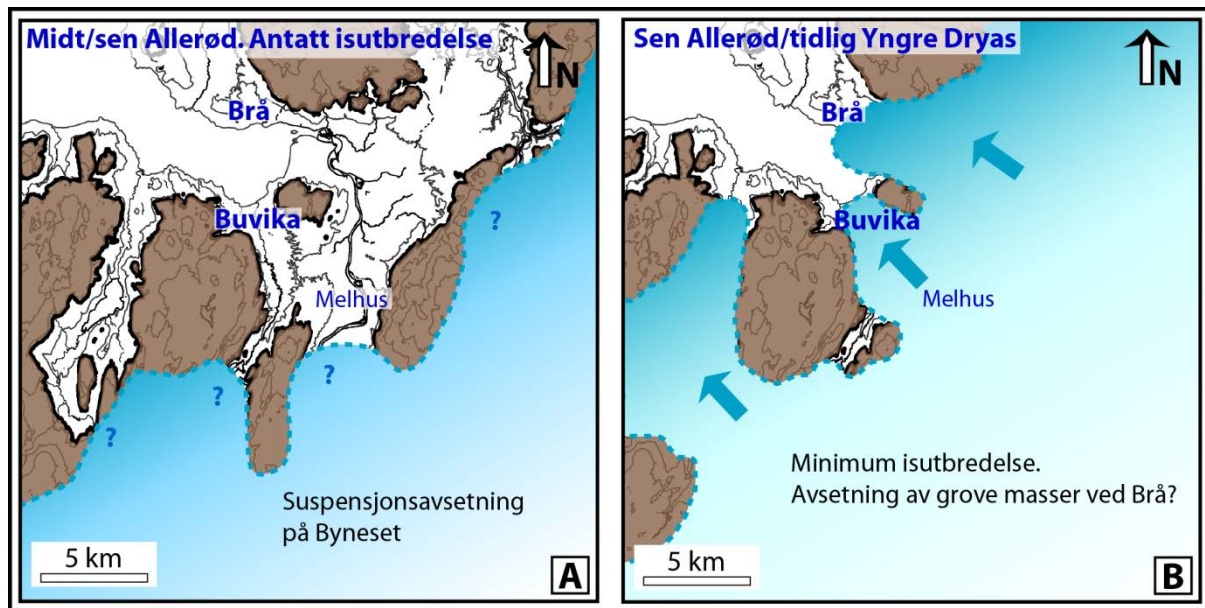
Fase I: Innlandsisen hovedbevegelsesretning i siste istid.

Fase II: Nordlig isbevegelse, trolig fra en brekappe over Trollheimen. Alderen er usikker.

Fase III: Isbevegelsen etter at bretykkelsen ble så liten at retningen ble betinget av topografien.

Det er ikke funnet store mengder grove løsmasser under marin grense. Geotekniske profiler viser svært få sand-/gruslag, bortsett fra ved Brå (Holmsen 1929; NGI 1988). På 2D resistivitetsprofilene er det noen steder funnet lommer med resistivitetsverdier som kan representere sand/grus, bl.a. ved Spongdal/Brå. Her ligger det også leire under de grove avsetningene. I følge Solberg et al. (2008a) var det trolig et lite breframrykk i sen Allerød/ tidlig Yngre Dryas, og det kan være i løpet av dette at de grove løsmassene ble avsatt

ved Brå (fig. 25). Leira er i tillegg meget fast i nedre del av boreprofilene, noe som tyder på at den kan være overkonsolidert av breen. Etter at isen igjen trakk seg tilbake ble nye lag av marin leire avsatt.

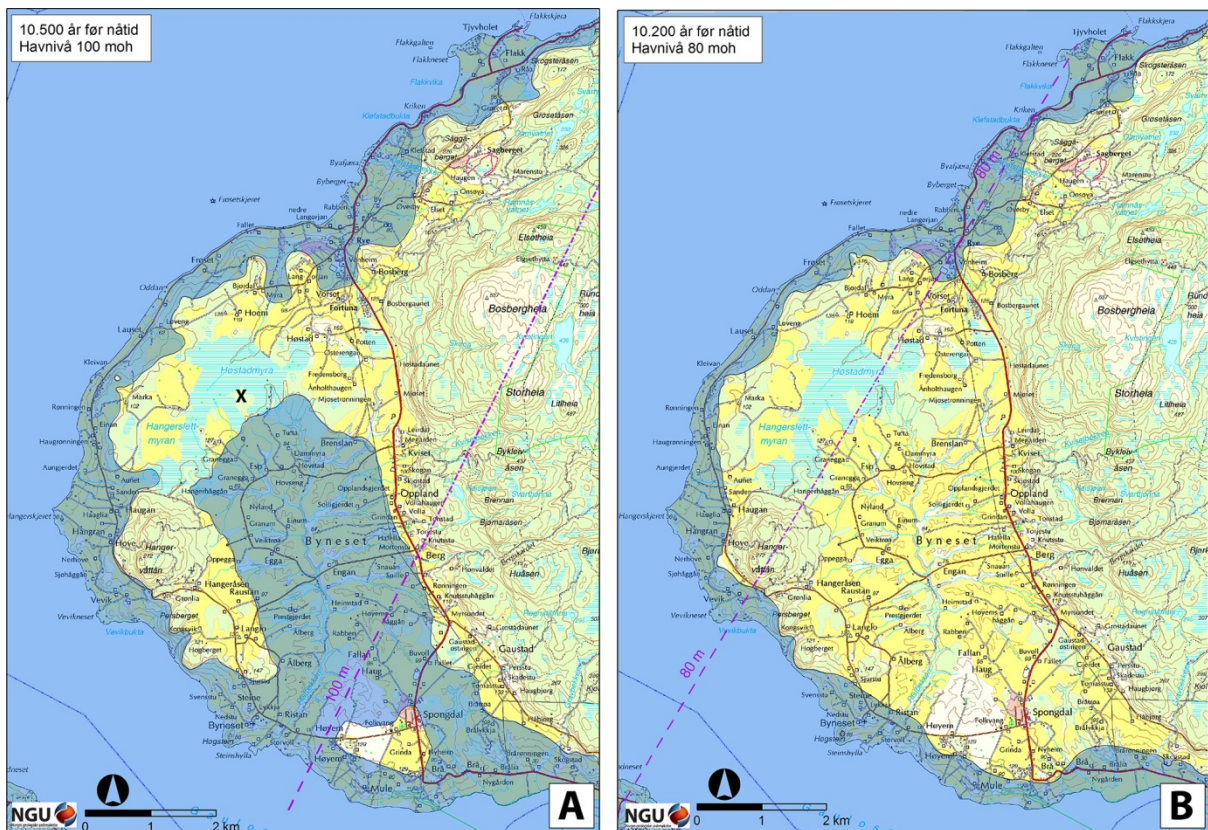


Figur 25. Tidligere rekonstruksjon av isbevegelser nær Byneset. Blå: isbre; Brun: tørt land; Hvit: sjø; Tykk, svart linje: MG. Ekvidistans: 100 m. A: Midt/sen Allerød bretilbaketrekking, B: Sen Allerød/tidlig Yngre Dryas breframrykk. Modifisert etter Solberg et al. (2008a).

Under marin grense er den dominerende løsmassetypen på Byneset tykke, marine avsetninger. Disse ble avsatt under isavsmeltingen, og fylte det ovennevnte bassenget. Kun Hangevåtten og Bymarka lå over marin grense. Som figur 4 viser, er det noen områder som er relativt uberørt av erosjon, og som representerer opprinnelig havbunn. Landhevingen var raskest i første del av isavsmeltingen, og figur 26 illustrerer når Høstadmyr-området og deretter sentrale deler av Byneset ble hevet over datidens havnivå.

Ved krysset på figur 26A, er det kartlagt en liten grusforekomst (Nålsund 1985). Studeres denne avsetningen på LiDAR-data (fig. 12 og 13), ser man at dette trolig er en strandavsetning som nok også finnes rundt andre oppstikkende bergnabber i nærheten. Løsmassene ble avsatt da havet stod litt høyere enn 100 moh.

Etterhvert som landet hevet seg begynte bekker å erodere i landskapet. Bekkene starter i dag i Bymarka, Høstadmyra eller Stormyra. Ved bruk av LiDAR-data ble det kartlagt ca. hundre groper etter skred i leire. I mange av disse var nok omrøring av kvikkleire involvert, trolig med bekkeerosjon som utløsende årsak. I noen tilfeller kan det være vanskelig å se om ei grop er en del av prosessen med ravineutvidelse, eller en skredhendelse/mindre utglidning.



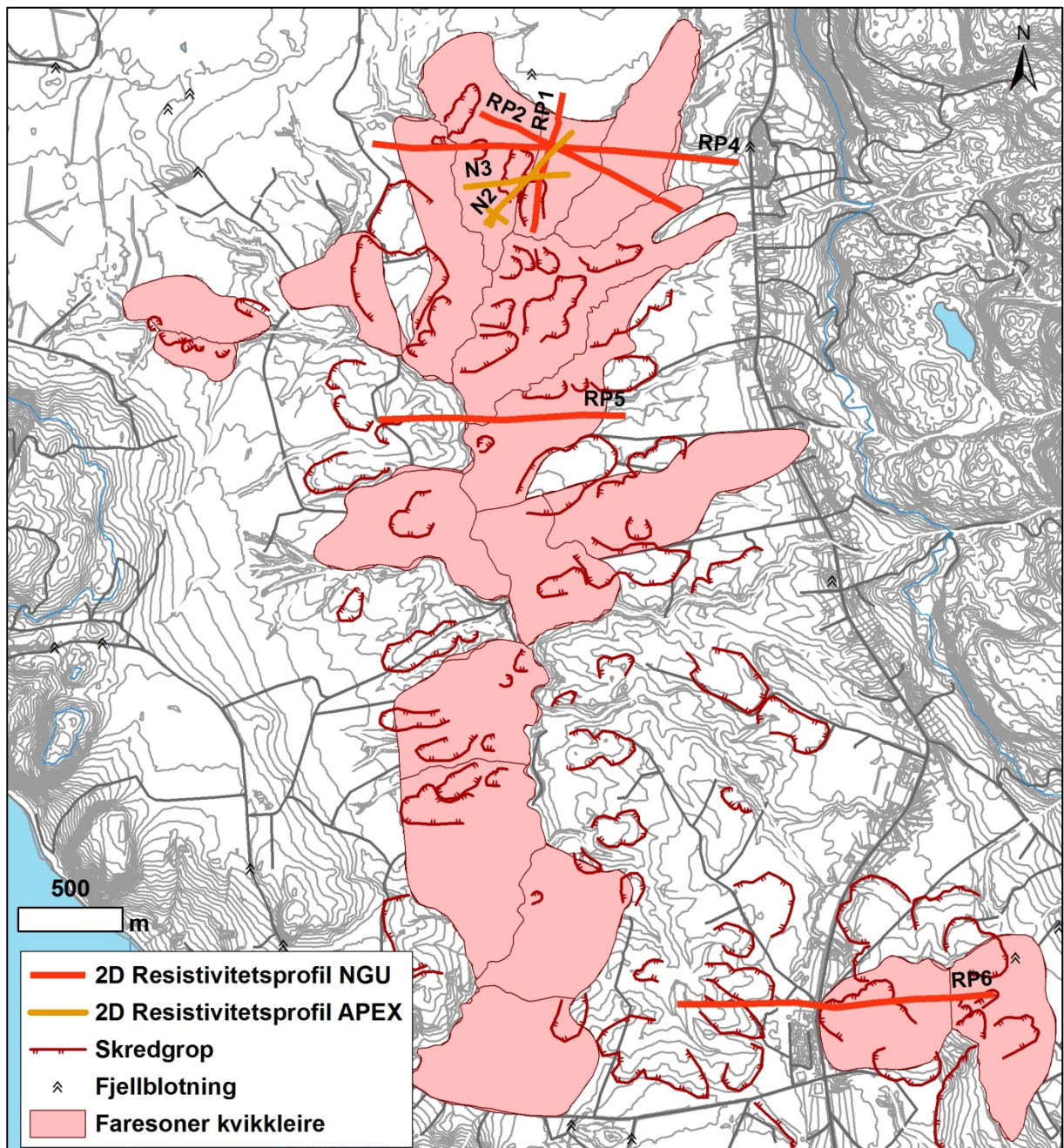
Figur 26. Illustrasjon over tidligere havnivå på Byneset: (A) 100 m over dagens havnivå 10 500 år før nåtid. X angir observert grus. (B) 80 m over dagens havnivå 10 200 år før nåtid. Modifisert etter Løvseth et al. (2014).

7.2 Kvikkleire og faresoner

Selv om berggrunnsrelieffet er nokså varierende med det overfordypede bassenget i sentrale deler, og bratt opp mot Bymarka i øst, ser det ut til at utvaskingen av leira i hovedsak har foregått i øvre del av avsetningen. Utvaskingen kan ha gått relativt sakte, siden det ut fra de geotekniske undersøkelsene ser ut til å være få sand-/gruslag i leira. Som vi ser på 2D resistivetsprofiler fra andre leirområder (f.eks. Solberg et al. 2012b), er leira ofte utvasket i skråningene ned i, og i haugene mellom, ravinene. I enkelte tilfeller er utvaskingen skjedd også noe under bunnivået til ravinen/bekken. NVE har befart mange av bekkene på Byneset, og det er dokumentert aktiv erosjon og utglidninger i hele Ristvassdraget (NVE 2012b).

2D resistivetsprofil RP4 ved Esp krysser tre faresoner for kvikkleireskred (fig. 27). Grensa for faresona i vest ligger ca. ved profilkoordinat 120. Her ser det ut til at det saltholdige laget nærmer seg overflata, noe som kan være stabiliserende. I øst går faresonegrensa i ravinene ved profilkoordinat 1450. Skråningen i øst har utvasket leire som kan være kvikk. Området ligger mellom ravinene, og kan ha blitt ansett for å være for lite til å kunne utgjøre en faresone. I forhold til de andre profilene her ved Esp (fra Solberg et al. (2012a) og APEX (2014)), kunne sona "Trefaltmyra" trolig vært avgrenset ca. 100 m lenger sør, på bakgrunn av informasjonen fra RP1. RP2 og N-profilene ligger innenfor faresoner, og alle profilene antyder utvasket leire i toppen.

2D resistivetsprofilene ved Esp er satt sammen og gir et mer helhetlig bilde av grunnforholdene og fordelingen av utvasket og saltholdig leire (fig. 16). Ofte kan slike sammensatte profiler gi et godt inntrykk av hvor og hvordan et eventuelt skred kan bre seg. Lokalisering av lag og lommer av potensiell kvikkleire gir naturlig nok viktig informasjon, men også saltholdig leire og evt. sand/grus er viktig for å vise hvor grunnforholdene trolig er mer stabile. Når det gjelder lokaliseringen av fjell får man noen innspill på dette, men på grunn av noen litt ”vanskelige” fjellverdier er ikke dette bildet komplett ved Esp.



Figur 27. 2D resistivetsprofiler fra NGU og APEX sammen med lokaliseringen av faresoner på Byneset. Se vedlegg 1 for faregraden til de ulike sonene.

Ved Einan/Oppland krysser RP5 to faresoner på østsiden av Ristbekken. Hele profilet antyder utvasket leire i det øverste laget, også på vestsiden av bekken. Flere sonderingsprofiler her kan tolkes som kvikkleire, så dette er et område man bør være oppmerksom på, selv om det ikke er avmerket som en faresone.

Ved Spongdal krysser profil RP6 to faresoner på den østlige halvdel. Tilnærmet hele profilet vest for Stordalsbekken viser utvasket leire i den øvre delen, og en rekke geotekniske undersøkelser antar eller påviser kvikkleire her. Den vestlige delen av Spongdal har ingen faresoner, er nokså flat, og med relativt liten grad av bekkeerosjon. Området har likevel spor etter tidligere skredaktivitet, og kan med tilstedeværelse av kvikkleire potensielt gi lokale stabilitetsproblemer. I følge NVE er det utført ny faresonekartlegging på Spongdal, men dette er ikke publisert på Skrednett enda (pers. med. Ingrid Havnen).

Det nordligste profilet, RP3, krysser ingen faresoner. I den østlige løsmasselomma er det antatt utvasket leire, som potensielt kan være kvikk. I den vestlige lomma er store deler trolig stabil, saltholdig leire. Siden elektrodeavstanden er 10 m, kan det ligge et utvasket leirlag over. Det er ingen bekker i umiddelbar nærhet, og derfor lite erosjon.

Figur 23 viser et kart som gir indikasjoner på dyp til fjell. Et tilsvarende kart for mektighet av utvasket leire, dvs. potensiell kvikkleire, ble også forsøkt laget. Sammenligning med 2D resistivitetsdata og boredata viste at dette kartet ble for unøyaktig, og det ble derfor valgt ikke å ta dette med.

7.3 Bruk av ulike typer undersøkelser for kartlegging av geologi og materialeegenskaper

Sammenstillingen av data fra geofysiske, geologiske og geotekniske undersøkelser på Byneset gir en helhetlig oversikt over og tilnærming til området. Detaljeringsgraden og undersøkelsesmålestokken er svært forskjellig; fra helikopter-EM-målinger til detaljstudier i felt.

Helikopter EM-data har dårligere oppløsning enn 2D resistivitetsdata innsamlet på bakken, og gir derfor et grovere bilde av grunnforholdene. Det gir likevel mye informasjon i forhold til oversiktskartlegging for et område. Ved helikoptermålinger dekker man store områder på kort tid, men prosessering og valg av inversjonsmetoder krever endel ressurser (se mer om dette i Baranwal et al. 2015). Oversiktskartleggingen gir indikasjoner på dyp til fjell og fordeling av løsmasser. På Byneset er det lite grove sedimenter; hav- og fjordavsetningene består for det meste av leire. Som for 2D-data, indikerer også EM-data også hvor leira er mest utvasket, og hvor saltholdig leire dominerer, men med mindre detaljer.

De fleste ravinene i Ristvassdraget er relativt grunne, styrt av erosjonsbasis ved Rista mølle. Som nevnt over er leira ofte utvasket i skråningene ned i, og i haugene mellom, ravinene. Både EM- og 2D-data viser dette, og støttes av de geotekniske undersøkelsene. Skredgropene er heller ikke svært dype.

Ledende mineraler i fjell kan være en utfordring ved bruk av elektriske metoder, når formålet er kartlegging av egenskaper i marin leire. I forbindelse med metodeutviklingsprosjektet i Buvika ble man spesielt oppmerksom på denne problemstillingen (Dalsegg et al. 2006; Solberg et al. 2008b). Berggrunnskartet for Byneset har fram til nå vært nokså grovt, men detaljert feltkartlegging har vært gjennomført de siste årene – og det første resultatet er

presentert som fig. 2 i denne rapporten. Denne viser at grafittførende lag finnes i fyllitt også på Byneset – og er tolket til å ha påvirket resultatet i noen av de elektriske målingene.

Bruk av 2D resistivitetmålinger for å kartlegge potensiell kvikkleire har blitt gjennomført i en rekke prosjekter de siste ti årene. Resultatene viser at metoden kan peke ut soner i undergrunnen som kan inneholde kvikkleire. Sammenligning med laboratorietestede prøvedata, viser at sonen med reell kvikkleire som regel er mindre enn antydnet på resistivitetsprofilen. Dette er ikke uventet, siden leire som er utvasket men ikke kvikk, vil ligge i samme resistivitetsintervall som kvikkleire. Også ved tolkning av sonderinger blir ofte kvikkleirelaget antydnet større enn det som blir funnet ved labanalyser. Ved NGUs målinger på Byneset ble det benyttet 10 m elektrodeavstand på de fleste profiler. Når man sammenligner med boringer som vanligvis er 30-40 m dype, blir dette nokså grovt. Likevel er det i de fleste tilfeller godt samsvar mellom metodene. I forhold til kvikkleirerelaterte problemstillinger vil det være en fordel med 5 m (eller 2 m) elektrodeavstand – som da vil ha bedre oppløsning i de øvre deler.

Det kvartærgeologiske kartet ble opprinnelig laget av Reite i 1983. Kartleggingsmetodikk og -målsettinger har endret seg endel etter dette – ikke minst de siste årene med utstrakt bruk av LiDAR-data (Fredin et al. 2014). Det er på noen av figurene i denne rapporten lagt til detaljer fra felt/LiDAR-observasjoner, men det er ikke foretatt en systematisk oppdatering av dette kvartærgeologiske kartet. Dette burde nok gjøres i framtiden.

8. KONKLUSJON

I etterkant av kvikkleireskredet på Byneset 1. januar 2012, ble det gjennomført 2D resistivitetmålinger som en del av den umiddelbare kartleggingen av områdene rundt skredgropa. Sammen med geotekniske grunnundersøkelser var dette noe av grunnlaget for vurderingene av stabiliteten til området etter skredhendelsen. I tiden etter er det gjort mange flere grunnundersøkelser; både geotekniske, geologiske og geofysiske. Detaljeringsgraden og undersøkelsesmålestokken er svært forskjellig; fra helikopter-EM-målinger til detaljstudier i felt.

Rapporten er en sammenstilling av geofysiske data samlet inn av NGU og APEX, geotekniske data samlet inn av kommunen, statlige organisasjoner og konsulentfirma, samt annen geologiske informasjon fra feltarbeid, LiDAR-data og litteratur. Det er lagt hovedvekt på områdene med 2D resistivitetsprofiler, men også kvartærgeologi, berggrunnsgeologi og geomorfologisk utvikling for Byneset som helhet er vektlagt. I sammenligningen mellom de ulike typene data er det som oftest godt samsvar.

Helikopter EM-data har dårligere oppløsning enn 2D resistivitetsdata innsamlet på bakken, og gir derfor et grovere bilde av grunnforholdene. Det gir likevel mye informasjon i forhold til oversiktskartlegging for et område. Som for 2D-data, indikerer også EM-data også hvor leira er mest utvasket, og hvor saltholdig leire dominerer, men med mindre detaljer.

Bruk av 2D resistivitetmålinger for å kartlegge potensiell kvikkleire har blitt gjennomført i en rekke prosjekter de siste ti årene, og resultatene viser at metoden kan peke ut soner i undergrunnen som kan inneholde kvikkleire. Også resultatene fra undersøkelsene på Byneset er i samsvar med NGUs tolkningsmodell for karakterisering av leire med 2D resistivitetmålinger.

9. REFERANSER

ABEM 1999: ABEM Terrameter SAS 4000/SAS 1000. Instruction Manual. ABEM Printed Matter 93101. ABEM, Sverige

ABEM 2012: ABEM Terrameter LS. Instruction Manual. ABEM Printed Matter 20120109, based on release 1.10. ABEM, Sverige

APEX 2014: Report on the geophysical surveys at Byneset & Tiller, Norway for NTNU. APEX Geoservices report AGL14054_02, 23rd May 2014

Auken, E. and Christiansen, A. V., 2004: Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data: *Geophysics*, 69, 752-761.

Baranwal, V.C., Dalsegg, E., Tønnesen, J.F., Rønning, J.S., Solberg, I.L. Rodionov, A. & Dretvik, H. 2015: Mapping of marine clay layers using Airborne EM and ground geophysical surveys at Byneset, Trondheim municipality. NGU rapport 2015.006

Christiansen, A. V. and Auken, E., 2012: A global measure for depth of investigation: *Geophysics*, 77, WB171-WB177.

Christiansen, A. V., Auken, E., Foged, N., and Sørensen, K. I., 2007: Mutually and laterally constrained inversion of CVES and TEM data - A case study: *Near Surface Geophysics*, 5, 115-124.

Dahlin, T. 1993: On the Automation of 2D Resistivity Surveying for Engineering and Environmental Applications. Dr. Thesis, Department of Engineering Geology, Lund Institute of Technology, Lund University. ISBN 91-628-1032-4

Dalsegg, E., Elvebakk, H., Rønning, J.S., Solberg, I.L., Solli, A., Tønnesen, J.F. 2006: Geofysiske målinger for løsmassekartlegging i Buvika, Skaun kommune, Sør-Trøndelag. NGU rapport 2006.006

Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R. 2014: Kwartærgeologisk kartlegging ved NGU - Informasjon og instruks. NGU Intern rapport 2014.002

Geosoft 1997: Geosoft HEM module reference manual. Geosoft Canada.

Geotech 1997: Hummingbird Electromagnetic System. User's manual. Geotech Ltd. October 1997.

GRANADA 2014: Nasjonal grunnvannsdatabase. <http://geo.ngu.no/kart/granada/> [sitert januar 2015]

Helland, A. 1896: Lerfald. Norsk teknisk tidsskrift Vol. 14(3): 88-96

Helland, A. 1898: Topografisk-statistisk beskrivelse av Søndre Trondhjems Amt. Første del: Den almindelige del og Trondhjem. Norges land og folk XVI

Holmsen, G. 1929: Lerfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. NGU nr. 132

Holmsen, G. & Holmsen, P. 1946: Leirfall i årene 1940-1945. NGU nr. 167

King, J.R. 2013: Udrenert skjærkryp i kvikkleire: utvikling av treaksialrigg og vurdering av Esp, Byneset, som forsøksfelt. Masteroppgave, IBAT, NTNU

L'Heureux, J.S. & Solberg, I.L. 2012: Utstrekning og utløpsdistanse for kvikkleireskred basert på katalog over skredhendelser i Norge. NGU rapport 2012.040

Loke, M.H. 2010: Res2DInv ver. 3.59.102. Geoelectrical Imaging 2D and 3D. Instruction Manual. Geotomo Software, www.geoelectrical.com

Løvseth, S., Røstum, O. & Opland, J.S. (red.) 2014: Byneset gjennom tidene. Fra veidefolk til frodig bygdesamfunn. Byneset Bygdebok nr. 8. Byneset historielag

Montafia, A. 2013: Influence of Physical Properties of Marine Clays on Electric Resistivity and Basic Geotechnical Parameters. Masteroppgave, IBAT, NTNU

Multiconsult 2014: Oksbeljen, Spongdal. Datarapport. Multiconsult rapport 414729-RIG-RAP-001, 27.01.14

NGI 1988: Kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleireskred. Kartblad Orkanger. NGI rapport 81074-1, 01.07.1988

NGI 1994: Kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleireskred. Kartblad Orkanger. Borerresultater. NGI rapport 81074-2, 18.03.1994

NIFS 2012: Datarapport for kvikkleireskred ved Esp i Byneset i januar 2012. NIFS rapport 34/2012, 31.10.2012

NVE 2012a: Kvikkleireskred ved Esp på Byneset i Trondheim. NVE rapport 1-2012, foreløpig rapport, 09.01.2012

NVE 2012b: Ristvassdraget. Befaring av Ristvassdraget på Byneset. Befaringsrapport. Saksnr.: 200704463-66, oktober 2012

Nålsund, R. 1985: Befaring av en grusforekomst ved Høstadmyra på Byneset, Trondheim kommune. NGU rapport 85.221

Rambøll 2009: Utbygging Spongdal. Datarapport. Rambøll rapport 6090615-1, 27.11.09

- Reiser, F., Dahlin, T., Rønning, J.S. & Solberg, I.L. 2010: Resistivity modelling for clay layer characterization, possibilities and limitations. NGU rapport 2010.047
- Reite, A.J. 1983: Orkanger. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1521 I, M 1:50 000. NGU Skrifter 47
- Reite, A.J. 1990: Sør-Trøndelag fylke. Kvartærgeologisk kart M 1:250 000 med veiledning. NGU Skrifter 96
- Reite, A.J., Sveian, H. & Erichsen, E. 1999: Trondheim fra istid til nåtid – landskapshistorie og løsmasser. NGU Gråsteinen 5.
- Rise, L., Bøe, R., Sveian, H., Lyså, A. & Olsen, H.A. 2006: The deglaciation history of Trondheimsfjorden and Trondheimsleia, Central Norway. Norsk geologisk tidsskrift 86, 419–438
- Rønning, J.S. 2013: NGUs helikoptermålinger. Plan for sikring og kontroll av datakvalitet. NGU Intern rapport 2013.001.
- Slagstad, T., Pin, Ch., Roberts, D., Kirkland, Ch., Grenne, T., Dunning, G., Sauer, S., Andersen, T. 2014: Tectonomagmatic evolution of the Early Ordovician suprasubduction-zone ophiolites of the Trondheim Region, Mid-Norwegian Caledonides. I: Corfu, F., Gasser, D., Chew, D. (eds) New Perspectives on the Caledonides of Scandinavia and related areas. Geological Society, London, Special Publication 390, 541-561
- Solberg, I.L., Dalsegg, E., L'Heuereux, J.S. Rønning, J.S. 2012a: Resistivitetmålinger for løsmassekartlegging ved skredgrop på Byneset, Sør-Trøndelag. NGU rapport 2012.004
- Solberg, I.L., Hansen, L., Rokoengen, K., Sveian, H. & Olsen, L. 2008a: Deglaciation history and landscape development of fjord-valley deposits in Buvika, Mid-Norway. *Boreas* 37: 297–315. doi:10.1111/j.1502-3885.2007.00020.x. ISSN 0300-9483.
- Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 2011: Veileder for bruk av resistivitetmålinger i potensielle kvikkleireområder. Versjon 1.0. NGU rapport 2010.048
- Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, J.S., Haugen, E.D., Dalsegg, E. & Tønnesen, J.F. 2012b: Combined geophysical and geotechnical approach for ground investigations and hazard zonation of a quick-clay area, Mid Norway. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. Published, Vol. 71(1): 119-133, DOI: 10.1007/s10064-011-0363-x
- Solberg, I.L., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Hansen, L., Rokoengen, K. & Sandven, R. 2008b: Resistivity measurements as a tool for outlining quick clay extents and valley fill stratigraphy: feasibility study from Buvika, Central Norway. *Canadian Geotechnical Journal* 45: 210-225

Solli, A. 1999: Berggrunnskartlegging Byneset, geo.ngu.no/kart/berggrunn [sitert januar 2015]

TK 1972: Spongdal – Byneset. Datarapport. Trondheim kommune rapport R.0252, 05.09.1972

TK 1986: Reguleringsplan Spongdal. Datarapport. Trondheim kommune rapport R.0686, 04.04.1986

TK 1989: Frøsetfallet – ras. Grunnundersøkelser. Geoteknisk vurdering. Trondheim kommune rapport R.783, 15.12.1989

TK 1990: Bustadfelt Spongdal. Datarapport. Trondheim kommune rapport R.0451-2, 05.03.1990

TK 2008: Spongdal skole – kvikkleirekartlegging. Datarapport. Trondheim kommune rapport R.1409, 01.09.2008

TK 2012: Esp-Byneset, Kvikkleiresked. Datarapport. Trondheim kommune rapport R.1527, 18.09.2012

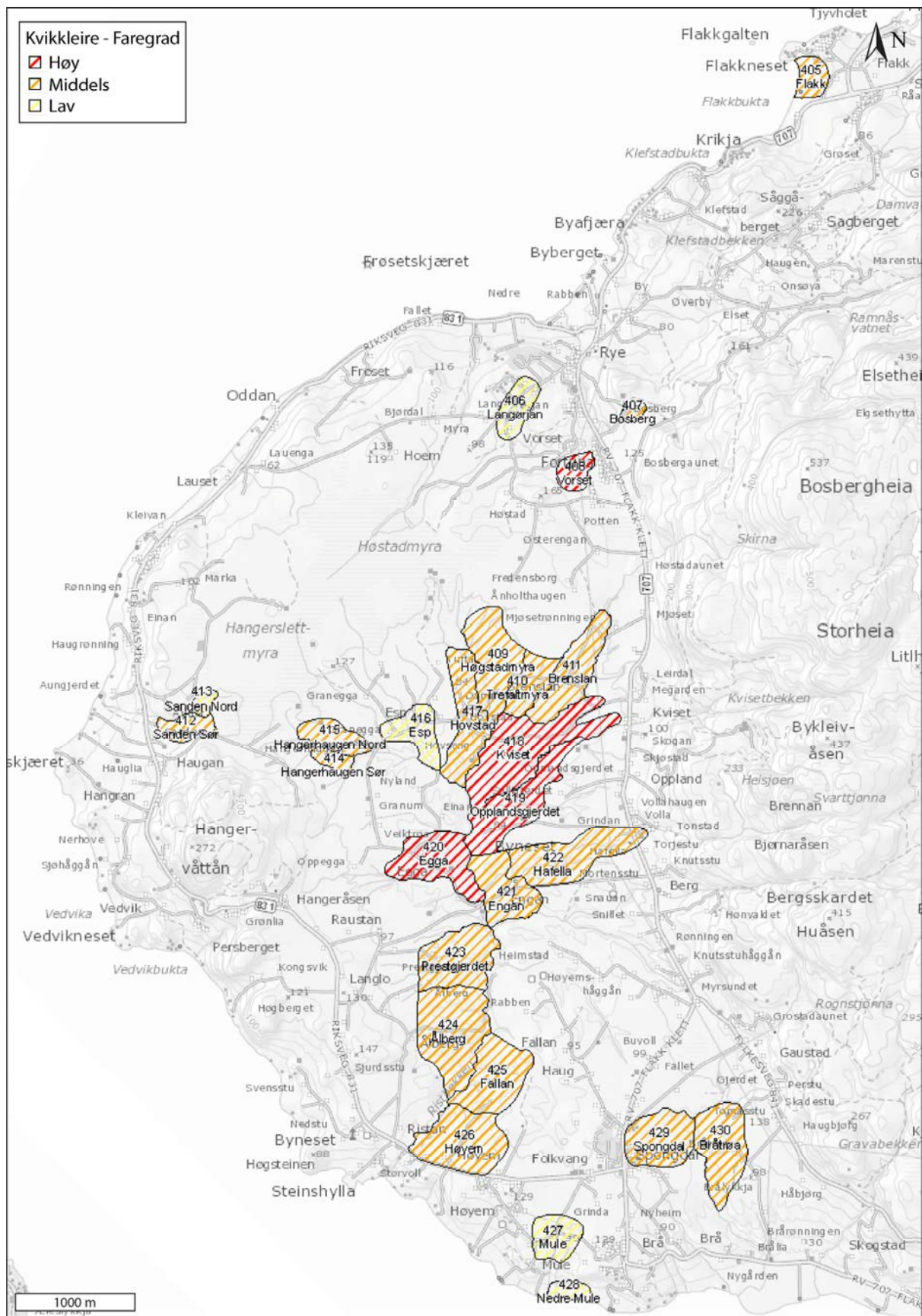
TK 2013: Kvisetbekken og sidebekk. Datarapport. Trondheim kommune rapport R.1563-3, 05.06.2013

TK 2014: Trondheim kommunes nettside om grunnforhold:
<http://www.trondheim.kommune.no/grunnforhold/#Grunnundersokelser> [sitert januar 2015]

UBC 2000: Manual for running the program "EM1DFM". UBC - Geophysical Inversion Facility, Department of Earth & Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, CANADA. July, 2000

VEDLEGG

VEDLEGG 1 FARESONEKART FOR KVIKKELEIRESKRED BYNESET



Data fra <http://www.skrednett.no/>

VEDLEGG 2 TABELL OVER GEOTEKNISKE RAPPORTER BENYTTET VED TOLKNING AV GEOFYSISKE DATA RP3-RP6

2D resistivitetsprofil	Forkortelse	Geoteknisk rapport
RP3 Høstad		Ingen
RP4 Esp	TK	Trondheim kommune 2012: Esp-Byneset, Kvikkleiresked. Datarapport. Rapport R.1527, 18.09.2012
	NIFS	NIFS 2012: Datarapport for kvikkleiresked ved Esp i Byneset i januar 2012. Rapport 34/2012, 31.10.2012
	NGI	NGI 1994: Kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleiresked. Kartblad Orkanger. Boreresultater. Rapport 81074-2, 18.03.1994
	NTNU	King (2013) og Montafia (2013) (se referanseliste)
RP5 Einan	TKA, TKD, TKE	Trondheim kommune 2012: Esp-Byneset, Kvikkleiresked. Datarapport. Rapport R.1527, 18.09.2012
	TK181-TK211	Trondheim kommune 2013: Kvisetbekken og sidebekk. Datarapport. Rapport R.1563-3, 05.06.2013
RP6 Spongdal	M	Multiconsult 2014: Oksbeljen, Spongdal. Datarapport. Rapport 414729-RIG-RAP-001, 27.01.14
	R	Rambøll 2009: Utbygging Spongdal. Datarapport. Rapport 6090615-1, 27.11.09
	TK ₁	Trondheim kommune 2008: Spongdal skole – kvikkleirekartlegging. Datarapport. Rapport R.1409, 01.09.2008
	TK ₂	Trondheim kommune 1990: Bustadfelt Spongdal. Datarapport. Rapport R.0451-2, 05.03.1990
	TK ₃	Trondheim kommune 1972: Spongdal – Byneset. Datarapport. Rapport R.0252, 05.09.1972
	TK ₄	Trondheim kommune 1986: Reguleringsplan Spongdal. Datarapport. Rapport R.0686, 04.04.1986

RP1 og RP2 ved Esp er rapportert i Solberg et al. (2012a).

VEDLEGG 3 KOORDINATER TIL INNMÅLTE 2D RESISTIVITETSPROFILER

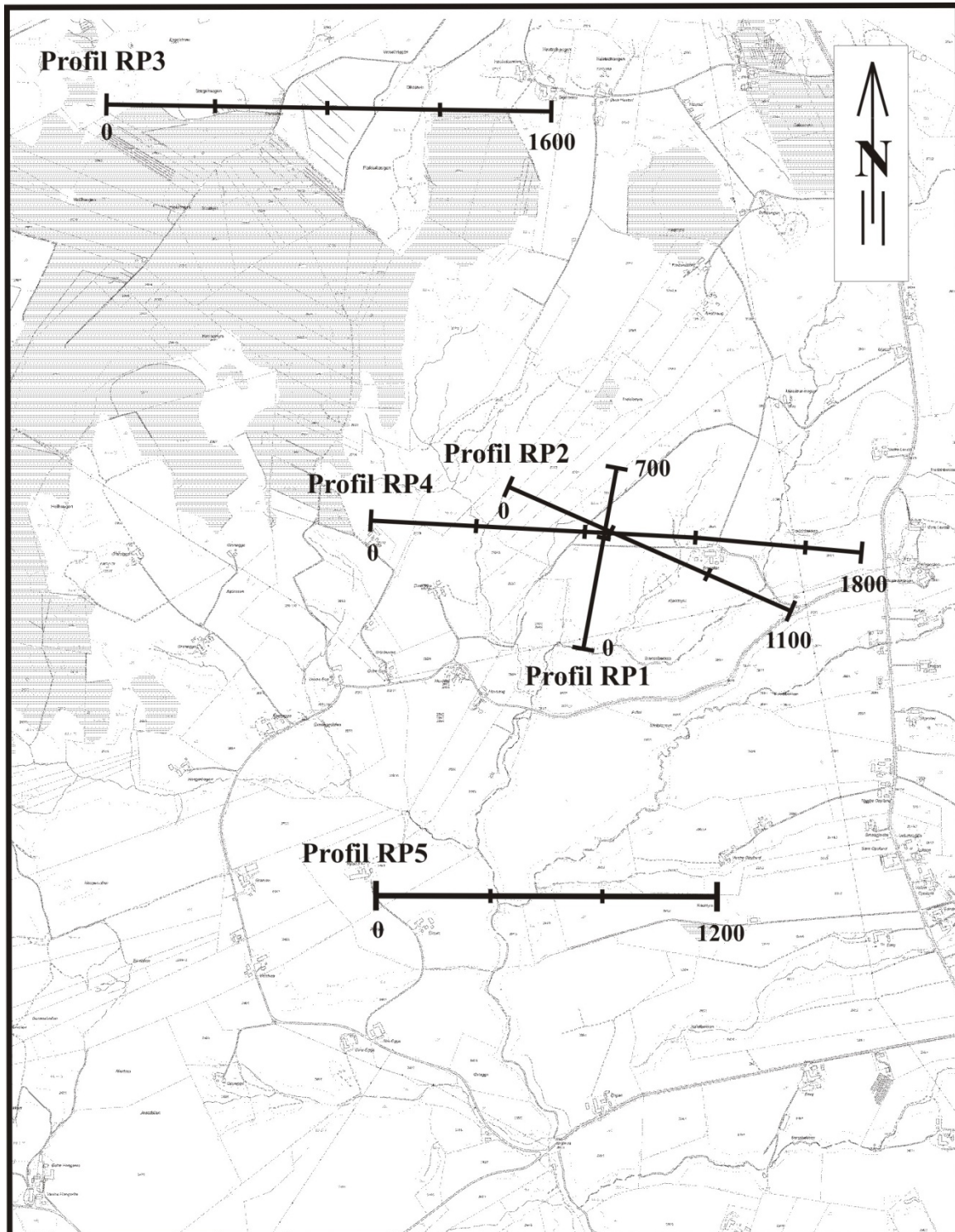
Koordinatene er målt med håndholdt GPS.

WGS 1984, UTM sone 32 N

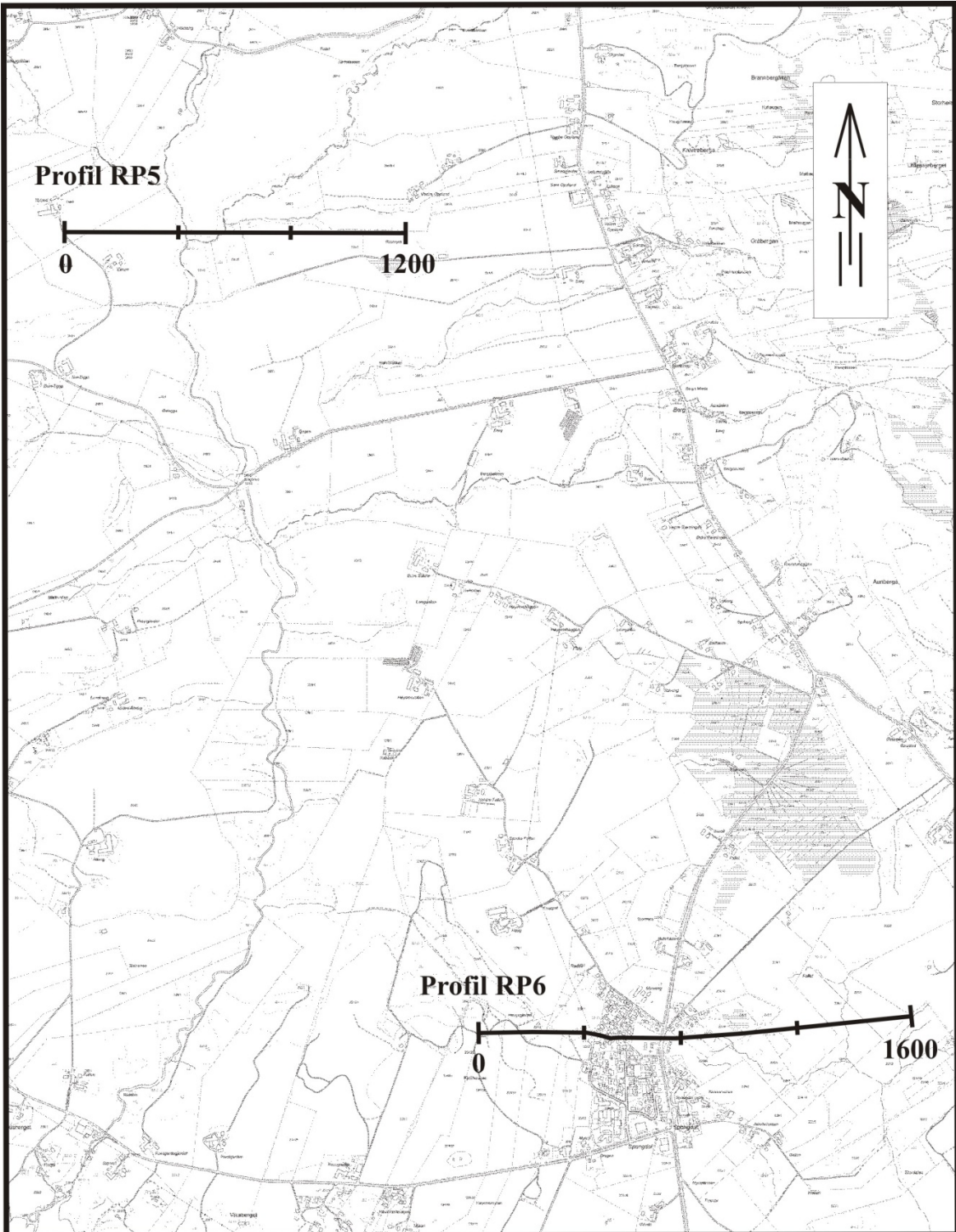
RP1 og RP2 ved Esp er rapportert i Solberg et al. (2012a).

Profilnr.	Profilkoordinat	Øst (X)	Nord (Y)
RP3	0	556852	7031690
	200	556654	7031694
	400	556452	7031688
	600	556258	7031673
	800	556062	7031690
	1000	555863	7031695
	1200	555663	7031686
	1400	555468	7031690
	1600	555276	7031689
RP4	0	556189	7030225
	200	556389	7030204
	600	556779	7030215
	800	556968	7030206
	1000	557167	7030203
	1200	557358	7030191
	1400	557555	7030172
	1600	557749	7030154
	1800	557948	7030134
RP5	0	556221	7028901
	200	556419	7028906
	400	556620	7028906
	600	556814	7028897
	1000	557204	7028922
	1200	557406	7028918
RP6	0	557652	7026093
	200	557852	7026093
	400	558047	7026097
	600	558220	7026100
	800	558414	7026077
	1000	558597	7026098
	1200	558792	7026117
	1400	558982	7026125
	1600	559174	7026140

VEDLEGG 4 OVERSIKTSKART OVER 2D RESISTIVITETSPROFILENE

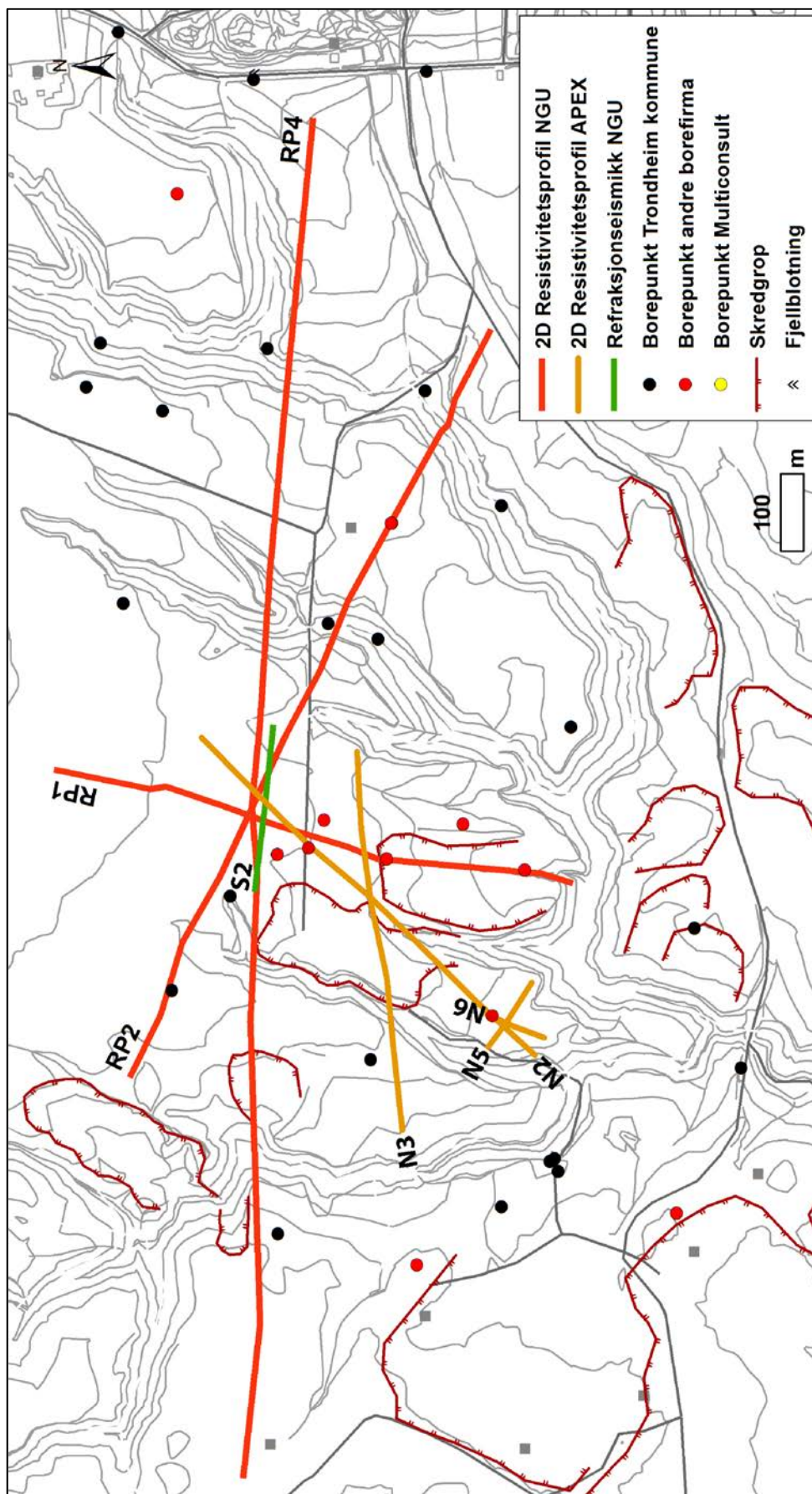


NGU OVERSIKTSKART - NORD BYNESET TRONDHEIM, SØR-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	MÅLT E.D.	Okt. 2013
	1 : 20 000	TEGN E.D.	Mai 2014
		TRAC	
		KFR	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	KARTBILAG NR	KARTBLAD NR 1521-1	

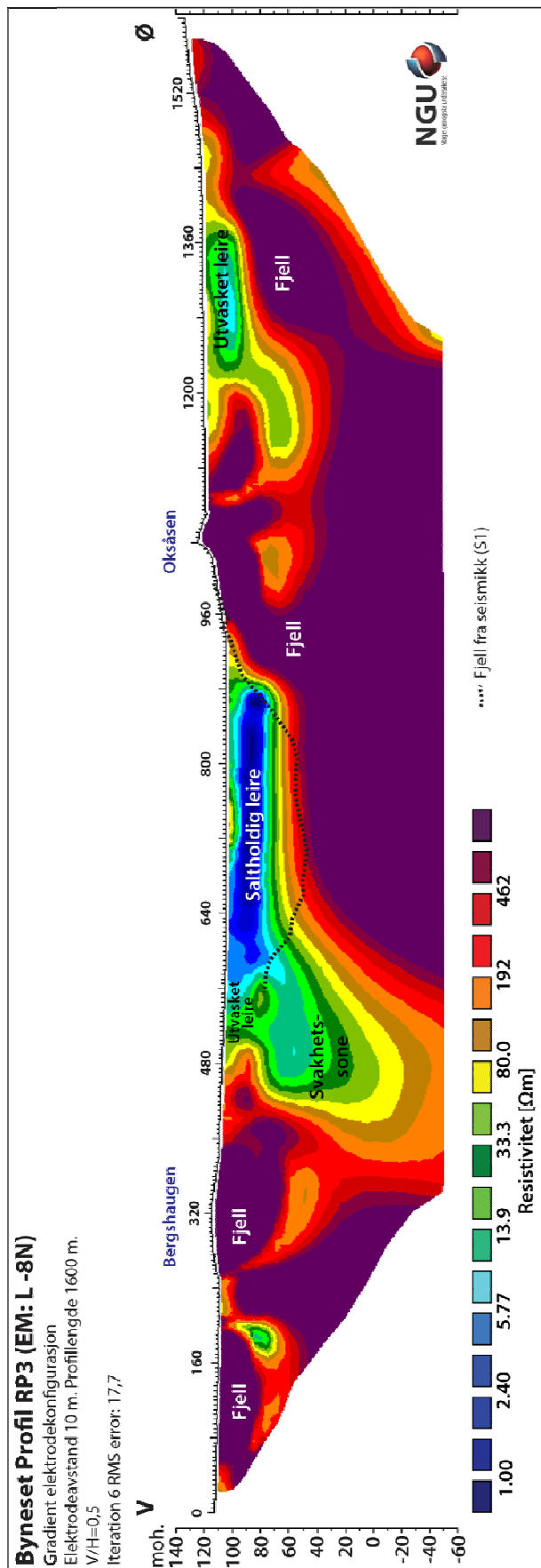


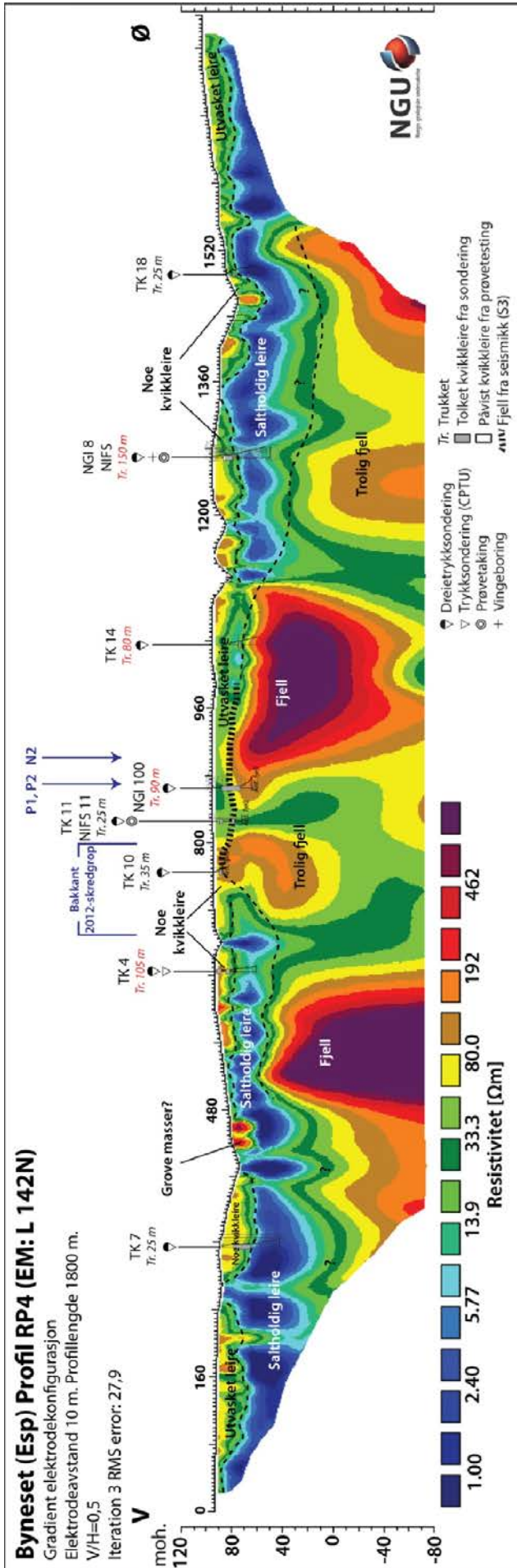
NGU OVERSIKTSKART - SØR BYNESET TRONDHEIM, SØR-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	MÅLT E.D.	Okt. 2013
	1 : 20 000	TEGN E.D.	Mai 2014
TRAC			
KFR			
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	KARTBILAG NR	KARTBLAD NR	
		1521-1	

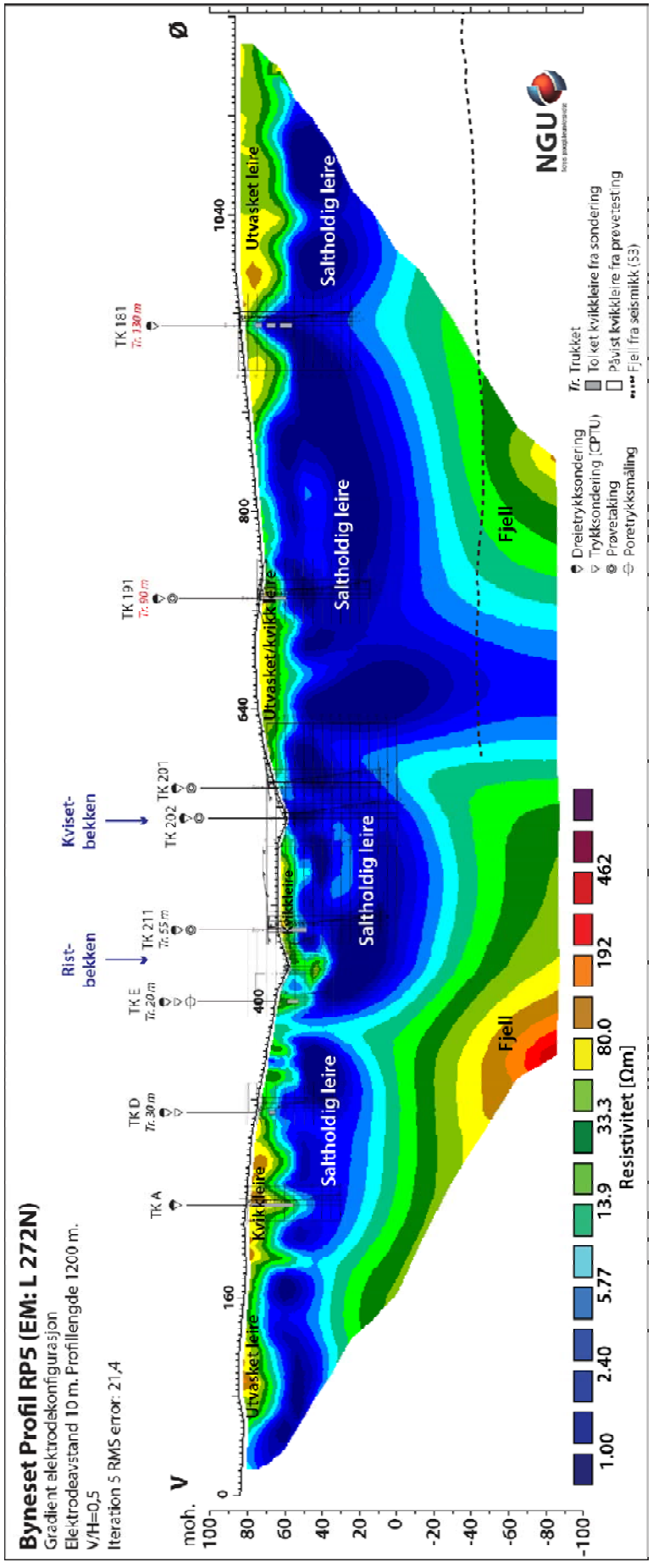
VEDLEGG 5 OVERSIKTSKART OVER DATA VED ESP

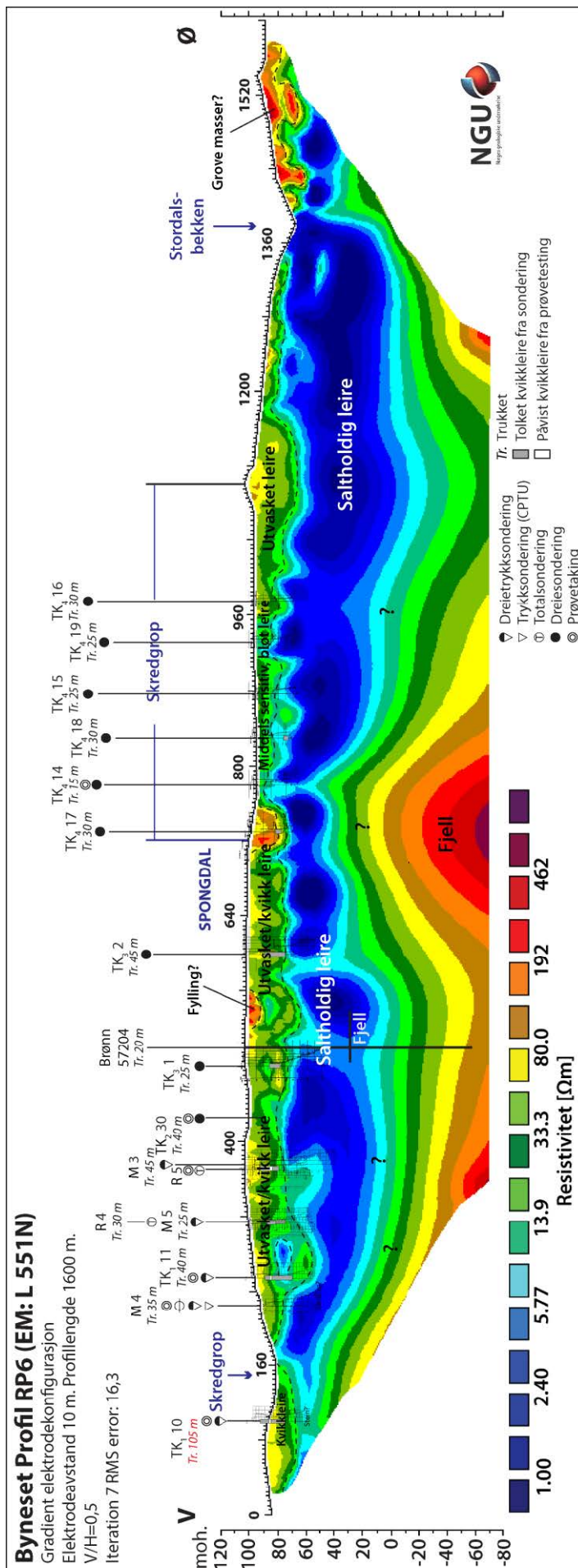


VEDLEGG 6 2D RESISTIVITETSPROFIL RP3-RP6



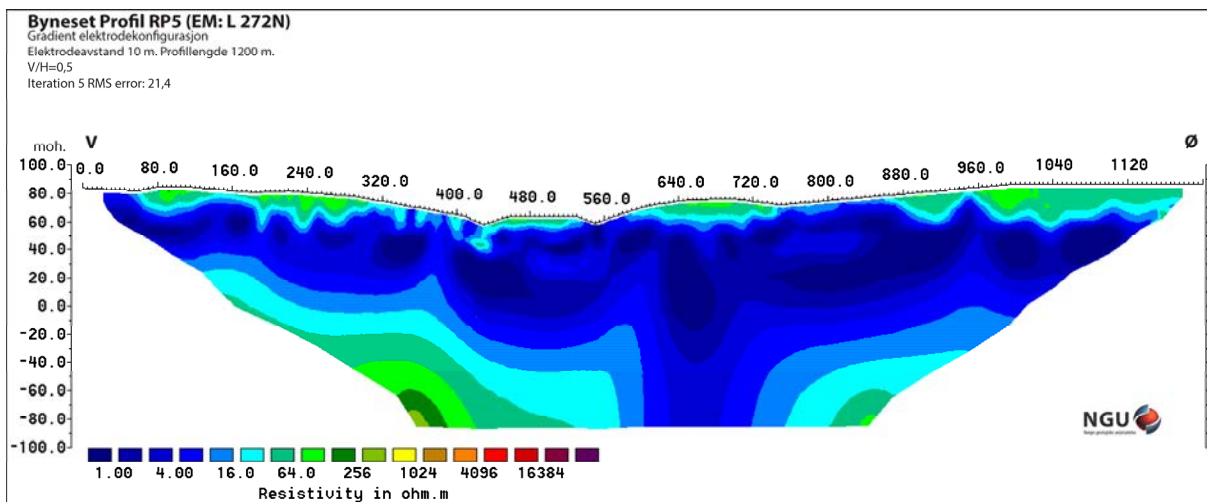
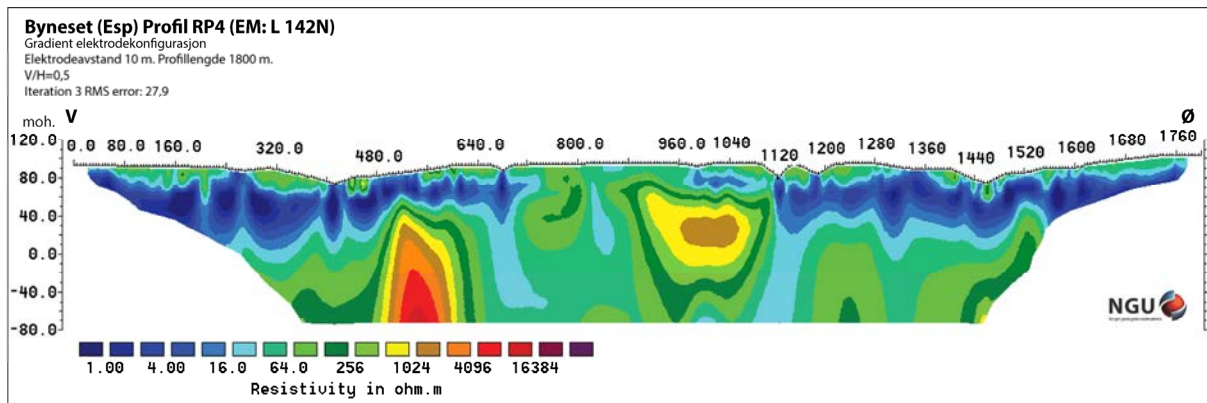
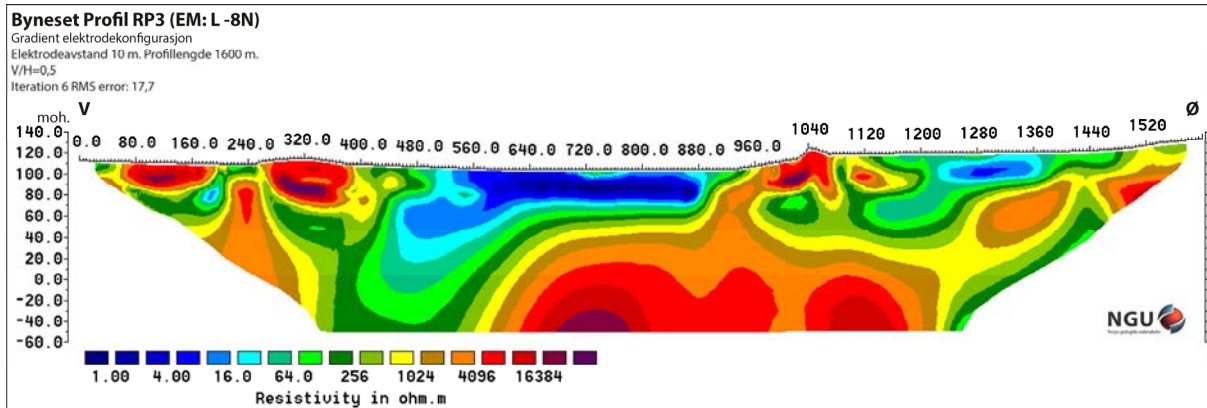






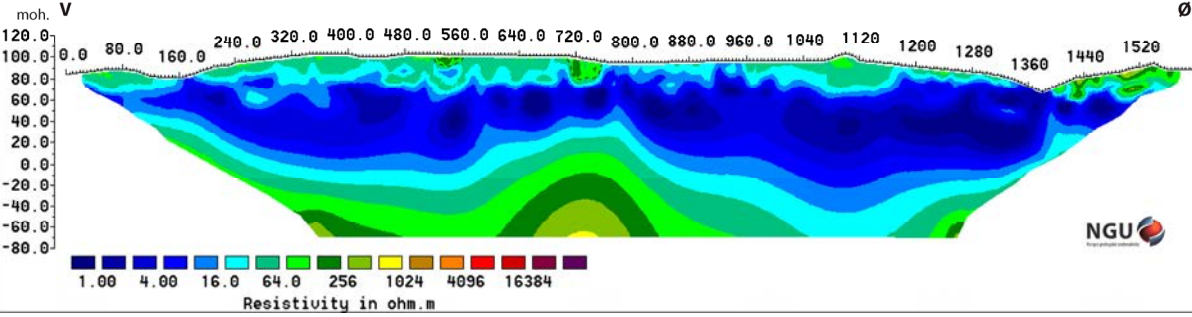
VEDLEGG 7 2D RESISTIVITETSPROFILENE RP3-RP6 MED LANG FARGESKALA

Ved å benytte en annen fargeskala ved visningen av resistivitetsdata vil andre nyanser komme fram. Skalaen benyttet på profilene under viser forskjeller i de høye resistivitetsverdiene.

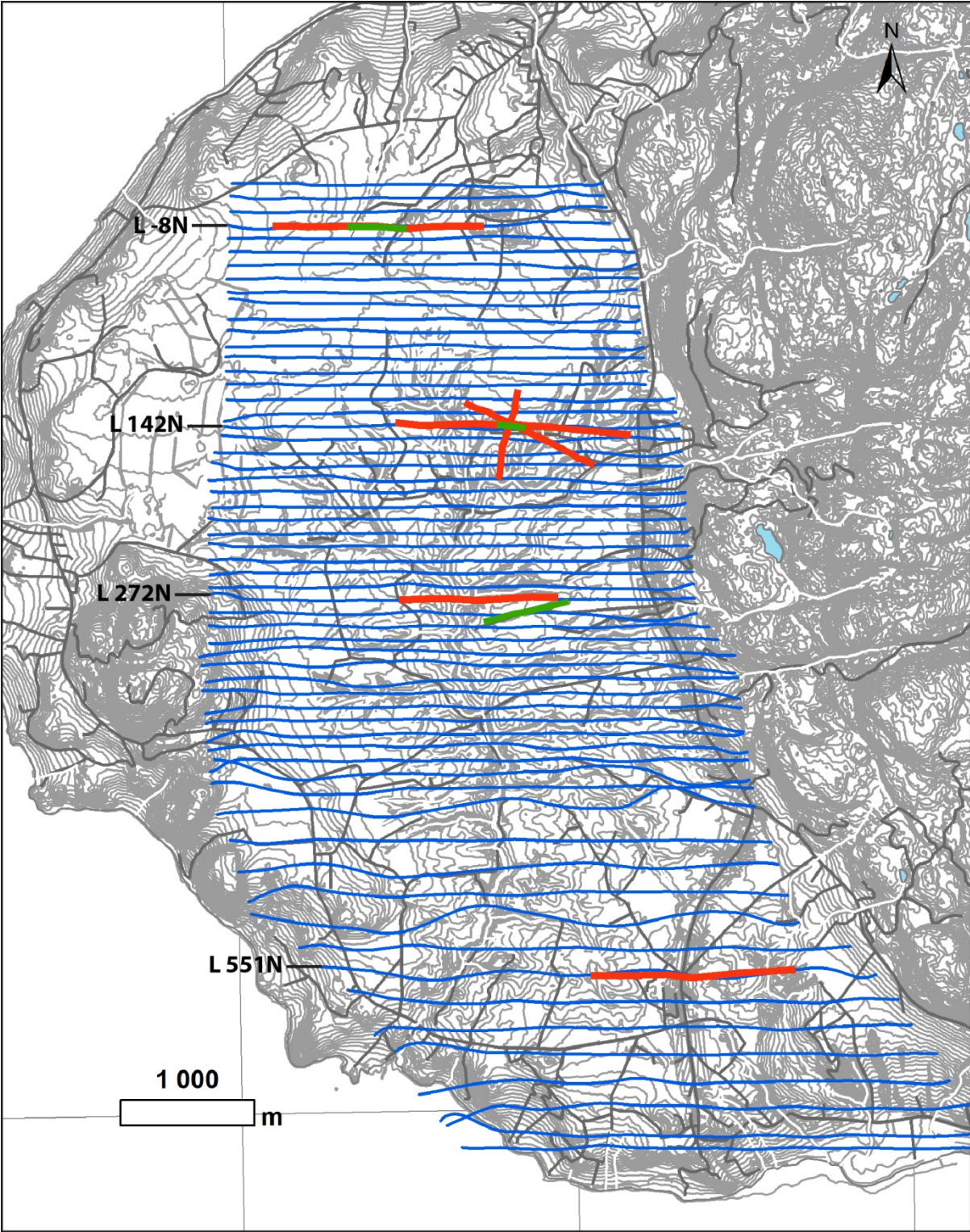


Byneset Profil RP6 (EM: L 551N)

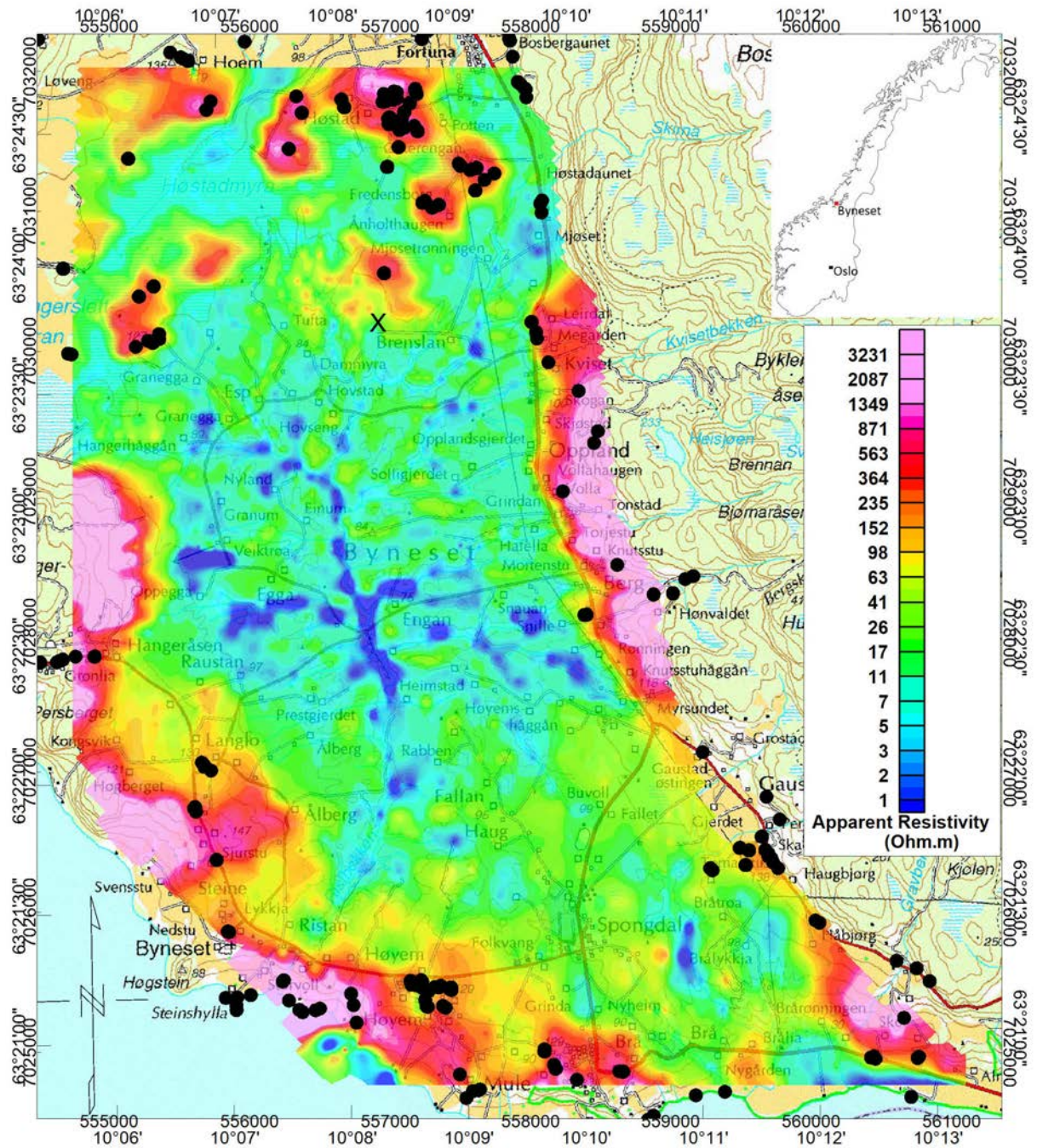
Gradient elektrodekonfigurasjon
Elektrodeavstand 10 m. Profilengde 1600 m.
V/H=0,5
Iteration 7 RMS error: 16,3



VEDLEGG 8 OVERSIKTSKART OVER ALLE EM-PROFILENE PÅ BYNESET



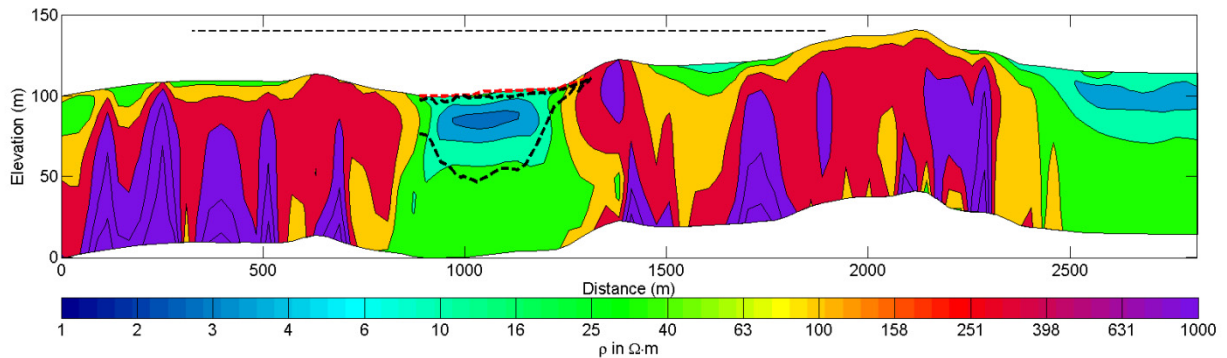
VEDLEGG 9 BEREGNET TILSYNEALTENDE RESISTIVITET PÅ BYNESET UT FRA EM-FREKVENSEN 6600 HZ



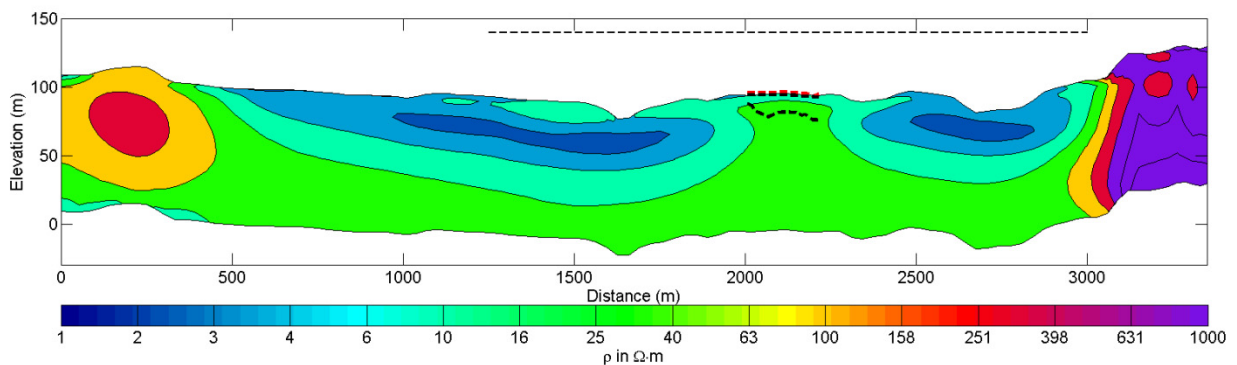
VEDLEGG 10 EM-PROFILER

Helikopter-EM-profiler som korresponderer med 2D-reistivitetsprofilene (stiplet linje over profilene). Stiplede linjer på profilene er fra refraksjonsseismikk, der den dypeste linja angir grense mot fjell. Aarhus-invertering er benyttet for EM-data. For flere detaljer om profilene, se Baranwal et al. (2015).

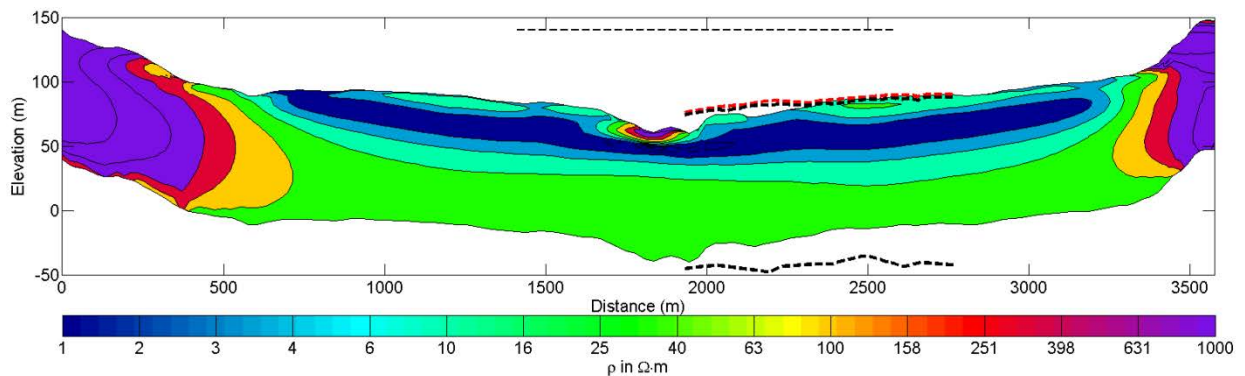
PROFIL 3: L -8N HØSTAD



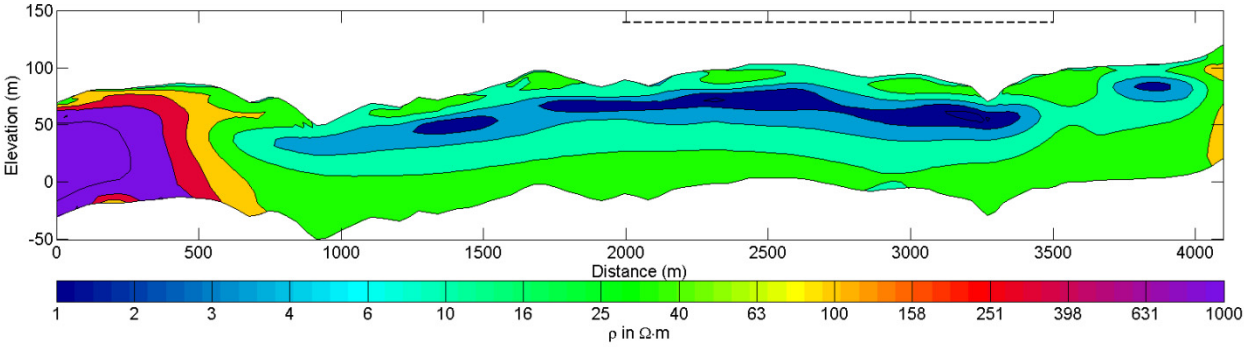
PROFIL 4: L 142N ESP



PROFIL 5: L 272N EINAN



PROFIL 6: L 551N SPONGDAL



VEDLEGG 11 KOORDINATER TIL INNMÅLTE REFRAKSJONSSEISMISKE PROFILER S1-S3

Kartkoordinater for de refraksjonsseismiske profilene S1, S2 og S3 målt i november 2013 på Byneset, Trondheim kommune.

UTM-koordinater (WGS84, sone 32) er bestemt med GPS-instrument.

Koordinatene angir skuddpunkt-posisjonene langs profilene.

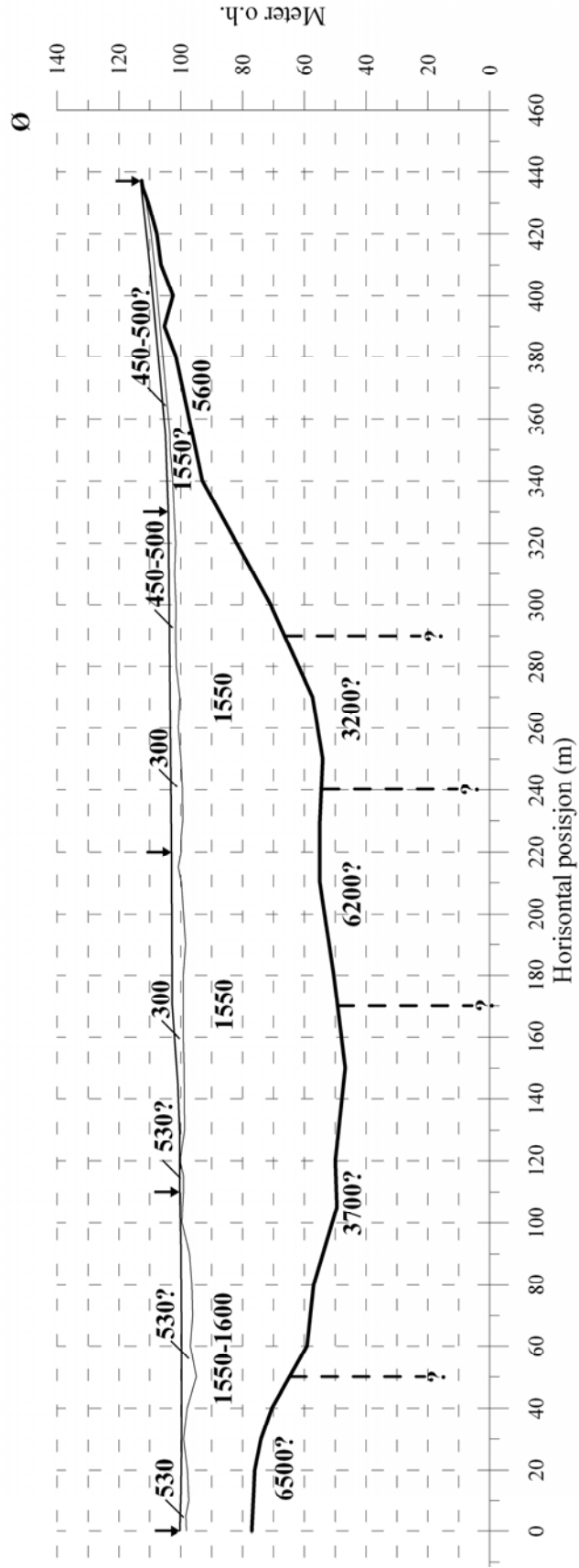
Fet skrift: Endepunkter i profilet

Skråskrift: Fjernskudd (utenfor profilendene)

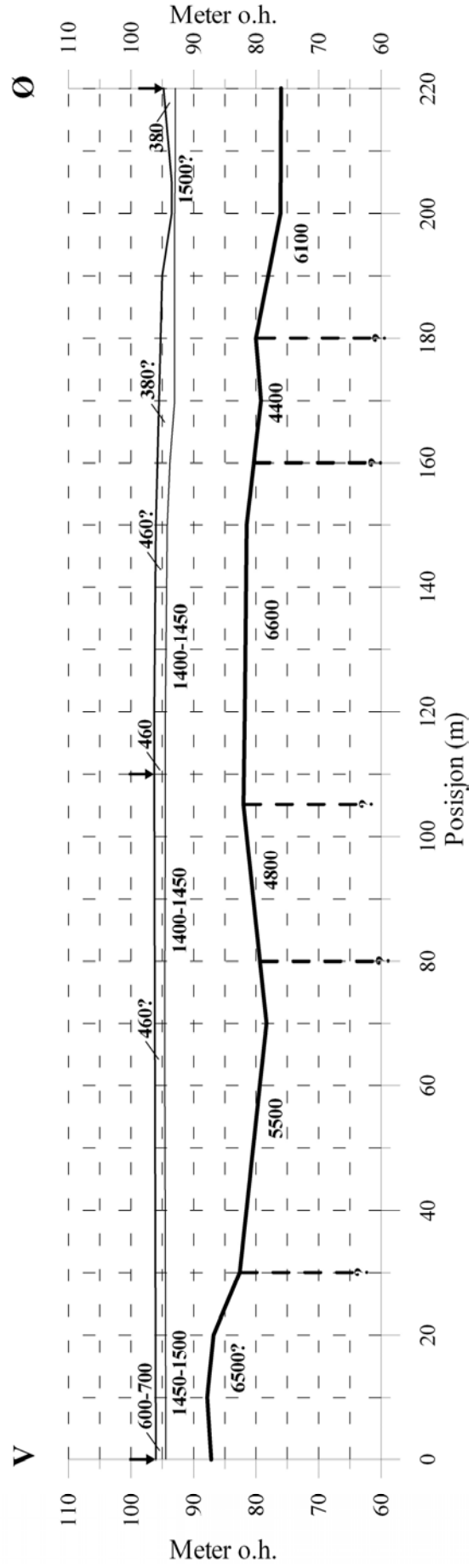
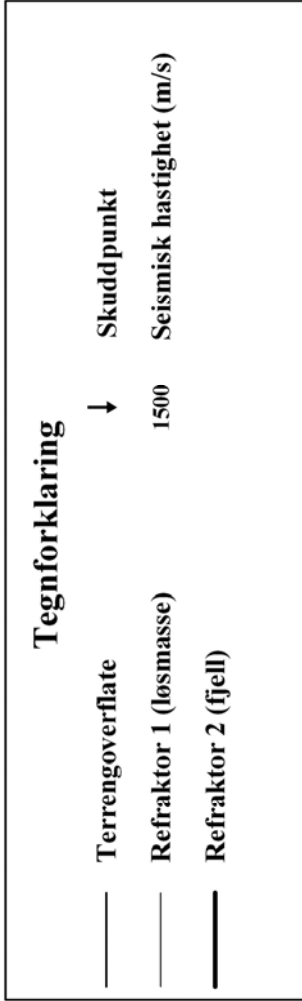
Profilposisjon (m)	UTM-N (m)	UTM-E (m)
S1x-110	7031686	555726
S1x0	7031685	555832
S1x110	7031688	555940
S1x220	7031688	556051
S1x330	7031679	556162
S1x437	7031672	556271
<i>S2x-110</i>	<i>7030231</i>	<i>556837</i>
S2x0	7030210	556947
S2x110	7030197	557055
S2x220	7030186	557163
<i>S2x290</i>	<i>7030179</i>	<i>557232</i>
<i>S3x-220</i>	<i>7028699</i>	<i>556637</i>
<i>S3x-110</i>	<i>7028705</i>	<i>556742</i>
S3x0	7028736	556848
S3x110	7028761	556953
S3x220	7028792	557057
S3x330	7028812	557163
S3x440	7028839	557272
S3x550	7028861	557377
S3x660	7028887	557485
<i>S3x770</i>	<i>7028913</i>	<i>557592</i>
<i>S3x880</i>	<i>7028938</i>	<i>557699</i>
<i>S3x990</i>	<i>7028973</i>	<i>557802</i>

BYNESET, Vorsethåggån, refraksjonsseismisk profil S1

Tegnforklaring		
—	Terrengoverflate	↓ Skuddpunkt
—	Refraktor 1 (Løsmasse)	1500 Seismisk hastighet (m/s)
—	Refraktor 2 (Fjell)	

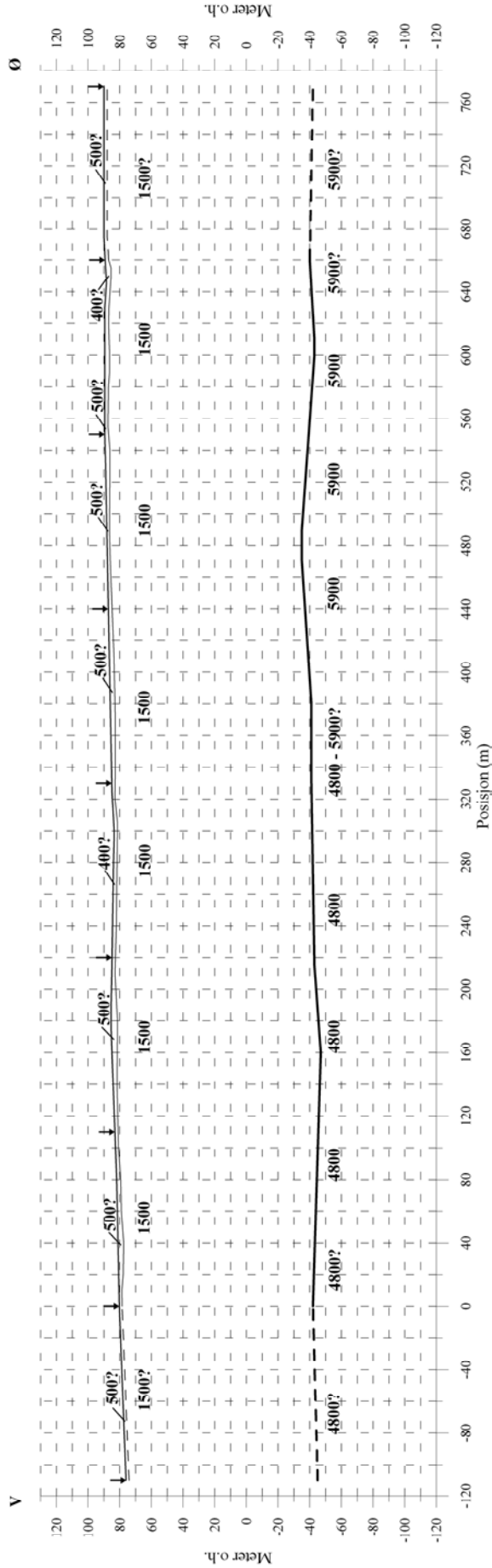


BYNESET, Brenslan, refraksjonseismisk profil S2



BYNESET, Oppland, refraksjonseismisk profil S3

Tegnforklaring	
	Terrengoverflate
	Refraktor 1, beregnet (Losmasser)
	Refraktor 1, antatt (Losmasser)
	Refraktor 2 (Fjell)
	Refraktor 2, utenom måleutlegget (Fjell)
	Skuddpunkt
1500	Seismisk hastighet (m/s)





NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
· NGU ·

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00
E-post ngu@ngu.no
Nettside www.ngu.no