

NGU Rapport 2008.024

Geofysiske målinger på Nordnesfjellet
sommeren 2007.
Kåfjord kommune, Troms

Rapport nr.: 2008.024		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen
Tittel: Geofysiske målinger på Nordnesfjellet sommeren 2007, Kåfjord kommune, Troms.			
Forfatter: Rønning, J.S., Dalsegg, E., Heincke, B.H. Juliussen, H. & Tønnesen, J.F.		Oppdragsgiver: NGU/Nordnes-prosjektet	
Fylke: Troms		Kommune: Kåfjord	
Kartblad (M=1:250.000) Nordreisa		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1634 II Kåfjord og 1634 III Lyngen	
Forekomstens navn og koordinater: Nordnesfjellet 34V 477500 7716500		Sidetall: 34 Kartbilag: 2	Pris: 150,-
Feltarbeid utført: Juli 2007	Rapportdato: 18.06.2008	Prosjektnr.: 310000	Ansvarlig: <i>Dyrdain Nordgulen</i>
Sammendrag:			
<p>I forbindelse med aktiviteten "Risiko Og Sårbarhetsanalyse Fjellskred i Troms", har NGU utført geofysiske målinger på Nordnesfjellet i Kåfjord kommune. Hensikten med undersøkelsene var å kartlegge kontrollerende strukturer, utbredelse og tykkelse av det ustabile fjellpartiet, samt vurdere om det kunne være permafrost i og ved det rasutsatte området.</p> <p>Geofysiske målinger fra 2003 ble sommeren 2007 supplert med et 2D resistivetsprofil på 1800 meter og 880 meter refraksjonsseismikk fordelt på to profiler langs resistivetsprofilet. Det ble også målt fire korte (80-120 meter) resistivetsprofiler.</p> <p>Målingene viser ingen tegn til svakhetsstrukturer knyttet til det ustabile fjellpartiet ovenfor de som hittil er kjent. Profilene ble lagt så langt ned i lia som praktisk mulig, men ikke langt nok til å se noen nedre avgrensning av det ustabile fjellpartiet. Tradisjonell tolkning av refraksjonsseismikken indikerer kraftig oppsprukket fjell ned til ca. 50 meter, målt normalt på terrenget. Dette må, på grunn av blindsoneproblematikk, betraktes som minimumsverdi. Tomografisk inversjon av de samme data antyder at tykkelsen kan være opp mot 150 meter. Både resistivetsdata og refraksjonsseismiske data indikerer at det oppsprukne fjellpartiet dagnært er drenert.</p> <p>Uvanlig høye resistivetsverdier indikerer at det kan være lommer av permafrost i de øvre delene av det undersøkte området. I det ustabile fjellpartiet skyldes trolig høy resistivitet drenerte masser, og det er vanskelig å si om det finnes permanent frost her.</p> <p>Bruddsoner som kontrollerer det ustabile fjellpartiet kan delvis være en reaktivering av eldre forkastninger/svakhetssoner.</p>			
Emneord: Geofysikk	Elektrisk måling	Refraksjonsseismikk	
	Ustabilt fjellparti	Permafrost	
		Fagrapport	

INNHOOLD

1. INNLEDNING	7
2. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE	8
2.1 2D Resistivitet	8
2.2 Seismikk	9
3. RESULTATER	10
3.1 2D Resistivitet, langt profil	10
3.2 2D Resistivitet, korte profiler	11
3.3 Refraksjonsseismikk, tradisjonell tolkning	11
3.4 Refraksjonsseismikk, tomografisk inversjon av profil S1.	12
4. DISKUSJON	25
4.1 Mektighet og utbredelse av det ustabile fjellpartiet.	25
4.2 Mulig permafrost	25
4.3 Generell berggrunns- og strukturgeologi.	26
5. KONKLUSJON	27
6. REFERANSER	28

FIGURER

Figur 1. Modellert resistivitet målt med gradientkonfigurasjon profil 3.....	13
Figur 2. Modellert resistivitet for de fire korte profilene (profil 4 til 7).	15
Figur 2: Refraksjonsseismisk tolkning langs nedre del av resistivetsprofil 3.....	17
Figur 3: Refraksjonsseismisk tolkning langs øvre del av resistivetsprofil 3.....	19
Figur 4: Tomografisk inversjon av refraksjonsseismisk profil S1. A) Hastighetsfordeling, B) Hastighetsfordeling med strålegjennomgang.	21
Figur 5: Modellert resistivitet, seismisk tolkning og geologi langs profil 3.	23

DATABILAG

Databilag 1: Koordinater for målte profiler.

KARTBILAG

Kartbilag 2008.024-01: Oversiktskart 1:50 000.
Kartbilag 2008.024-02: Oversiktskart med profiler 1: 5000

1. INNLEDNING

I forbindelse med aktiviteten "Risiko Og Sårbarhetsanalyse Fjellskred i Troms", har NGU utført geofysiske målinger på Nordnesfjellet i Kåfjord kommune. Hensikten med undersøkelsene var å kartlegge kontrollerende strukturer, utbredelse og tykkelse av det ustabile fjellpartiet, samt vurdere om det kunne være permafrost i og ved det rasutsatte området.

I 2003 ble det utført 2D resistivitet- og georadar-målinger i samme området (Tønnesen & Dalsegg 2004). Ved årets målinger er det målt ett 1800 meter langt profil med 2D resistivitet og refraksjonseismikk langs deler av dette profilet. Det ustabile fjellpartiet ved Nordnes ligger fra ca 500 til 750 moh.. For å studere effekten av mulig permafrost i området ble resistivitetsprofilet forlenget over toppen av Kaldfjellet som ligger på 900 moh.. I tillegg ble fire korte resistivitetsprofiler (80-120 meter) målt for å identifisere mulig permafrost. Tre av disse ble målt over bruddsoner i det ustabile partiet, hvor spesielle mikroklimatiske forhold kan føre til lokale tilfeller av permafrost. Det siste korte profilet ble målt høyere opp i den stabile delen av fjellet (~830 moh.) nær antatt nedre grense for permafrost utenfor bruddsonene. Bergartene består av glimmerskifre og dolomitt- og kalkspat-marmor (Zwaan m. fl. 2006, Boyd & Minsaas 1984).

Målingene ble utført i juli 2007 av Einar Dalsegg og Jan Steinar Rønning med god assistanse av Jan Arild Hansen og Anders Nilsen som ble stilt til rådighet av Kåfjord kommune. De korte profilene ble utført i august 2007 i forbindelse med IPY-prosjektet 'Thermal State of Permafrost in Norway and Svalbard'. Feltarbeidet ble utført av Lars H. Blikra, Hanne H. Christiansen og Håvard Juliussen med logistisk støtte fra ansatte ved Kåfjord kommune.

Beliggenheten av det undersøkte området og de målte profiler framgår av kartbilagene –01 og –02.



Under feltarbeidet fikk vi meget god assistanse av medarbeidere fra Kåfjord kommune utstyrt med ATV.

2. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE

I løpet av et fem dager langt feltarbeid i juli ble det målt ett 1800 meter langt profil med 2D resistivitet og 880 meter refraksjonsseismikk langs deler av dette. I løpet av to feltdager i august ble de fire korte resistivitetsprofilene målt. I det følgende blir metoder og utførelse kort beskrevet. En mer utførlig beskrivelse av metodene finnes på

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

2.1 2D Resistivitet

Datainnsamling.

Måledata ble innsamlet med et kabelsystem utviklet ved den tekniske høgskolen i Lund (LUND-systemet, Dahlin 1993). Systemet består av en releboks (Electrode Selector ES 10-64) og to eller fire multi-elektrode kabler. Måleprosessen styres av et ABEM Terrameter SAS 4000 (ABEM 1999).

For det lange profilet ble det benyttet fire kabler på 200 meter hver. Med en total kabellengde på 800 meter blir dybderekkevidden ca 130 meter, avhengig av topografi og ledningsevneforhold. Ved dette opplegget var elektrodeavstanden 10 meter for de to sentrale kablene og 20 meter for de to ytterste (målinger med størst dybderekkevidde). Hele systemet kan flyttes langs profilet slik at utstrekningen av et profil er ubegrenset. Størst oppløsning oppnås i de øverste 50 – 60 meterne. For å teste ut metoden ble det målt med tre forskjellige elektrodekonfigurasjoner (Wenner, Dipol/Dipol og Gradient). Dipol/Dipol og Gradient har nesten sju ganger så mange datapunkt som Wenner, noe som gir flere detaljer i den todimensjonale seksjonen. I tillegg er disse to metodene bedre egnet for detektering av vertikale strukturer. Da det var liten forskjell mellom Dipol/Dipol og Gradient, er det i denne rapporten valgt å presentere bare målingene med Gradient. Profilene ble stukket samtidig med målingene og er merket med trestikker med angitte koordinater for hver 50 meter. Profilets beliggenhet er innmålt med GPS (se databilag 1).

De korte profilene ble målt med to kabler på 40 meter hver. En total kabellengde på 80 meter gir en dybderekkevidde på 12-13 meter. Elektrodeavstanden var to meter. Wennerkonfigurasjon ble valgt for de korte profilene, da denne har et bedre signal-støy forhold.



Stedvis var det vanskelige elektrodeforhold.

Strømstyrke og datakvalitet.

Strømstyrken varierte fra 2 til 100 mA, med overvekt av målinger i området 5 til 20 mA. Datakvaliteten var meget god, og kun et fåtall måledata måtte fjernes før inversjon.

Inversjon.

Ved alle resistivitetsmålinger måles en tilsynelatende resistivitet. Denne representerer et veid middel av alle resistiviteter som er innenfor målingens influensområde. For å finne den spesifikke resistivitet i ulike deler av undergrunnen må data inverteres. Dette utføres ved at bakken 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.

Resistivitetsmålingene ble invertert ved bruk av dataprogrammet RES2DINV (Loke 2007). Det ble gjort forsøk med forskjellig inversjonsmetoder (Least Square og Robust) og det ble eksperimentert med forskjellige inversjonsparametre, dempningsfaktorer og forskjellige filtre. Dette ga ikke noen endringer i hovedtrekkene i de inverterte profilene, men mindre avvik i detaljer.

2.2 Seismikk

Refraksjonsseismikk langs deler av resistivetsprofil 3 ble målt med instrument av typen ABEM Terraloc MK6 som har 24 geofontilkoblinger. Det ble benyttet to kabler med innbyrdes avstand mellom geofonene på 10 meter langs terrenget. Profil S1 (langs nedre del av resistivetsprofil profil 3) er målt med tre utlegg. I hver ende av utleggene ble geofon-avstandene kortet ned til 5 meter. For hvert utlegg ble det skutt 7 skudd, to fjernskudd ca. 230 til 290 meter fra første og siste geofon, to endeskudd 5 meter fra endegeofonene og i tillegg skudd mellom geofonen 6 - 7, 12 - 13 og 17 - 18. Ved delprofil S2 (ved toppen av Nordnesfjellet, se kartbilag -02) var problemstillingen mye enklere og her ble det skutt to fjernskudd 115 meter fra første og siste geofon, to endeskudd 5 meter fra første og siste geofon og i tillegg ett skudd midt i utlegget.



På grunn av vanskelige forhold måtte en benytte boreutstyr for etablering av geofoner og skuddpunkt.

Langs store deler av profilene var det problematisk å finne gode forhold for geofoner og skudd. Der det var mulig ble geofonene plassert direkte i fjell/blokk ved å bore et lite hull med batteridrevet drill. Skuddene ble stedvis boret ned ca 0,5 meter i fjell ved bruk av bensindrevet boremaskin. Ved fjernskudd i de vanskeligste partiene ble det gjort forsøk på å skyte to parallelle skudd. Ladningene varierte fra 50 gram til 200 gram dynamitt, avhengig av plassering og skuddforhold.

Datakvaliteten, forholdene tatt i betraktning, var relativt god. Det var imidlertid problemer med å bestemme ankomsttider for fjernskuddene i de nedre deler av profil S1, noe som gjør tolkingen av hastigheter i dypere lag usikker, både ved tradisjonelle tolkninger og ved tomografisk inversjon av måledata.

Måledata er tolket på tradisjonell måte av Jan Fredrik Tønnesen. Profil S1 er i tillegg tolket ved en automatisk tomografisk inversjon av Bjørn Heincke.

3. RESULTATER

Lokalisering av målte profiler framgår av kartbilag -02. I det følgende blir måleresultatene kommentert.

3.1 2D Resistivitet, langt profil

De inverterte resistivitetsdata med gradientkonfigurasjon fra profil 3 er vist i figur 1. Den viste seksjonen er produsert med Standard inversjon og vertikal-/horisontalfilter 1.

Den generelle resistiviteten langs profilet ser ut til å ligge i området 5 til 20 k Ω m, noe som samsvarer med målingene i 2003 (Tønnesen & Dalsegg 2004). I likhet med målingene i 2003 er det også på dette profilet påvist markerte lavresistivitetssoner. Den mest markerte sonen ligger i et stort søkk i terrenget ved koordinat 700. Resistiviteten er her under 500 Ω m og sonen ser ut til å være tilnærmet steil. Like øst for denne markerte sonen, er det to mindre lavresistivitetssoner i skrenten opp mot koordinat 770. Den andre lavresistivitetssonen ligger øst for toppen av fjellet ved koordinat 1550. Resistiviteten er også her under 500 Ω m, og sonen ser ut til å falle svakt mot øst. Disse sonene representerer trolig svakhetssoner hvor økt oppsprekking har ført til økt vanninnhold og dermed lavere resistivitet.

Langs hele profilet viser data stedvis høye resistivitetsverdier (> 20 k Ω m). Årsaken til disse er flere. Langs store deler av profilet er det observert rasmateriale (ur) som etter all sannsynlighet er drenert. I den øvre delen av profilet finnes et grovt forvittringsmateriale (blokk) som også forventes å ha høy resistivitet. I tillegg til dette kan også permafrost bidra til høye resistivitetsverdier.

Mektigheten av det ustabile fjellpartiet er vanskelig å anslå ut fra resistivitetsdata alene. Det indikeres ingen klare strukturer på dypet som kan si noe om dette (se diskusjon).

3.2 2D Resistivitet, korte profiler

Resultatet etter inversjon av de fire korte profilene er vist i figur 2. Alle profilene er vist med standard inversjon og vertikal-/horisontalfilter 1. Det er brukt samme fargeskala som for det lange profilet (figur 1).

Profil 4 er målt over en åpen bruddsone. Det er luftfylte rom i bruddsonen, og et stykke unna i samme bruddsone er det observert snø som har oversomret. Dette tyder på at det lokalt kan være permafrost i bruddsonen. Den generelle resistiviteten langs profilet ligger i området 5 til 35 k Ω m. Dette samsvarer med eller er noe høyere enn for det lange profilet (figur 1). Dette kan skyldes at profilet ligger langt ute i det ustabile partiet og sannsynligvis er godt drenert. Bruddsonen ved koordinat 44-50 har en høyere resistivitet (35 til 125 k Ω m). Det er ikke mulig å avgjøre om dette skyldes kun luftfylte rom eller om det også finnes permafrost lokalt her.

Profil 5 er målt langs deler av det lange profilet. Profilet dekker strekket fra koordinat 280 til koordinat 400 i det lange profilet. Profilet krysser en mindre åpen bruddsone ved koordinat 80 (profil 5, -koordinat 360 i det lange profilet). Denne bruddsonen kan ikke identifiseres med høyere resistivitet, noe som tyder på at det ikke er permafrost her. Det er derimot observert høyere resistivitetsverdier på nedsiden av bruddsonen (3.5 til 125 k Ω m) enn på oversiden (3.5 til 20 k Ω m). Dette skyldes sannsynligvis forskjeller i knusningsgrad og vanninnhold.

Profil 6 er målt langs bunnen av en bruddsone. Luftfylte hulrom er observert flere steder langs profilet. Disse kommer til uttrykk som flekker med høy resistivitet nær overflaten. Den generelle resistiviteten langs profilet ligger på 3.5 til 20 k Ω m, noe som tyder på at det sannsynligvis ikke er permafrost langs dette profilet.

Profil 7 er målt ovenfor det ustabile partiet, omtrent på samme høyde som koordinat 900 til 1000 i det lange profilet (jfr. kartbilag -02). Den generelle resistiviteten i dette profilet (> 40 k Ω m) er betydelig høyere enn for profil 4 til 6. Dette kan tyde på at det er permafrost her.

3.3 Refraksjonsseismikk, tradisjonell tolkning

En tradisjonell tolkning av refraksjonsseismikk langs **profil S1** er vist i figur 3. Profilet karakteriseres med relativt høye hastigheter lengst oppe mot øst-sørøst. Dette representerer etter all sannsynlighet massiv, lite oppsprukket bergart. Fra koordinat 750 og nedover lia er hastighetsbildet mer sammensatt. Dagnært finnes et lag med hastigheter fra 400 m/s til opp mot 8-900 m/s. Dette representerer skredmasser (ur) og mektigheten varierer fra null til opp mot 10 meter. Størst mektighet finner en på det flate partiet fra koordinat 600 til skrenten ved koordinat 730, og nederst i lia fra koordinat 250 til ca 300. Under dette laget fremstår et nytt lag der hastigheten er i størrelsesorden 1000 m/s til 1400 m/s. Dette representerer etter all sannsynlighet kraftig oppsprukket fjell, og siden hastigheten er lavere enn 1500 m/s, er dette drenert. Tykkelsen av dette laget varierer fra null ved koordinat 720 til maksimalt ca 50 meter normalt overflaten ved koordinat 250.

Ved koordinat 550 finner en lokalt en hastighet på 4000 m/s. Dette kan selvsagt representere et parti med mindre oppsprekning, men en kan her ikke se bort fra at dette representerer sideeffekter. I dette området går profilet langs en svakhetszone i terrenget, men like nord for profilet finner vi en berghammer. På grunn av den påviste høye hastigheten dagnært, er det umulig å si noe om hastighetene under dette. Under dette kraftig oppknuste partiet, antydes

hastigheter større enn 5000 m/s, men på grunn av svake signaler fra fjernskudd er dette dårlig bestemt lengst nede i lia. Disse hastighetene regnes å representere massivt fjell.

Tolkingen av refraksjonsseismikken langs **profil S2** er vist i figur 4. Her indikeres et tynt overflatelag med hastighet fra 5-600 til 900 m/s. Ut fra det en kunne observere i felt representerer dette stedegent forvittringsmateriale (blokk). Under dette registreres fjellhastigheter. Disse varierer til dels mye, fra 3600 m/s som trolig er et oppknust parti, til 6500 m/s som kan være en indikasjon på frost i bakken.

3.4 Refraksjonsseismikk, tomografisk inversjon av profil S1.

Den tomografiske inversjonen av profil S1 er vist i figur 5. Inversjonen bygger på data fra alle de 72 geofonene og fra 17 skuddpunkter. Totalt antall strålebaner er 403, det er foretatt 18 iterasjoner og RMS-feil endte på 6,36 m/s. Cellestørrelsen (oppløsningen) i plottet er 10 meter horisontalt og 20 meter vertikalt.

Som for den tradisjonelle tolkingen viser inversjonen relativt høye verdier som representerer massivt fjell ovenfor skrenten ved koordinat 750. Det indikeres her relativt stor tykkelse av overflatelag, men det har nok sammenheng med høy vertikal cellestørrelse. Nedenfor koordinat 750 indikeres hastigheter på fra ca 1000 m/s dagnært til ca 2000 m/s på et større dyp. Ved denne inversjonen av måledata (tolkingen) antydes en betydelig større mektighet av lavhastighetsmaterialet. På det meste indikeres en tykkelse på ca 150 meter ned til et materiale som har en hastighet på ca 3000 m/s. Dette skyldes trolig at hastigheten i det oppknuste materialet er funnet noe større, og dette gir seg utslag i større tykkelse. Dersom hastigheten i det underliggende fjellet hadde vært større, noe en skulle forvente i lite oppsprukket fjell, ville tykkelsen av det oppsprukne partiet blitt enda større.

Figur 5B viser strålegjennomgangen inversjonen bygger på. Som vi ser, i mange celler er det ingen strålegjennomgang, mens i andre er det kun parallelle strålegjennomganger. Dette gjør hastighetsanalysen usikker. Denne undersøkelsen viser imidlertid at tykkelsen av det ustabile fjellpartiet kan være større enn angitt ved den tradisjonelle tolkingen av seismikkdata.

Nordnesfjellet

Profil 3

Resistivitet

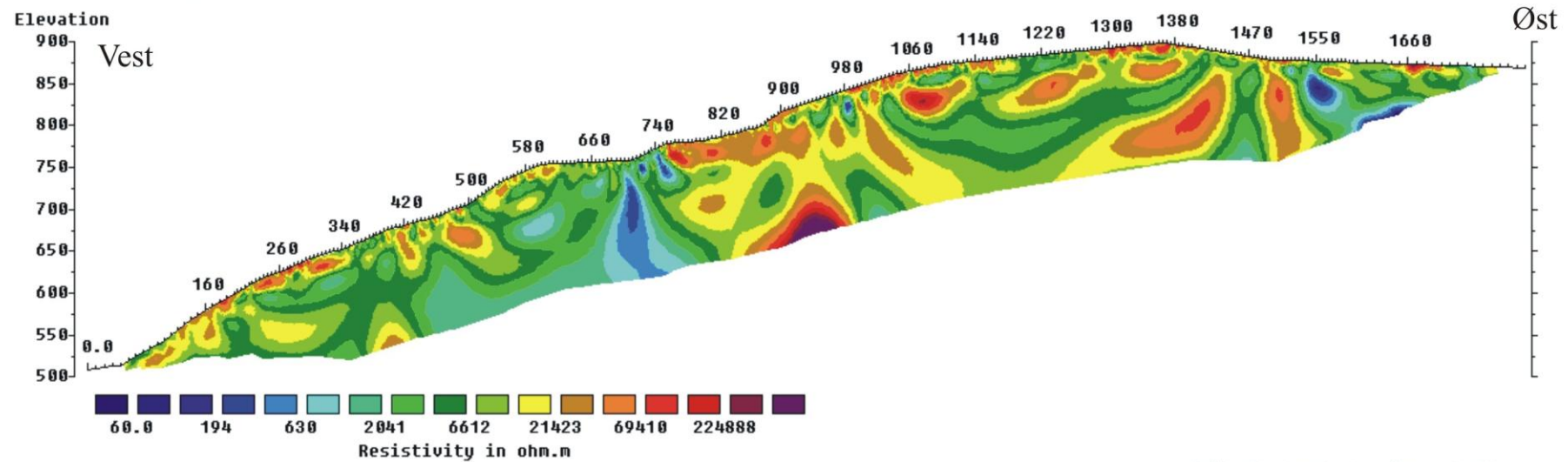
Gradient

Standard inversjon

Vert/Hor. Filter = 1

Model resistivity with topography

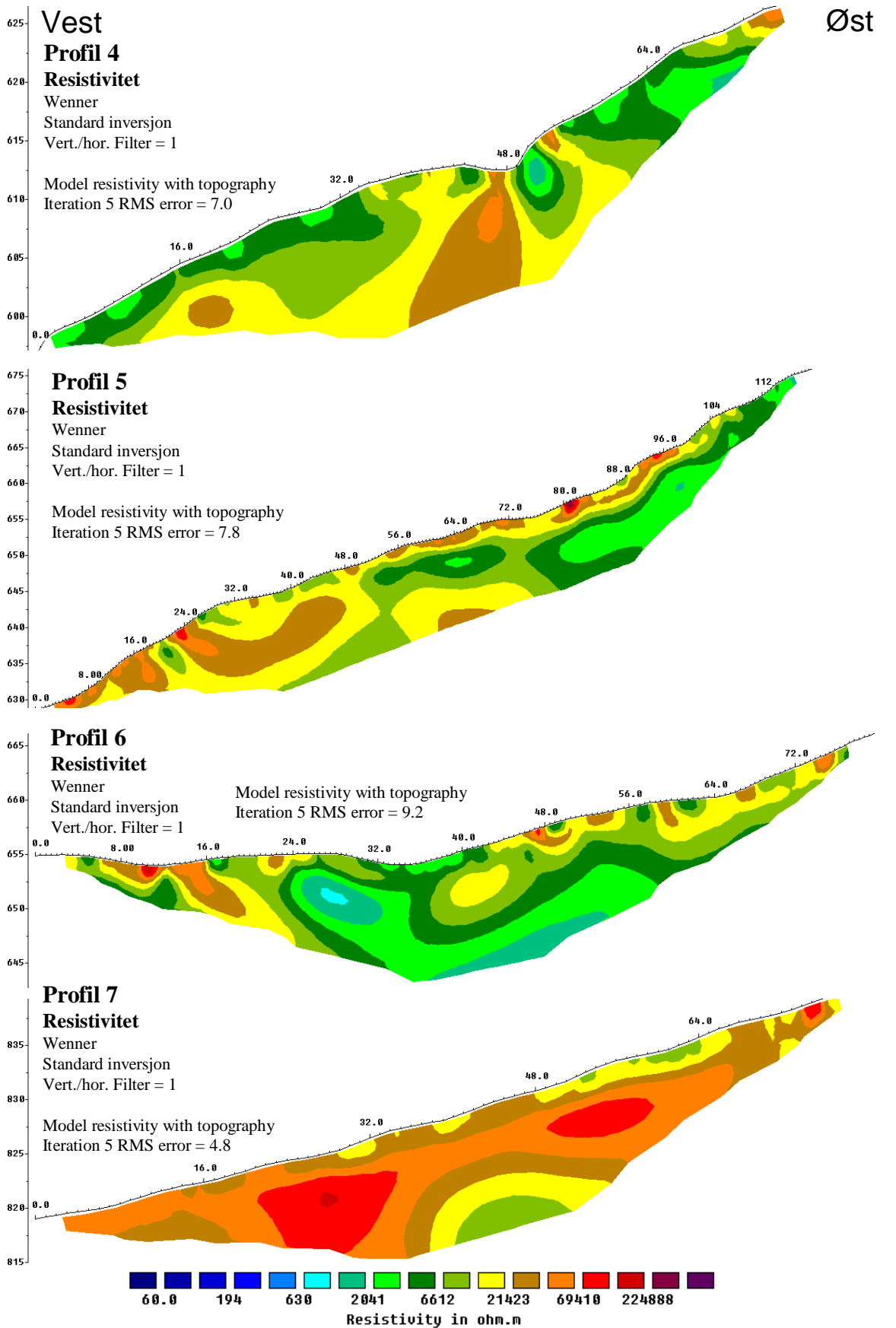
Iteration 5 RMS error = 6.9



Unit Electrode Spacing = 5.00 m.

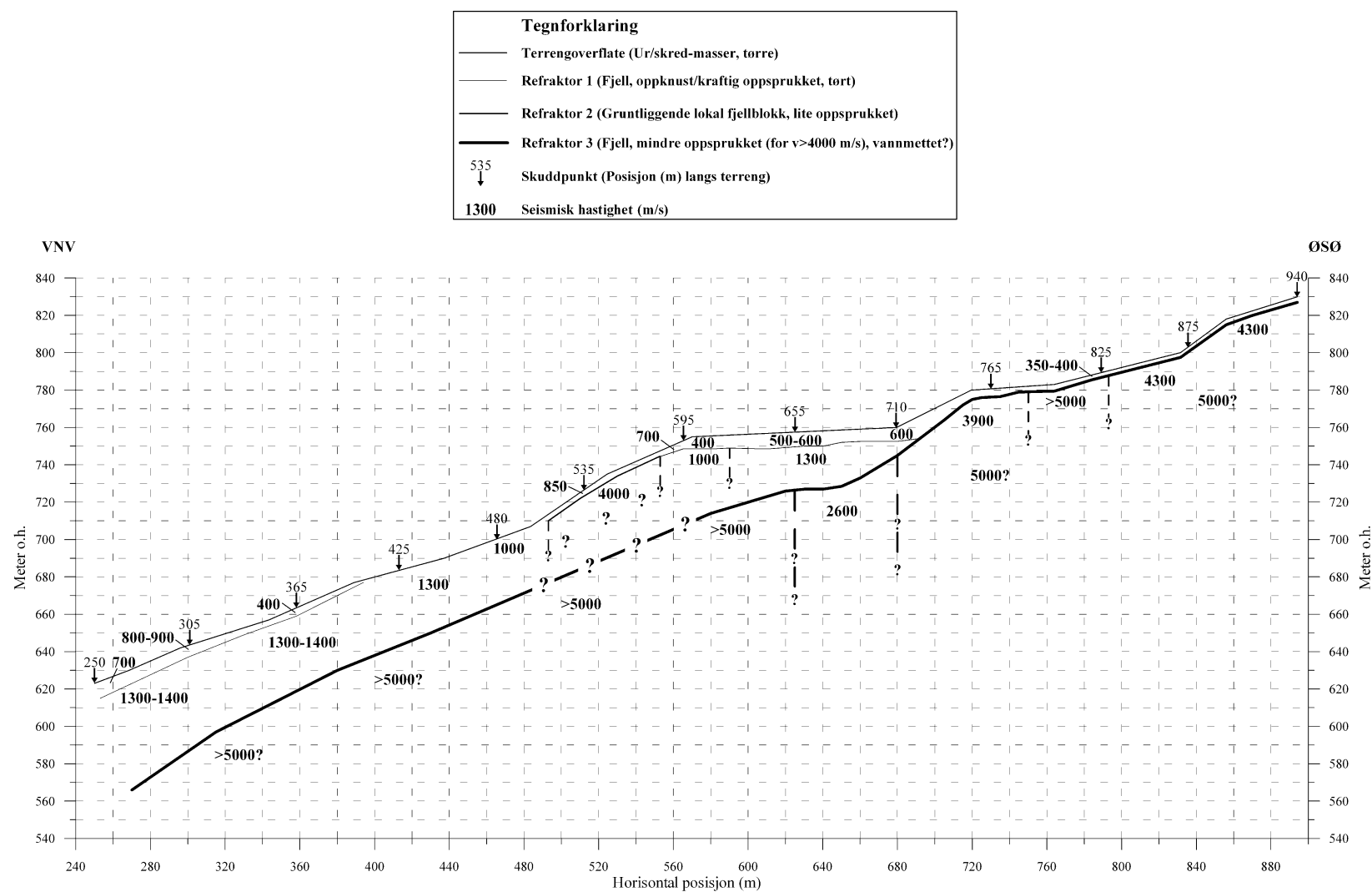
Horizontal scale is 3.17 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 1800.0 m.

Figur 1. Modellert resistivitet målt med gradientkonfigurasjon profil 3.



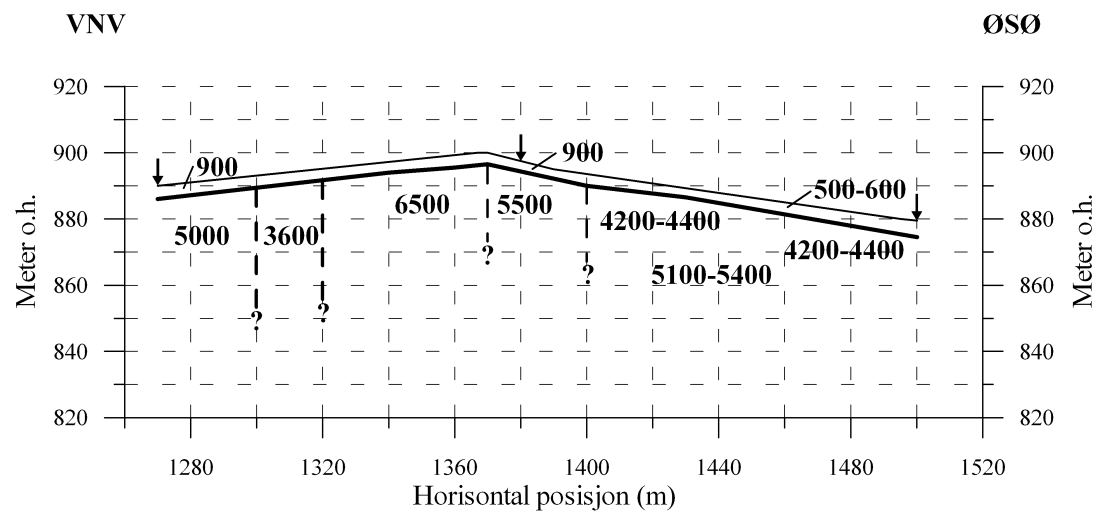
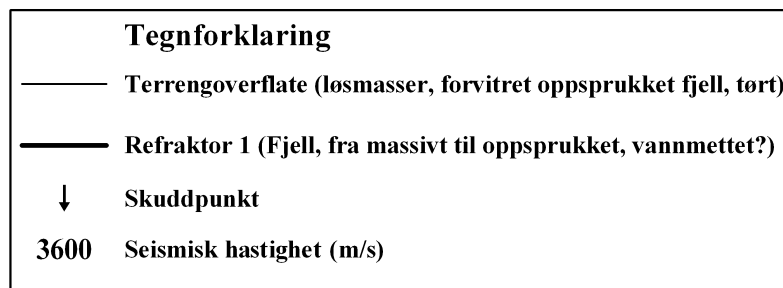
Figur 2. Modellert resistivitet for de fire korte profilene (profil 4 til 7).

Nordnesfjellet, refraksjonsseismisk profil S1



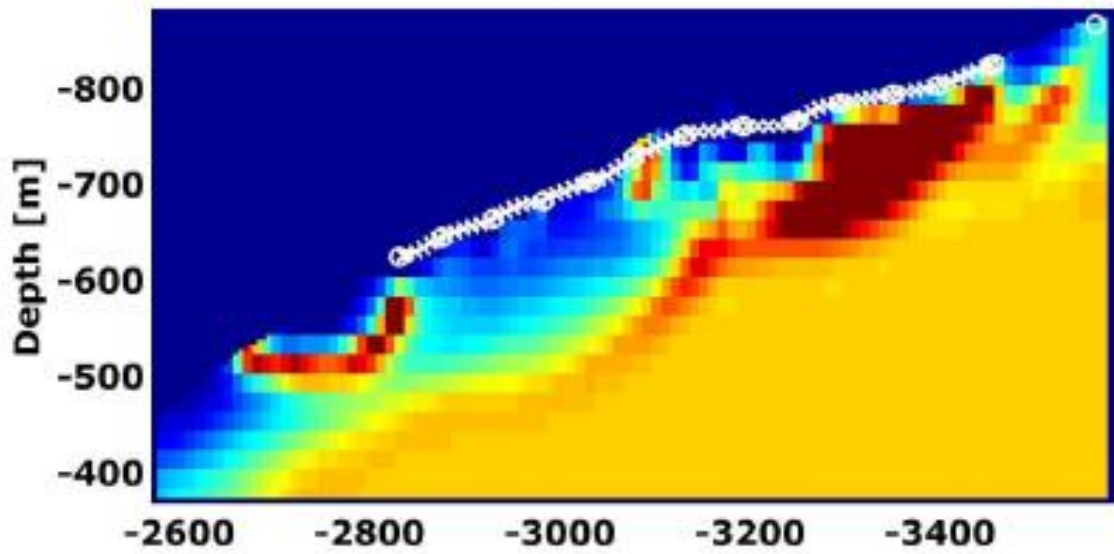
Figur 2: Refraksjonsseismisk tolkning langs nedre del av resistivitetsprofil 3.

Nordnesfjellet, refraksjonsseismisk profil S2

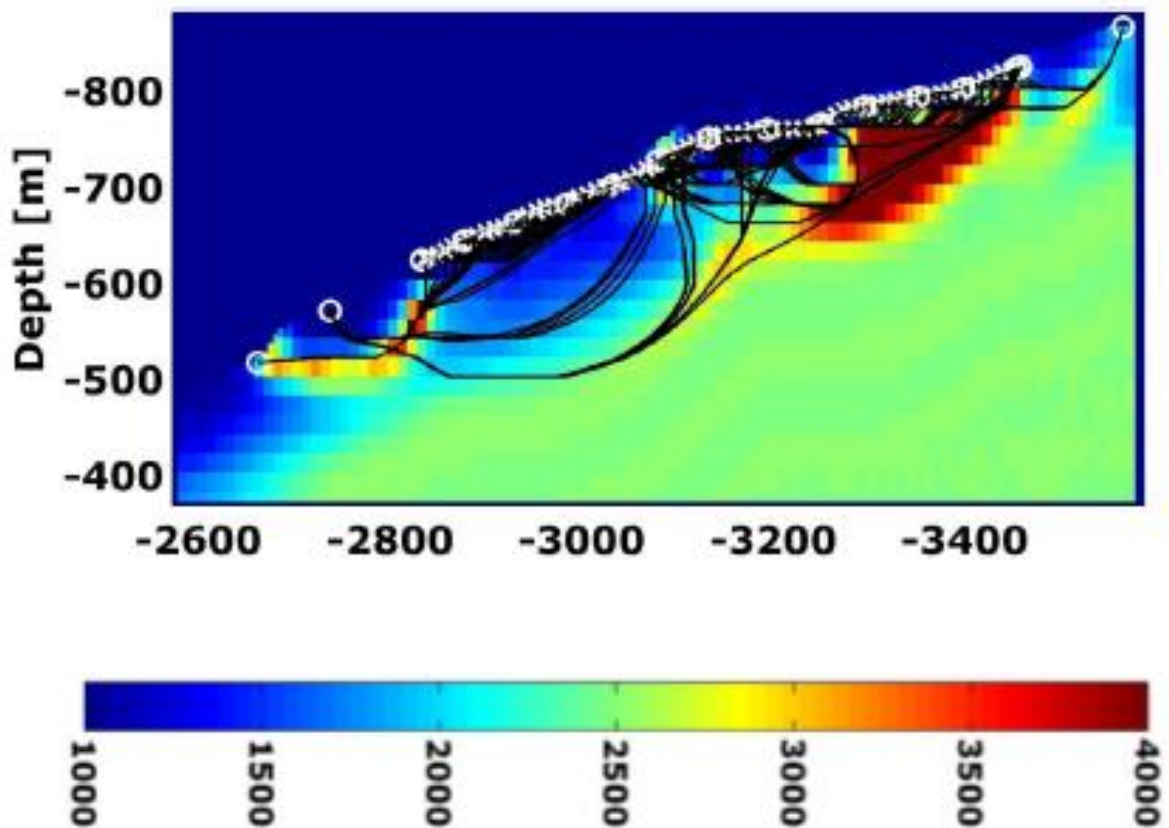


Figur 3: Refraksjonsseismisk tolkning langs øvre del av resistivetsprofil 3.

A.



B.



Figur 4: Tomografisk inversjon av refraksjonsseismisk profil S1. A) Hastighetsfordeling, B) Hastighetsfordeling med strålegjennomgang.

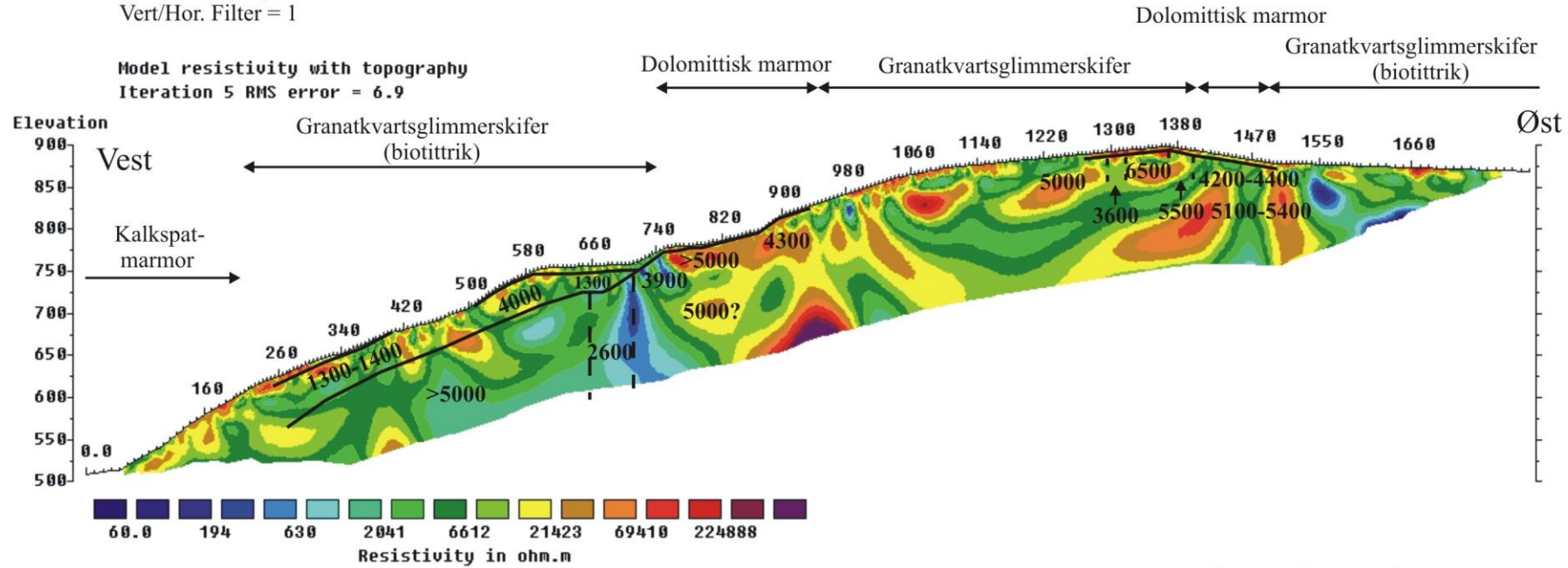
Hvite kryss viser geofonplasseringer, hvite sirkler skuddpunkt.

Nordnesfjellet

Profil 3

Resistivitet

Gradient
Standard inversjon
Vert/Hor. Filter = 1



Horizontal scale is 3.17 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 1800.0 m.

Figur 5: Modellert resistivitet, seismisk tolkning og geologi langs profil 3.

4. DISKUSJON

Figur 6 viser en sammenstilling av alle geofysiske data målt på Nordnes i 2007. Kartbilag -02 viser en oversikt over målte profiler og sammenstilling av tolkede svakhetssoner. I det følgende blir disse data diskutert.

4.1 Mektighet og utbredelse av det ustabile fjellpartiet.

Resistivitetmålingene i 2007 viste en klar dyptgående vertikal struktur og to litt grunnere som kan knyttes til bakre sprekk i det ustabile fjellpartiet. Øst for koordinat 750 langs resistivitetsprofil 3 er det ikke påvist strukturer som kan forbindes med det ustabile partiet. Det er ikke kommet frem overflateparallele strukturer som kan si noe om det ustabile partiets tykkelse på resistivitetsdata. I det oppsprukne partiet (fra koordinat 750 og nedover) er det imidlertid påvist til dels meget høye resistivitetsverdier ($> 20 \text{ k}\Omega\text{m}$) som er langt over det en kan forvente i vannmettede bergarter som her finnes (marmor og glimmerskifer). Dette indikerer drenerte masser, og stedvis kan disse være opp mot 50 meter tykke.

Den tradisjonelle tolkningen av refraksjonsseismikken indikerer tykkelser av oppsprukket fjell på opp mot ca. 50 meter, størst i de nedre delene av profilet. Gjennomsnittlig hastighet i dette materialet ligger i området 1300 – 1400 m/s, noe som viser at dette etter all sannsynlighet er drenert. Den tomografiske inversjonen av de samme data antyder en noe større hastighet i det oppsprukne partiet, noe som resulterer i større mektighet. Det antydes her seismiske hastigheter lavere enn 1500 m/s (drenerte masser) stedvis ned til ca 70 meter. Under dette indikeres hastigheter lavere enn 2500 m/s, noe som kan være vannmettet oppsprukket fjell. Dette antyder at mektigheten av oppsprukket fjell kan være større enn de 50 metrene den tradisjonelle seismiske tolkningen viser, men samtidig må en poengtere at denne inversjonen bygger på få data og en uheldig fordeling av strålebaner og i tillegg var det svake signaler som gjør det vanskelig å tolke. Hastighetsanalysen og derved dybdeangivelsen er derfor usikker.

Den tradisjonelle tolkningen av refraksjonsdata viser ingen tegn til at oppknusningen avsluttes nederst i profilet. Heller ikke resistivitetsdata (fortsetter enda 250 meter nedover) viser en klar avslutning av det oppsprukne partiet. Terrenget forhindret oss i å gjøre målinger lengre ned i lia. En kan derfor ut fra disse målingene ikke komme med en klar nedre begrensning av det ustabile fjellpartiet, men det synes klart at oppknusningen fortsetter nedenfor det målte profilet.

4.2 Mulig permafrost.

I tillegg til kartlegging av utbredelsen av det ustabile fjellpartiet, var det også av interesse om det var indikasjoner på permafrost i området. Målingene langs profil 1 og 2 i 2003 konkluderte med at det ikke var permafrost i området, da det ikke var påvist høy nok resistivitet (Tønnesen & Dalsegg 2004). Tidligere målinger av resistivitet i alpine strøk (Hauck 2001) viser at resistiviteten i isrik permafrost kan være $> 100 \text{ k}\Omega\text{m}$. Undersøkelser av permafrost i Norge viser også tilsvarende resultater (Hauck m. fl. 2000, Isaksen m. fl. 2002).

I de øvre delene av profil 3 og langs det korte profil 7 derimot, er det påvist stedvis meget høy resistivitet ($> 40 \text{ k}\Omega\text{m}$). I profil 3 er slike soner påvist helt dagnært, og som lommer på et noe

større nivå ved koordinatene 1080, 1250, 1350, 1450 og 1500. I de grunneste partiene (noen få meter) kan høy resistivitet skyldes tørre stedegne forvitningsmasser, men også at det er frost i bakken. De nevnte lommene og partiet fra koordinat 750 til ca. koordinat 900 viser alle spesielt høye verdier, og her kan det være permafrost. En merker seg at det også indikeres spesielt høye seismiske hastigheter i to av disse områdene, ved koordinat 780 (>5000 m/s) og på toppen av fjellet ved koordinat 1370 (6500 og 5500 m/s). Dette forsterker antagelsen om permafrost.

I det oppsprukne partiet nedenfor koordinat 750 er det også påvist høye resistivetsverdier, men som tidligere diskutert, disse kan representere drenert oppsprukket fjell. En kan derfor ikke si noe om det er permafrost her. Frost kan opptre lokalt i små lommer som ikke lar seg påvise med den type måling som er benyttet her.

En annen interessant observasjon i feltet er to kilder som kunne lokaliseres ca. 200 meter nord for profilet i en høyde av ca. 800 moh. (se bilder nedenfor). Dessverre ble disse ikke målt inn, men høyden over havet stemmer med overgangen fra et resistivetsnivå høyere enn 21 k Ω m nedenfor koordinat 900 og lavere enn 10 k Ω m ovenfor koordinat 900. Spørsmålet er om disse kildene er utspring av vann over et lag med permafrost. De to kildene ligger også nært opp til kartlagt utglidningssåle (se kartbilag -02), et plan som i følge berggrunnskartet er kartlagt som en forkastning (Zwaan m.fl. 2006).



To kilder lokalisert ca 200 meter nord for profil 3.

4.3 Generell berggrunns- og strukturgeologi.

De geologiske bergartsgrensene er lagt inn på figur 6. Disse kan være noe usikre da de er tatt ut fra berggrunnskartene i målestokk 1:50 000 (Zwaan m. fl. 2006, Boyd & Minsaas 1984).

Det kan se ut som avgrensningen av granatkvartsglimmerskiferen som ligger over den høyeste delen av profilet kommer fram på målingene. Mellom koordinat 980 og 1400 kommer det fram et skålformet nivå hvor 3 av de angitte mulige lommer for permafrost ligger. Om en ser bort fra disse, ligger resistiviteten i granatkvartsglimmerskifer i området 2 til 10 k Ω m. Som tidligere nevnt, er det her påvist spesielt høye seismiske hastigheter, med disse kan være styrt av permafrost. Resistiviteten i dolomittisk marmor ligger i samme intervall, men her er den seismiske hastigheten lavere, 4200 – 4400 m/s. En klart høyere resistivitet og delvis høyere seismisk hastighet mellom koordinatene 750 og 900 forsterker tolkningen av at det her kan være permafrost.

Resistivitetmålingene fra 2003 og de som her rapporteres, viser 4 markerte svakhetssoner som stikker dypt (se kartbilag -02). Sonene kartlagt langs profilene 1 og 2 og sonen ved profil 3 koordinat 700, ser ut til å være dype strukturer hvor resistiviteten delvis er svært lav ($<1\text{k}\Omega\text{m}$). Disse danner sammen med en bruddstruktur ca. 100 meter nordøst for koordinat 0 på profil 3 en mer eller mindre lineær struktur. Erfaring fra tilsvarende krystalline bergarter i Sør-Norge tilsier at svakhetssoner med resistivitet ned mot $500\ \Omega\text{m}$ kan være leirfylte og ustabile (Rønning m.fl. 2003). Tilsvarende lav resistivitet i sonen ved Nordnes kan være en indikasjon på at dette er en eldre svakhetszone, som i nyere tid er reaktivert, og som nå delvis danner avgrensningen av det ustabile fjellpartiet. Sonen kan ikke følges topografisk sør og øst for profil 3. Det kan derfor se ut som om sonen terminerer mot en forkastning som er sammenfallende med tidligere kartlagt glideplan som krysser profil 3 ved koordinat 750 (Zwaan m.fl. 2006).

Kartlagt svakhetszone ved koordinat 1550 på profil 3 faller også sammen med tidligere kartlagt forkastning (Zwaan m.fl. 2006).

5. KONKLUSJON

Geofysiske målinger fra 2003 ble sommeren 2007 supplert med et 2D resistivetsprofil på 1800 meter og 880 meter refraksjonsseismikk fordelt på to profiler langs resistivetsprofilen. I tillegg ble fire korte resistivetsprofiler målt for å kartlegge utbredelsen av permafrost i området.

Målingene viser ingen tegn til svakhetsstrukturer knyttet til det ustabile fjellpartiet ovenfor de som hittil er kjent. Profilene ble lagt så langt ned i lia som praktisk mulig, men ikke langt nok til å se noen nedre avgrensning av det ustabile fjellpartiet. Tradisjonell tolkning av refraksjonsseismikken indikerer kraftig oppsprukket fjell ned til ca. 50 meter, målt normalt på terrenget. Dette må, på grunn av blindsoneproblematikk, betraktes som minimumsverdi. Tomografisk inversjon av de samme data antyder at tykkelsen kan være opp mot 150 meter. Både resistivetsdata og refraksjonsseismiske indikerer at det oppsprukne fjellpartiet dagnært er drenert.

Uvanlig høye resistivetsverdier indikerer at det kan være lommer av permafrost i de øvre delene av det undersøkte området. I det ustabile fjellpartiet skyldes trolig høy resistivitet drenerte masser, og det er vanskelig å si om det her finnes permanent frost her.

Bruddsoner som kontrollerer det ustabile fjellpartiet kan delvis være en reaktivering av eldre forkastninger/svakhetssoner.

6. REFERANSER

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

Boyd, R. & Minsaas, O. 1984: Berggrunnskart Lyngen 1634 III, 1:50 00. Foreløpig utgave. Norges geologiske undersøkelse.

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.

Tønnesen, J. F. & Dalsegg, E. 2004: Geofysiske målinger Nordnesfjellet, Kåfjord kommune, Troms. NGU Rapport 2004.012.

Hauck, C. 2001: Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. Swiss Federal Institute of Technology, Zurich. Paper for the degree of Doctor of Natural Sciences.

Hauck, C., Vonder Muhll, D., Russil, N. & Isaksen, K. 2000: An integrated geophysical study to map mountain permafrost: A case study from Norway. 6th EEGS Conference, Proceedings (Bochum, 3-6 September 2000). Extended Abstracts, CH01, 4pp.

Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R.S. & Sollid, J.L. 2001: Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS measurements and 2-D tomography data. Norsk Geografisk Tidsskrift Vol. 56, 122-136.

Loke, M.H. 2007: RES2INV ver. 3.56. Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction manual. www.geoelectrical.com.

Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Storrø, G.: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. Proceedings from 9th European Meeting on Environmental and Engineering Geophysics. Prague, Sept. 2003. Extended abstract P-005, 4pp.

Zvaan, K.B. Dangla, P. & Quenardel, J.M., 2006: Berggrunnskart Kåfjord 1634 II, 1:50 000. NGU- kartserie.

Koordinater for målte profil (WGS-84, Sone-34)

Profil	Koordinat	UTM-øst	UTM-nord
2D res. Profil 3	0	476910	7716725
	100	476956	7716648
	200	477017	7716587
	300	477072	7716523
	400	477144	7716471
	500	477213	7716412
	600	477281	7716357
	700	477381	7716322
	800	477461	7716287
	900	477546	7716248
	1000	477627	7716203
	1100	477719	7716172
	1200	477807	7716136
	1300	477897	7716091
	1367 (trigpkt.)	477958	7716068
	1400	477982	7716038
	1500	478068	7716000
	1600	478159	7715952
1700	478249	7715919	
1800	478347	7715892	
2D res. Profil 4	0	476998	7716385
	40	476963	7716392
	80	476929	7716397
2D res. Profil 5	0	477057	7716544
	40	477082	7716517
	80	477110	7716496
	120	477142	7716476
2D res. Profil 6	0	477104	7716678
	40	477124	7716644
	80	477138	7716608
2D res. Profil 7	0	477702	7716404
	40	477670	7716424
	80	477636	7716445



UNDERSØKT OMRÅDE

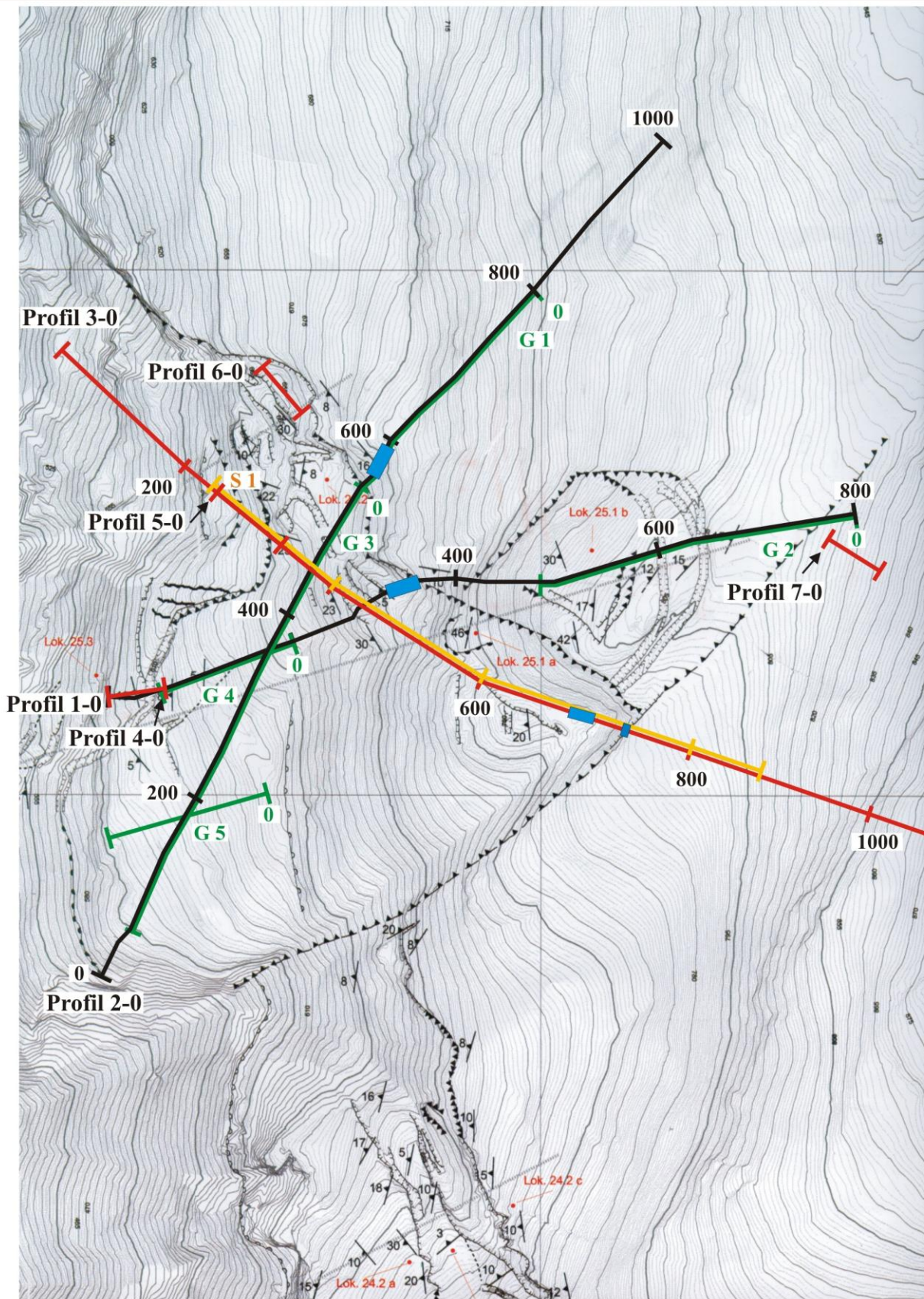
NGU
 OVERSIKTSKART
NORDNESFJELLET
 KÅFJORD, TROMS

MÅLESTOKK 1 : 50 000	MÅLTJFT/JSR/ED	2003 og 2007
	TEGN E.D.	Feb. 2008
	TRAC	
	KFR	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

KARTBILAG NR
 2008.024-01

KARTBLAD NR
 1634 II/III



Tegnforklaring

Tensjonsbrudd/normalforkastninger

- Blottet
- Delvis blottet
- Antatt
- Utglijningssåle/glideplan

Strøk/fall

- Vertikalt tensjonsbrudd
- Tensjonsbrudd
- Foliasjon

- Fjellblotninger
- GPS prøvepunkt
- Profiler

- 2D Res. profil (2003)
- Georadarprofil (2003)
- 2D Res. profil (2007)
- Seismisk profil (2007)
- Lav resistivitet i dypet

NGU OVERSIKTSKART PROFILER NORDNESFJELLET KÅFJORD, TROMS	MÅLESTOKK	MÅLT ED/JSR/JFT	2003 og 2007
	1 : 5 000	TEGN E.D.	Feb. 2008
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR	KARTBLAD NR	
	2008.024-02	1634 II/III	