



GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



**NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE**
· NGU ·

NGU RAPPORT
2021.032

Geofysikk og forundersøkelser for tunneler. Sluttrapport fra prosjektet «Forbedrede Forundersøkelser for Utbygging Tunneler (ForForUT)».



Rapport nr.: 2021.032		ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)		Gradering: Åpen	
Tittel: Geofysikk og forundersøkelser for tunneler. Sluttrapport fra prosjektet «Forbedrede Forundersøkelser for Utbygging Tunneler (ForForUT)».					
Forfatter: Jan S. Rønning			Oppdragsgiver: Statens vegvesen Vegdirektoratet - NGU		
Fylke:			Kommune:		
Kartblad (M=1:250.000)			Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)		
Forekomstens navn og koordinater: WGS 84 – UTM32			Sidetall: 338		Pris: Kr. 600,-
Feltarbeid utført: 2009 - 2019			Rapportdato: 22.12.2021		Prosjektnr.: 329500
					Ansvarlig: <i>Marco Brønner</i>

Sammendrag:

NGU har arbeidet med geofysiske forundersøkelser for tunneler i mer enn 20 år, og flere metoder er testet ut og etter hvert blitt standard metodikk. Prosjektet «Forbedrede Forundersøkelser for Utbygging Tunneler (ForForUT)» som er et samarbeidsprosjekt med Statens vegvesen, Vegdirektoratet, ble etablert i 2009. I samarbeidsavtalen for dette prosjektet stilles det krav til at relevante erfaringer skal deles (kompetanseoverføring), også fra andre prosjekter. NGU ser dette som meget viktig, og har derfor valgt beskrive også beslektede tema i denne sluttrapporten. Rapporten omfatter følgende tema som alle har forbedret forundersøkelsene:

- Magnetiske data for påvising av forvitringssoner og berggrunnskartlegging.
- 2D Resistivitet for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg; metodebeskrivelse, modellering på land og i marine miljø, definering av en tolkingsmodell og en rekke eksempler på hvordan metoden kan fungere.
- Seismikk for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg samt tolking av dyp til berg; metodebeskrivelser refraksjonsseismikk og refleksjonsseismikk, modelleringer av tomografisk inversjon, kvalitet på forskjellige seismiske tolkinger (svakhetssoner og dyp til berg) ved prosjektet «E39 Kryssing av Romsdalsfjorden».
- Radioaktivitet og mulige problemer ved anlegg i berg; metodebeskrivelse, teoretiske vurderinger, uranførende bergarter ved Bjarkøy og alunskifer i Oslofeltet
- Borehullslogging og bergmassekvalitet; optisk og akustisk televiwer, geofysiske logger, radioaktive logger, vannkvalitet og prøvetaking samt eksempler på kombinerte logger.
- Andre metoder og undersøkelser; sammenstilling av petrofysiske egenskaper, sammenstilling av vanngiverevne og resultater fra kombinerte tolkinger.
- Veileder for 2D Resistivitet og seismiske metoder.

NGU har også arbeidet med en metode som er mindre vellykkede for påvising karakterisering av svakhetssoner i berg (gravimetri) og en metode som trenger videre arbeid for å kunne utnytte et antatt potensiale for gode samtolkinger av flere datasett («cluster»-analyse).

Emneord: Geofysikk	Magnetometri	Resistivitet
Refraksjonsseismikk	Radiometri	Svakhetssoner i berg
Dyp til berg	Forundersøkelser tunneler	Fagrapport

Forord

Norges geologiske undersøkelse (NGU) har bidratt med geologisk kunnskap til tunnelprosjekter i lange tider. NGU var også den institusjonen i Norge som først startet med refraksjonsseismiske undersøkelser for karakterisering av bergmassekvalitet i Norge. Her var avdøde kollega Gustav Hillestad pådriveren.

Mot slutten av 1990-tallet førte problemer med utbyggingen av Romeriksporten til store forsinkelser, setningsskader og kostnadssprekk. Bransjen tok da initiativ til å få etablert et forskningsprosjekt som skulle se på ulike sider av prosjektgjennomføringen, *Miljø og Samfunnstjenlige Tunneler*. I 1999 ble det gjennomført et forprosjekt som definerte hovedprosjektet som ble gjennomført i årene 2000 til 2003.

NGU fikk ansvaret for delprosjekt *A. Forundersøkelser* i dette forskningsprosjektet. Innledningsvis ble det laget en oversikt over hvilke teknikker som var tilgjengelig og som kunne gi viktig informasjon forut for et tunnelprosjekt. Det ble sett på bruken av disse og ut fra dette ble det valgt ut spesielt to områder som hadde et stort informasjonspotensial, men som ikke ble benyttet ved forundersøkelser; 2D resistivitetmålinger og borehullslogging med optisk og/eller akustisk televiewer. Disse to ble da satsingsområder i prosjektets delprosjekt *A Forundersøkelser*.

Etter at «Miljø og Samfunnstjenlige tunneler» ble avsluttet, hadde NGU og Vegdirektoratet sporadiske enkeltprosjekter, men i 2009 ble det etablert et oppfølgende prosjekt som ble kalt «ForForUT» (Forbedrede Forundersøkelser Utbygging Tunneler). Akronymet har en undertone om at en ville avdekke problemer ved utbygging av tunneler i forkant. Prosjektet var opprinnelig planlagt for tre år, men nye problemstillinger som burde belyses dukket opp og førte til at prosjektet ble forlenget år for år. Siste år med økonomisk støtte fra Vegdirektoratet var i 2019.

To prinsipper var viktige i etableringen av ForForUT. Oppnådde resultater skulle deles med ansatte i regionkontorene i Statens vegvesen, og erfaringer fra prosjekter med andre samarbeidspartnere utenom Statens vegvesen, skulle også gjøres kjent for alle (erfaringsoverføring). Det har derfor vært viktig for NGU å presentere resultater ikke bare på vegvesenets geologissamlinger, men også på «Bergmekanikkdager» og i andre nasjonale og internasjonale konferanser. I denne rapporten blir derfor resultater fra samarbeidsprosjekter med Vegvesenets regionskontorer, som de da het, Jernbaneverket (Bane Nor), NVE og andre aktører tatt med i denne oppsummeringen. For å sikre erfaringsoverføring til fremtidige generasjoner av ingeniørgeologer, har NGU valgt å sammenstille relevante erfaringer i denne sluttrapporten.

Forfatteren vil rette en takk til kolleger ved Vegdirektoratet, spesielt Mona Lindstrøm og Alf Kveen, som hadde stor tro på at et samarbeidsprosjekt med NGU virkelig kunne forbedre forundersøkelsene og som sørget for en betydelig finansiering av prosjektene gjennom mange år. Uten denne støtten har det ikke vært mulig å gjennomføre aktiviteten. Jeg vil også rette en takk til NGU som også har støttet prosjektene, og som velvillig har gitt meg mulighet til å arbeide med dette, også uten støtte fra Statens vegvesen. Til slutt en meget stor takk til mine kolleger ved NGU som har utført datainnsamlingen, prosesseringen og delvis også tolkingen.

NGU 22.12.2021



Jan Steinar Rønning
Prosjektleder NGU

Innholdsfortegnelse

1.	INNLEDNING	11
2.	MAGNETISKE DATA OG TUNNELPLANLEGGING	13
2.1	Teoretisk bakgrunn for AMAGER-metoden.....	13
2.2	Eksempler på tolking med AMAGER-metoden	16
2.2.1	Romeriksporten	16
2.2.2	Hanekleivtunnelen	17
2.2.3	Oslofjordtunnelen.....	18
2.2.4	Parkeringshus i Skien.....	20
2.3	Begrensninger ved AMAGER-metoden	21
2.4	Magnetiske data for bergartskartlegging, ROGFAST.....	22
2.4.1	Magnetiske målinger fra fly.....	23
2.4.2	Tolking av de magnetiske data.....	25
2.4.3	Ny bergrunnsgeologisk modell	26
3.	RESISTIVITET, BERGMASSEKVALITET OG DYP TIL BERG	29
3.1	2D Resistivitet, metodebeskrivelse	29
3.1.1	Utførelse, elektrodekonfigurasjoner og kabelutlegg	29
3.1.2	Prosessering, pseudoseksjoner og inversjon.....	31
3.1.3	Valg av inversjonsprosedyre	33
3.1.4	Læringspunkt	35
3.2	Resistivitet, modellering av svakhetssoner på land	35
3.2.1	Respons ved forskjellige elektrodekonfigurasjoner	36
3.2.2	Variasjon i svakhetssonens bredde.....	38
3.2.3	Variasjon i svakhetssonens utstrekning mot dypet	38
3.2.4	Variasjoner i svakhetssonenes fall	41
3.2.5	Variasjoner i svakhetssonenes resistivitet.....	41
3.2.6	Variasjoner i løsmassenes resistivitet	44
3.2.7	Variasjoner i løsmassedekkets tykkelse.....	44
3.2.8	Konklusjoner fra modellering av svakhetssoner på land	46
3.3	Modellering av svakhetssoner i marine miljø	48
3.3.1	Innledning	48
3.3.2	Valg av undersøkelsesbetingelser.....	49
3.3.3	Resultater fra modellering	51
3.3.4	Verifisering av resultater med annen programvare	57
3.3.5	Resultat fra en undersøkelse i felt	59
3.3.6	Diskusjon og konklusjoner	61
3.4	Definering og testing av en tolkingsmodell for svakhetssoner i berg	63
3.4.1	Definering av tolkingsmodell.....	63
3.4.2	Etterprøving av foreslått tolkingsmodell	66
3.5	Utvalgte eksempler på resistivitet i tunnelprosjekter	67

3.5.1	Valg av profilretning	67
3.5.2	Valg av elektrodeavstand	69
3.5.3	Valg av inversjonsprosedyre, svakhetssoners fall.....	71
3.5.4	Valg av inversjonsprosedyre, svakhetszone på dypet	73
3.5.5	Valg av inversjonsmetode, dyp til berg.....	75
3.5.6	Forslag til karakterisering av svakhetssoner kartlagt med resistivitet	78
3.5.7	Resistivitet i tettbygde strøk, Follobanen Oslo – Ski	79
3.5.8	Resistivitet i saltvannsmiljø, 3D-effekt.....	82
3.6	Andre tunnelundersøkelser med 2D resistivitet	85
4.	SEISMIKK, BERGMASSEKVALITET OG DYP TIL BERG	86
4.1	Refraksjonsseismikk, metodebeskrivelse	86
4.1.1	Refraksjonsseismikk, utførelse av målinger	87
4.1.2	Refraksjonsseismikk, tradisjonell tolking	88
4.1.3	Metodiske begrensninger ved tradisjonelle tolkinger	89
4.1.4	Geologisk tolking ut fra seismiske hastigheter	90
4.1.5	Eksempel på tradisjonell tolking av refraksjonsseismikk.....	91
4.1.6	Muligheter med tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk	93
4.2	Refleksjonsseismikk, metodebeskrivelse	94
4.2.1	Refleksjonsseismikk, utførelse av målinger	94
4.2.2	Muligheter og begrensninger ved refleksjonsseismikk.....	95
4.2.3	Prosessering av refleksjonsseismikk.....	95
4.2.4	Eksempel på refleksjonsseismisk profil.....	96
4.3	Modellering av refraksjonsseismisk tomografi	99
4.3.1	Innledning	99
4.3.2	Kort beskrivelse av programmet Rayfract®.....	101
4.3.3	Modellering med varierende geofon- og skuddpunktavstand	103
4.3.4	Modellering av syntetiske data med forskjellig startmodell	108
4.3.5	Diskusjon og konklusjoner	111
4.4	Ny modellering med refraksjonsseismisk tomografi	114
4.4.1	Syntetiske modeller	114
4.4.2	Påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg	115
4.4.3	Dyp til berg ved enkle modeller	126
4.4.4	Dyp til berg ved modeller med blindsonelag	128
4.4.5	Karakterisering av løsmasser.	134
4.5	Kvalitet på seismikk, måledata fra «E39 Kryssing av Romsdalsfjorden»	136
4.5.1	Refraksjonsseismikk, påvising og karakterisering av svakhetssoner.....	136
4.5.2	Refraksjonsseismikk, dyp til berg og karakterisering av løsmasser	142
4.5.3	Læringspunkter refraksjonsseismikk	145
4.5.4	Refleksjonsseismikk, dyp til berg og karakterisering av løsmasser	146
4.5.5	Læringspunkter refleksjonsseismikk.....	148
4.5.6	Tomografi mellom borehull og sjøbunnen	150

5.	RADIOAKTIVITET OG ANLEGG I FJELL	162
5.1	Innledning	162
5.2	Målemetoder for gammastråling	162
5.3	Mulige miljøproblemer knyttet til radioaktive bergarter	164
5.3.1	Uakseptable strålingsdoser fra gammastråling	165
5.3.2	Radongass i tunnelluft	165
5.3.3	Radioaktivitet knyttet til støv i tunnelluft	166
5.3.4	Deponeringspliktig radioaktivt avfall	167
5.4	Teoretiske vurderinger av strålingsdose	168
5.4.1	Bakgrunn	168
5.4.2	Doserater fra naturlige isotoper	169
5.4.3	Doserater fra eU-målinger	169
5.5	Uranførende bergart ved Bjarkøya	170
5.5.1	De første undersøkelsene på Bjarkøya	170
5.5.2	Logging av borehull med gammaspektroskopi	172
5.5.3	Analyser fra nytt kjerneborehull	174
5.5.4	Oppfølgende undersøkelser i tunnel	176
5.5.5	Radiometriske målinger fra helikopter	181
5.5.6	Oppsummering av undersøkelsene ved Bjarkøya	182
5.6	Undersøkelser av Alunskifer i Oslofeltet	184
5.6.1	Borehull ved geologisk museum på Tøyen	184
5.6.2	Borehull ved Arnestad skole i Asker	186
5.6.3	Borehull ved Hamar flyplass	187
5.6.4	Oppsummering, undersøkelser av Alunskifer i Oslofeltet	189
6.	BORHULLSMÅLING. GEOFYSIKK, VANNSTRØMNING OG PRØVETAKING	190
6.1	Optisk og akustisk televiering	190
6.1.1	Optisk televiering	190
6.1.2	Akustisk televiering	192
6.1.3	Analyse av data fra optisk og akustisk televiering	193
6.1.4	Statistisk analyse av sprekker	194
6.1.5	Caliperlogg fra akustisk televiering	197
6.1.6	Ovaliseringslogg og horisontale spenningsretninger	199
6.1.7	Borehullavvik	202
6.1.8	Televiering. Sammendrag og læringspunkter	202
6.2	Akustiske logger	203
6.2.1	Logging av P- og S-bølgehastigheter	203
6.2.2	Avledete størrelser fra P- og S-bølgehastigheter	204
6.2.3	Eksempel på logget P-bølgehastighet fra det ustabile fjellpartiet Åknes	205
6.2.4	Akustiske logger. Sammendrag og læringspunkter	207
6.3	Elektriske loggemetoder	207
6.3.1	Resistivitet og selvpotensial	207

6.3.2	Korreksjoner av målte resistivitetsdata.....	208
6.3.3	Indusert polarisasjon (IP).....	209
6.3.4	Eksempel på logget IP-effekt.....	210
6.3.5	Eksempel på kombinerte elektriske logger.....	212
6.3.6	Elektriske logger. Sammendrag og læringspunkter	214
6.4	Temperatur og ledningsevne i borehull.....	214
6.5	Radioaktive logger	215
6.5.1	Metodebeskrivelser	215
6.6	Strømningsmåling.....	217
6.6.1	Målemetode	217
6.6.2	Eksempler på strømningsmålinger i borehull	218
6.7	Vannkvalitet og prøvetaking	221
6.7.1	Metodebeskrivelser vannkvalitet og vannprøvetaker	221
6.7.2	Vannkvalitet og prøvetaking ved Drag og på Leknes.....	223
6.7.3	Kvalitet av logget ledningsevne, pH og nitrat, Drag og Leknes.....	224
6.7.4	Strømning, vannkvalitet og prøvetaking på Raudsand.....	225
6.7.5	Oppsummering og læringspunkter, vannkvalitet og prøvetaking	227
6.8	Eksempel på kombinerte logger.....	228
6.8.1	Samspill resistivitet, seismikk og AKTV, DRAG	228
6.8.2	Samspill OPTV, resistivitet, seismikk og testpumping, Bh6 Lunner	229
6.8.3	Geologisk logg fra geofysiske logger i borehull på Tøyen.	231
6.8.4	Oppsummering og læringspunkter	231
7.	ANDRE METODER OG UNDERSØKELSER	233
7.1	Sammenstilling av petrofysiske egenskaper i norske bergarter	233
7.1.1	Sammenstilling av seismiske hastigheter i norske bergarter	234
7.1.2	Sammenstilling av resistivitet i norske bergarter.	237
7.1.3	Total gammastråling i norske bergarter.....	240
7.2	Vanngiverevne i norske bergarter	243
7.2.1	Utdrag fra opprinnelige rapport.....	243
7.2.2	Læringspunkter og anbefaling	243
7.3	Sammenligning av geofysiske responser ved Hanekleivtunnelen	246
7.3.1	Anvendte metoder	246
7.3.2	Utvalgte resultater fra Hanekleivtunnelen	247
7.3.3	Oppsummering og læringspunkter Hanekleivtunnelen	248
7.4	Geofysikk og bergkvalitet fra drivingen av Knappetunnelen	249
7.4.1	Datagrunnlag ved undersøkelsene langs Knappetunnelen	249
7.4.2	Påviste soner ved forskjellige forundersøkelser.....	249
7.4.3	Svakhetssone med fall	251
7.4.4	Diskusjoner, konklusjoner og læringspunkter.....	255
7.5	Kombinerte metoder, AMAGER, gravimetri og resistivitet.....	257
7.5.1	Metodebeskrivelse gravimetri.....	257
7.5.2	Kombinerte metoder ved Romeriksporten.....	258

7.5.3	Kombinerte metoder Lieråsen jernbanetunnel	261
7.5.4	Kombinerte metoder Lunnertunnelen	263
7.5.5	Oppsummering og læringspunkter, kombinerte metoder	265
7.6	Lineamentstudie fra LIDAR-data	266
7.6.1	Datagrunnlag for analyse	267
7.6.2	Analyse av den digitale terrengmodellen	267
7.6.3	Resultater fra analyse av digital terrengmodell	269
7.6.4	Vurdering av lineamenters opptreden	272
7.7	Samtalking av datasett («Cluster»-analyse)	274
7.7.1	Datagrunnlag for «clusteranalysen».....	274
7.7.2	«Cluster»-analyse kort metodebeskrivelse	276
7.7.3	Vurdering av resultatene fra analysen.....	276
8.	FORMIDLING AV RESULTATER	279
9.	REFERANSER	280
A.1	Vedlegg 1: VEILEDER. Kartlegging av svakhetssoner i berg med 2D resistivitetmålinger.	288
A.2	Vedlegg 2: VEILEDER. Seismiske undersøkelser	305
A.3	Vedlegg 3: Foredrag ved forskjellige nasjonale og internasjonale møter	335

1. INNLEDNING

Denne rapporten er en oppsummering av viktige resultater opparbeidet gjennom mer enn 20 års arbeid for forbedringer av forundersøkelser for tunneler ved NGU.

Bransjeprojektet *Miljø- og samfunnstjenlige tunneler* ble etablert som et forprosjekt i 1999 mens selve hovedprosjektet ble gjennomført fra 2000 til ut 2003. Prosjektet var et samarbeid der Statens vegvesen (prosjektledelse), Jernbaneverket, Norges Forskningsråd og enkelte entreprenører sto for finansieringen, mens selve arbeidet ble utført av en lang rekke aktører, blant de Norges geologiske undersøkelse (NGU). Prosjektet ble etablert som en konsekvens av de problemene som ble avdekket ved drivingen av Romeriksporten, hvor det var store overskridelser både på tid og kostnader. Prosjektet ble organisert i fire delprosjekter: *Forundersøkelse, Riktig omfang av undersøkelser for berganlegg, Samspill med omgivelsene og Tetteknikk*. NGU hadde prosjektansvaret for *Delprosjekt A, Forundersøkelser*.

I forprosjektet til *Miljø- og samfunnstjenlige tunneler* ble det gjort en vurdering av informasjonspotensialet ved mange forskjellige geofysiske metoder og samtidig vist en oversikt over hvor mye de ble benyttet på det tidspunktet (Vedlegg 1 i Rønning 2003). Ved å se på forholdet mellom metodenes potensiale for verdifull informasjon og hvor mye de ble benyttet, fremsto flere metoder som hadde et stort informasjonspotensial, men som ikke ble benyttet ved forundersøkelser. Hovedprosjektet hadde en begrenset varighet, og det ble derfor satset på metoder som allerede var utviklet. Metodene 2D resistivitet og borehullslogging med optisk televierer fikk derfor stor plass i dette prosjektet.

I perioden 2003 til 2006 hadde NGU en satsning på «Geologi i Oslo-området» (GEOS). I denne sammenheng ble det utført magnetiske og radiometriske målinger fra fly i Oslofeltet fra Færder i sør til Gardermoen i nord (Fugro 2003). NGU-medarbeider Odleiv Olesen, som hadde ansvaret for koordineringen av denne satsingen, interesserte seg for magnetiske data og om de kunne benyttes til å karakterisere berggrunnen med hensyn på problemer ved tunneldriving. Ved å se på samspillet mellom lavt magnetfelt og fordypninger i terrenget, ble det utarbeidet et aktsomhetskart for tunnelplanlegging (Olesen 2006, Olesen m.fl. 2007). Metoden ble kalt AMAGER et akronym for *AeroMAGnetic and GEomorphological Relations*. Ved oppfølgende undersøkelser etter dette studiet ble 2D resistivitet benyttet for å etterprøve mulige svakhetssoner som ble indikert ved AMAGER-metoden. I dette arbeidet ble også gravimetriske data utprøvd for påvisning av svakhetssoner i berg.

Prosjektene *Miljø- og samfunnstjenlige tunneler* og oppfølgingen av AMAGER-tolkingene avdekket et behov for å se hvilke muligheter og begrensninger som ligger i de anvendte metodene ved forundersøkelser. Samtidig ble det avdekket et behov for å vite hva en kan forvente av resistivitetsverdier og seismiske hastigheter i norske ikke oppsprukne bergarter, og hvilken vanngiverevne de har. Som et ledd i samarbeidet mellom Statens vegvesen og NGU ble derfor prosjektet *Forbedrede Forundersøkelser for Utbygging Tunnel (ForForUT)* etablert i 2009, opprinnelig med en varighet på tre år. Arbeidet avdekket stadig nye områder hvor det var behov for forskning og utviklingsarbeid. Prosjektet ble derfor forlenget med ett år av gangen (på grunn av statlige bevilgningsregler) og avsluttet 2021. Ifølge avtale skulle prosjektets kostnader deles likt mellom Statens vegvesen Vegdirektoratet og NGU.

I startfasen av "ForForUT" ble det fokusert mye på muligheter og begrensninger ved 2D resistivitet. I slutfasen har fokuset ligget på muligheter og begrensninger ved tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk. Underveis er det avdekket problemer som har gjort det naturlig å se på andre metoder som f.eks. radiometri. Geofysisk borehullslogging og inspeksjon med optisk og etter hvert akustisk televiewer, har vært med hele tiden, ofte i kombinasjon med prøvepumping og strømningsmåling i borebrønner.

Fokuset har i utgangspunktet ligget på muligheter og begrensninger ved kartlegging og karakterisering av svakhetssoner i berg. I noen tilfeller har også dyp til berg vært viktig, og det er gjort noe utviklingsarbeid rettet også mot sikker tolking av dyp til berg.

Sentralt i NGUs arbeid har vært forskjellige inversjonsteknikker. Dette går ut på å gå fra f.eks. målte tilsynelatende resistivitetsverdier til sanne bilder av resistiviteten i bakken i to dimensjoner (2D) og kanskje i tre dimensjoner (3D). Til dette arbeidet er programmet Res2DInv (Loke 2016) etablert som en industristandard.

I refraksjonsseismikken må første ankomsttider til en geofonrekke tolkes til et hastighetsprofil. Ved refraksjonsseismikk er det tradisjonelt benyttet Hagedoorns pluss-minus-metode (også kalt ABC-metoden). I de senere år er det blitt mer og mer vanlig å benytte tomografisk inversjon for tolking også av disse data. Ved de fleste programsystemer kan inversjonen styres med flere parametere, og svarene en får kan sprike veldig mye. For NGU har det derfor vært et hovedpoeng å finne ut hvilken inversjonsprosedyre som gir det beste resultat ved forskjellige problemstillinger. Dette oppnås ved å definere modeller og beregne syntetiske data fra disse. Ofte kan det legges noe støy på de syntetiske data for å simulere målte data før de inverteres. Siden en vet fasiten (startmodellen) kan en finne frem til hvilken inversjonsprosedyre som fungerer best, og samtidig se om strukturer lar seg avdekke med metoden. I dette arbeidet er programmet Rayfract (Intelligent Resources 2019) benyttet.

I det følgende blir de forskjellige metodene kort beskrevet. Dette går på utførelse, inversjon (tolking) og svakheter ved metodene. Deretter vises eksempler på oppnådde resultater. Som en oppsummering for de to hovedmetodene, 2D resistivitet og refraksjonsseismikk, avsluttes rapporten med to manualer for hvordan disse metodene bør utføres i felt, hvordan måledata bør inverteres, tolkes og presenteres.

I løpet av prosjektet er kunnskapen til metodenes muligheter og begrensninger løftet mange hakk. Dette betyr på ingen måte at alt utviklingsarbeid er slutført, men NGU finner det naturlig å avslutte arbeidet på dette tidspunkt.

2. MAGNETISKE DATA OG TUNNELPLANLEGGING

Bruk av magnetiske data for lokalisering av svakhetssoner i berg er ikke en ny metode. Henkel og Guzmán (1977) viste at svakhetssoner kunne identifiseres i magnetiske kartbilder som lineære strukturer med svekket magnetfelt. Årsaken til dette var at oksydering av det sterkt magnetiske mineralet magnetitt resulterte i mindre magnetiske mineraler som hematitt, martitt (martittisering) og/eller jernhydroksyder. Magnetiske målinger på bakken over Lunnertunnelen viste også svekket magnetfelt over de geologisk kartlagte svakhetssonene i området (Rønning 2003). NGU har utviklet en ny metode for lokalisering av mulige svakhetssoner i berg som er blitt kalt AMAGER-metoden (AeroMagnetic and GEomorphological Relations).

2.1 Teoretisk bakgrunn for AMAGER-metoden

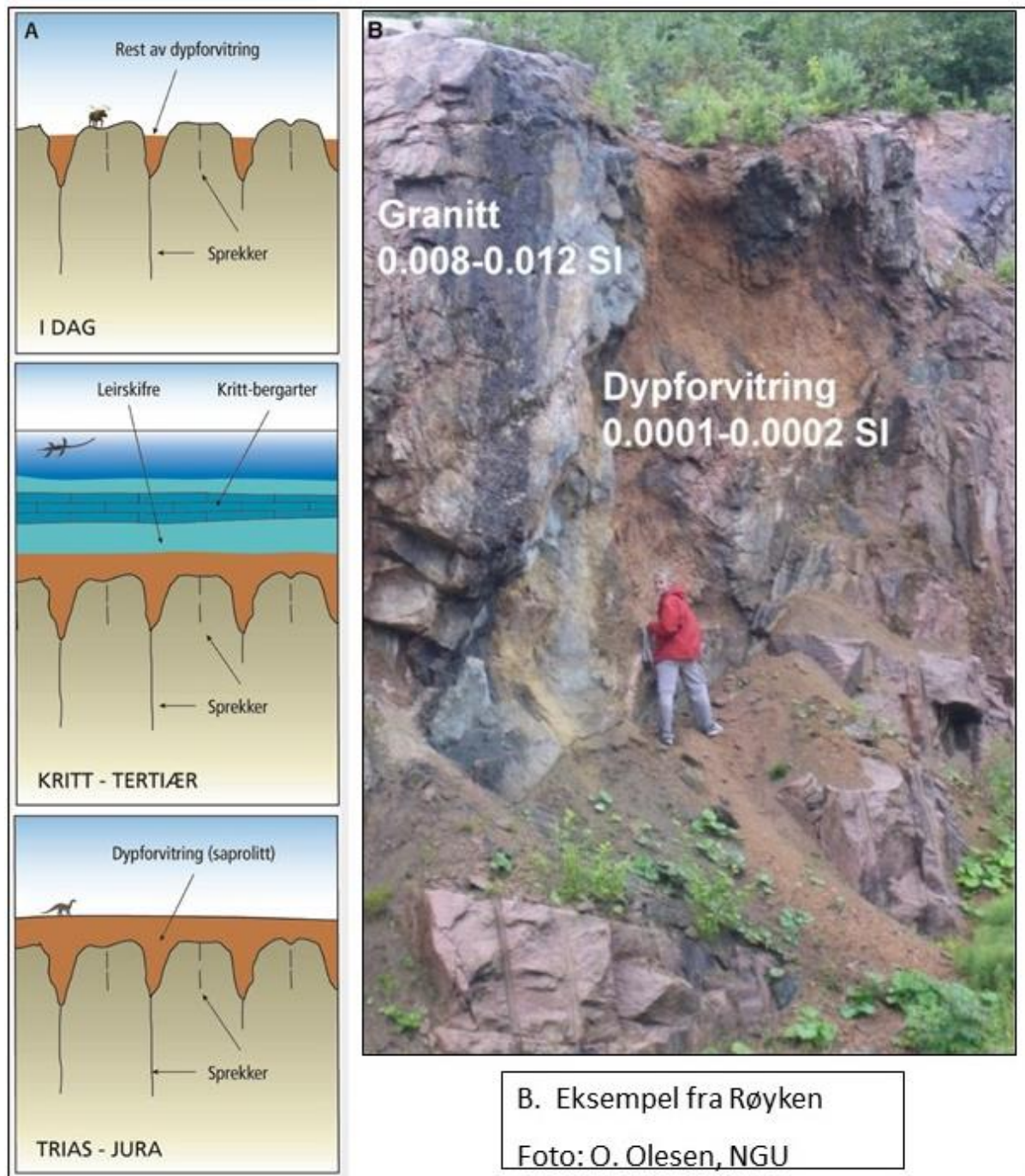
Den teoretiske bakgrunnen for AMAGER-metoden er utførlig beskrevet av Olesen m.fl. (2007a). Forhistorien strekker seg tilbake til tidsepokene sen trias, jura og tidlig kritt. På dette tidspunktet lå Norge på samme breddegrad som Sør-øst-Asia ligger i dag. Berggrunnen var eksponert for surt og aggressivt grunnvann under høye temperaturer som trengte ned i berggrunnen og førte til en generell kjemisk flateforvitring av berget og utvikling av saprolitt (se Figur 2.1A nederst). I eksisterende sprekkesoner kunne denne forvitringen trenge dypere ned, og vi fikk det som i dag blir kalt dypforvitring eller lineær forvitring.

Gjennom transgresjon i kritt- og tertiærtiden ble denne kjemiske forvitringen beskyttet av tykke lag av leirskifre og karbonatbergarter. Etter senere landheving (neogen) har is- og vannerosjon høvlet ned de beskyttende bergartene og det meste av flateforvitringen. Det som gjenstår er dypforvitringen, den som skjedd i de daværende sprekkesonene (Figur 2.1A, øverst).

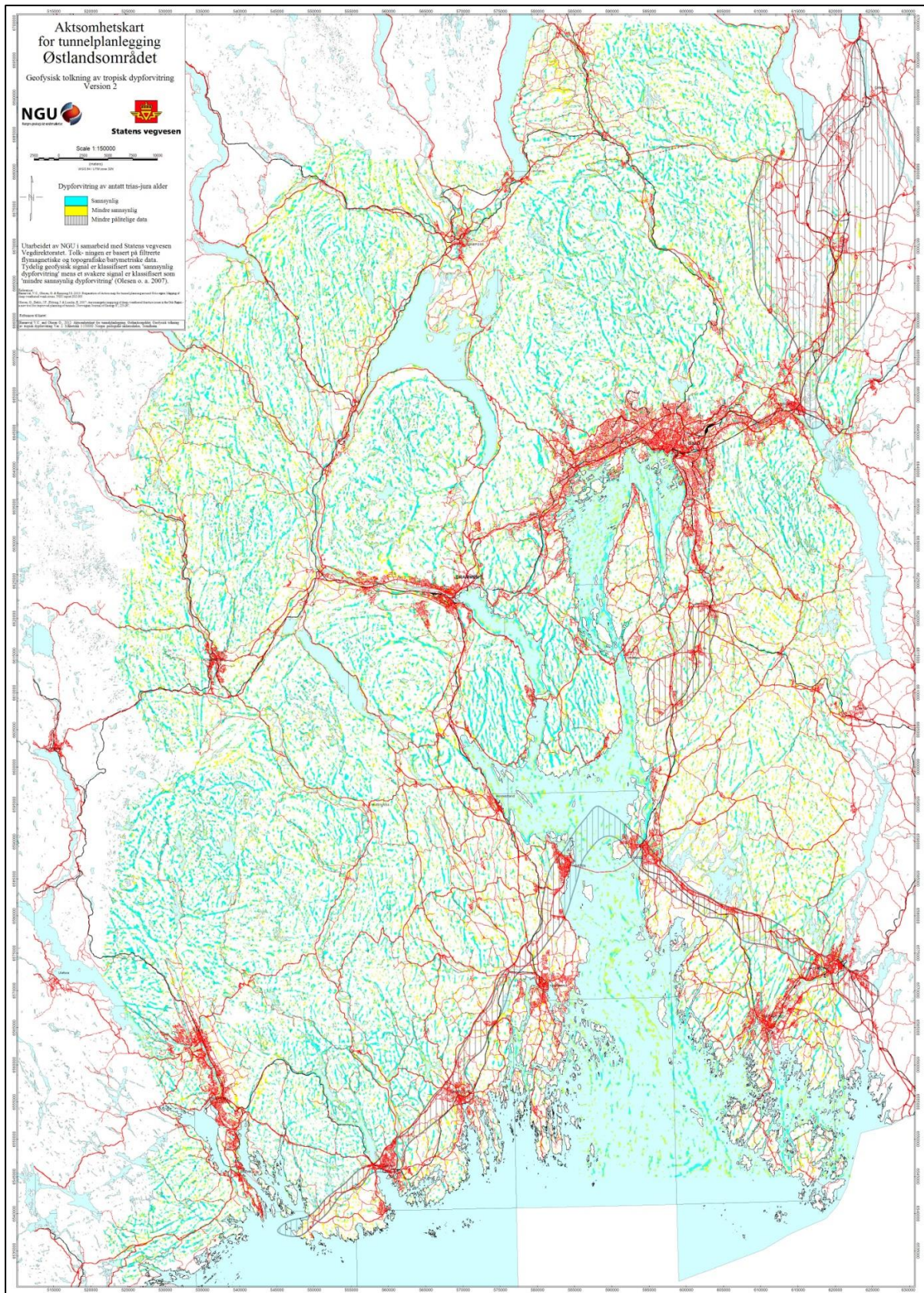
Effekten av denne forvitringen er at silikatmineraler ble omdannet til leirmineraler som smektitt og kaolin. Magnetitten i bergarten ble også omvandlet til mindre magnetiske mineraler som hematitt og jernhydroksyder (rust). Resultatet blir da en lett eroderbar bergart (saprolitt) som også gir et lavere magnetfelt på grunn av lavere magnetisk susceptibilitet i det forvitrede materialet. Ut fra disse forutsetningene vil svakhetssoner i berget kunne påvises ved en kombinasjon av forsenkninger i terrenget og lavere magnetfelt. NGU har utviklet algoritmer som gjør dette automatisk. Ut fra størrelsen av magnetfeltets anomali og høydevariasjonen blir dypforvitringen gradert som «Sannsynlig» og «Mulig». Et eksempel på Aktsomhetskart for tunnelplanlegging er vist i Figur 2.2.

Det første kartet kalt «Aktsomhetskart for tunnelplanlegging» (Olesen 2006) ble presentert for Vegdirektoratets geologer i slutten av november 2006, en måned før

raset i Hanekleivtunnelen. Mer om det i avsnitt 7.3. Etter hvert som NGU har fått samlet inn nye regionale magnetiske data er dette aktsomhetskartet utvidet (Baranwal m.fl. 2013 og 2016), og vil bli utvidet etter hvert som nye data foreligger.



Figur 2.1: Modell for utvikling av dypforvitring (A) og bilde av en dypforvitret sone ved Røyken (B). Målt magnetisk susceptibilitet i felt er angitt med hvit tekst. (Fra Olesen & Rønning 2008).



Figur 2.2: Eksempel på «Aktsomhetskart for tunnelplanlegging, Østlandet» (Baranwal m.fl. 2013). Områder hvor det er store løsmassemekktigheter (bl.a. Raet og Gardermoavsetningen) er skravert for å vise at her er tolkingene mer usikre (Fra Baranwal m.fl. 2013).

Olesen m.fl. (2007a) testet metoden på tre tunneler i Osloområdet, Romeriksporten jernbanetunnel, Lieråsen jernbanetunnel og den undersjøiske vegtunnelen ut til Hvaler. Til sammen 17 av de 18 kjente svakhetssonene i disse tre tunnelene (mer enn 90 %) ble påvist med AMAGER-metoden. NGU har i ettertid testet metoden ved flere tunnelprosjekter og metoden fremstår som en robust metode for lokalisering av mulige problemsoner ved tunneldriving. Noen utvalgte eksempler følger i neste avsnitt, men også senere i rapporten, spesielt avsnittene 7.3 og 7.5.

2.2 Eksempler på tolking med AMAGER-metoden

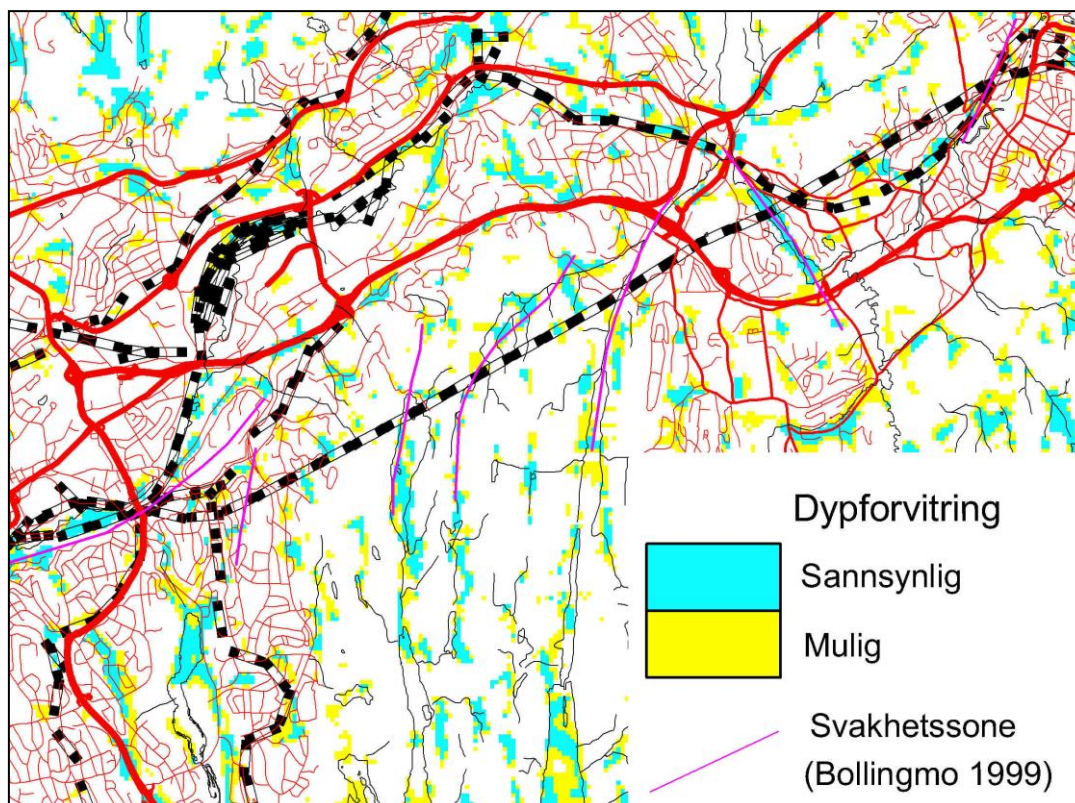
Det finnes mange eksempler på vellykket påvisning av svakhetssoner med Amager-metoden i Norge (Olesen m.fl. 2006 og 2012, Rønning m.fl. 2007, 2009a, Rønning m.fl. 2013a). I dette avsnittet er det valgt å se på fire områder der det oppsto problemer ved bygging eller drift av anlegg i fjell.

2.2.1 Romeriksporten

Romeriksporten er en 13,8 km lang jernbanetunnel fra Etterstad i Oslo øst til Lillestrøm. Tunnelen ble bygd i perioden 1994 – 1999. Ved tunnelarbeidene oppsto store problemer både med vannlekkasjer og ustabilitet. Lekkasje ble forsøkt stanset med etterinjeksjon, men det opprinnelige kravet til lekkasje kunne ikke oppfylles. Resultatet ble at Regjeringen besluttet ved Kongelig resolusjon den 18. desember 1998 å heve kravet til tillatt innlekkasje, og med dette var alle kravene til innlekkasje innfridd. (<https://no.wikipedia.org/wiki/Romeriksporten>).

Stabilitetsproblemene ble løst med tung sikring. Problemene under byggingen av Romeriksporten førte til en betydelig forsinkelse og en milliardoverskridelse, og var opptakten til at prosjektet *Miljø og samfunnstjenlige tunneler* ble initiert.

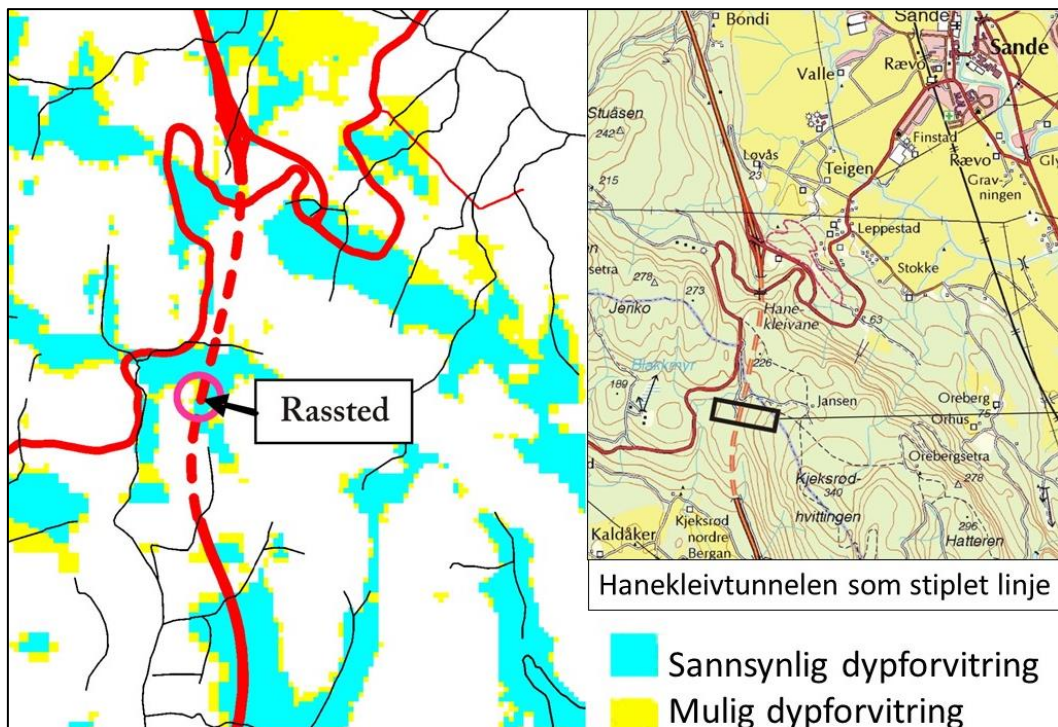
Sammenstillingen vist i Figur 2.3 viser at seks av sju påviste svakhetssoner under tunnelbyggingen (Bollingmo 1999) indikeres ved AMAGER-metoden. Indikasjonene er ikke kontinuerlige, og opptrer ikke nødvendigvis rett over tunnelen. Dette viser at svakhetssoner kan påvises med metoden, men at en også må se til side for tunnelen for mulige indikasjoner. Mer om karakterisering av svakhetssonene under Resistivitet.



Figur 2.3: Utsnitt av «Aktsohmetskartet» over Romeriksporten. Sannsynlig og mulig dypforvitring er angitt i blått og gult. Påviste svakhetssoner under tunnelarbeidene (Bollingmo 1999) er vist som fiolette streker. Romeriksporten jernbanetunnel er angitt som stiptet sort-hvit rett linje fra Etterstad i Oslo i SV til Lillestrøm i NØ (Fra Olesen & Rønning 2008).

2.2.2 Hanekleivtunnelen

Hanekleivtunnelen ble bygd som en del av E18 gjennom daværende Vestfold fylke i perioden 1996 – 1998. Tunnelen er 1,77 km lang, består av to løp med tverrsnitt 65 m² (T9), og har to felt både i sørgående og nordgående tunnel. Tidlig på morgenen første juledag i 2006, raste ca. 250 m³ masse fra hengen i sørgående løp (Rønning m.fl. 2009b og 2013a). Heldigvis skjedde dette på et tidspunkt med svært liten trafikk og ingen personer eller materiell ble skadet. Vegdirektøren oppnevnte en undersøkelsesgruppe etter raset og i deres rapport datert 24. februar 2007 beskrives rassonen (Nilsen m.fl. 2007). På rasstedet er bredden på sonen 2,0 - 2,5 m og den ligger i syenitt. En kan tydelig se den opprinnelige bergartsstrukturen, og det virker som om det har skjedd en *in situ* omvandling av bergarten, med oppløsning av kornbindinger og omdanning av feltspat til leirmineraler. Mineralogisk analyse utført ved NTNU indikerer at rasmaterialet inneholder svellende materiale (smektitt/blandasjikt), men at det ikke har skjedd fullstendig omvandling til smektitt. Analyser av leirmaterialet viser middels til høy frisvelling (140 – 150 %) og et middels svelletrykk på 0,15 – 0,18 MPa (Nilsen m.fl. 2007).



Figur 2.4: Utsnitt av «Aksomhetskartet» over Hanekleivtunnelen. Sannsynlig og mulig dypforvitring er angitt i blått og gult. Rasstedet (1120 m fra nordre tunnelåpning) ligger midt i et område med sannsynlig dypforvitring (Modifisert fra Rønning m.fl. 2009 b).

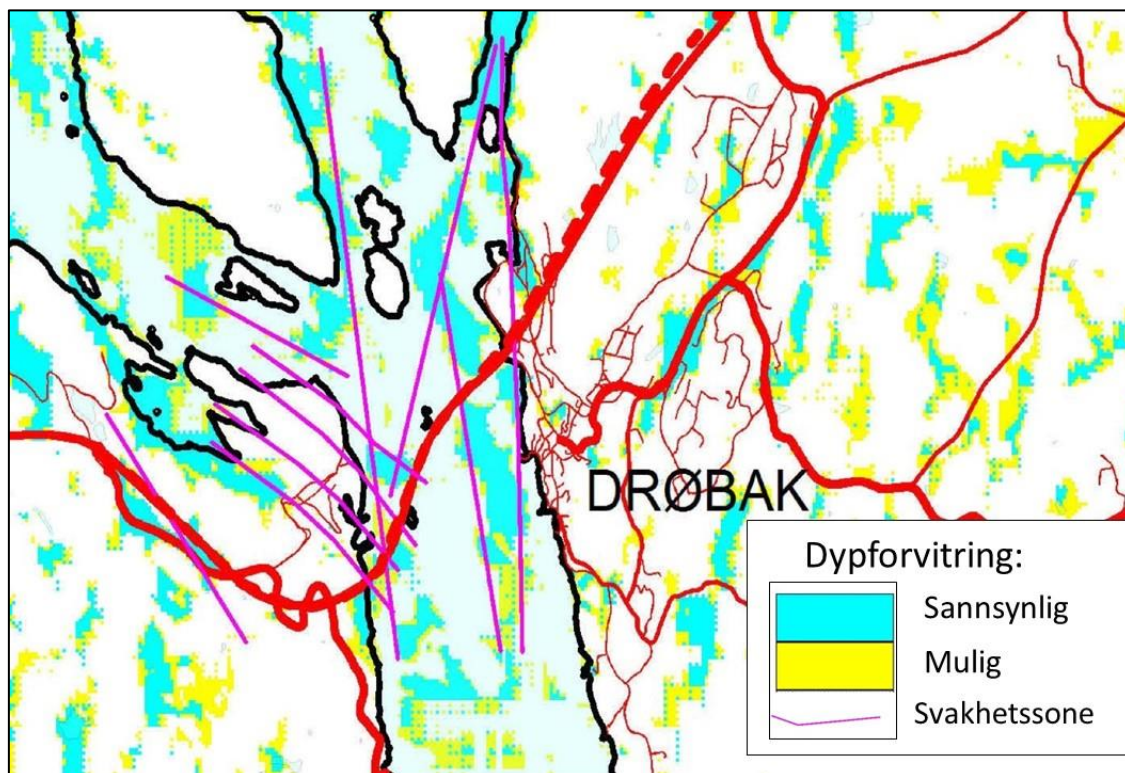
Figur 2.4 viser at rasstedet ligger midt i et område med sannsynlig dypforvitring. Dette stemmer meget bra med teorien bak AMAGER-metoden, der leiomvandling er en del av prosessen. I diskusjoner etter publiseringen av «Aksomhetskartet» ble det hevdet at omvandlingen i Hanekleivtunnelen måtte være hydrotermal da det ble påvist flusspat i rasmaterialet, og at lavt magnetfelt også kunne skyldes utspyling av omvandlingsmasser med påfølgende igjenfylling med løsmasser. Ingeniørgeologisk er dette ikke avgjørende, da alle de tre prosessene (dypforvitring, hydrotermal omvandling og igjenfylling av erosjonskanaler) gir lavere magnetfelt og trolig forsenkninger i terrenget. Mer om karakterisering av svakhetssonene under Resistivitet og i avsnitt 7.3.

2.2.3 Oslofjordtunnelen

Oslofjordtunnelen er en undersjøisk vegtunnel som går mellom Måna i Frogn til Verpen i Asker. Tunnelen er 7306 meter lang hvorav 2000 m går under Oslofjorden. Dypeste punktet i tunnelen er 134 meter under havoverflaten. Største stigning er på 7 %. Byggingen startet med første salve 14. april i 1997 og den ble åpnet av kong Harald V den 29. juni i 2000 (<https://no.wikipedia.org/wiki/Oslofjordtunnelen>).

Drivingen av tunnelen gikk inn i en svakhetszone fylt med sand, grus og blokk og med fullt hydrostatisk vanntrykk 120 meter under havoverflaten. Arbeidet ble stanset og problemet ble søkt løst ved forinjeksjon uten hell, og en måtte ta i bruk frysing av

massene til en vanntett og stabil sylindere som tunnelen ble drevet i. Det ble laget en omløpstunnel slik at tunneldriften kunne fortsette parallelt med forseringen av svakhetssonen og løsmassene. Tunnelen har også i etterkant vært utsatt for flere geologiske uhell. Den 28. desember 2003 raste 12 tonn stein ned fra tunneltaket. Under en inspeksjon 16. januar 2004 varslet geologer om et nytt, rasfarlig område i tunnelen, og den ble stengt i ca. 2 måneder for utbedringer.



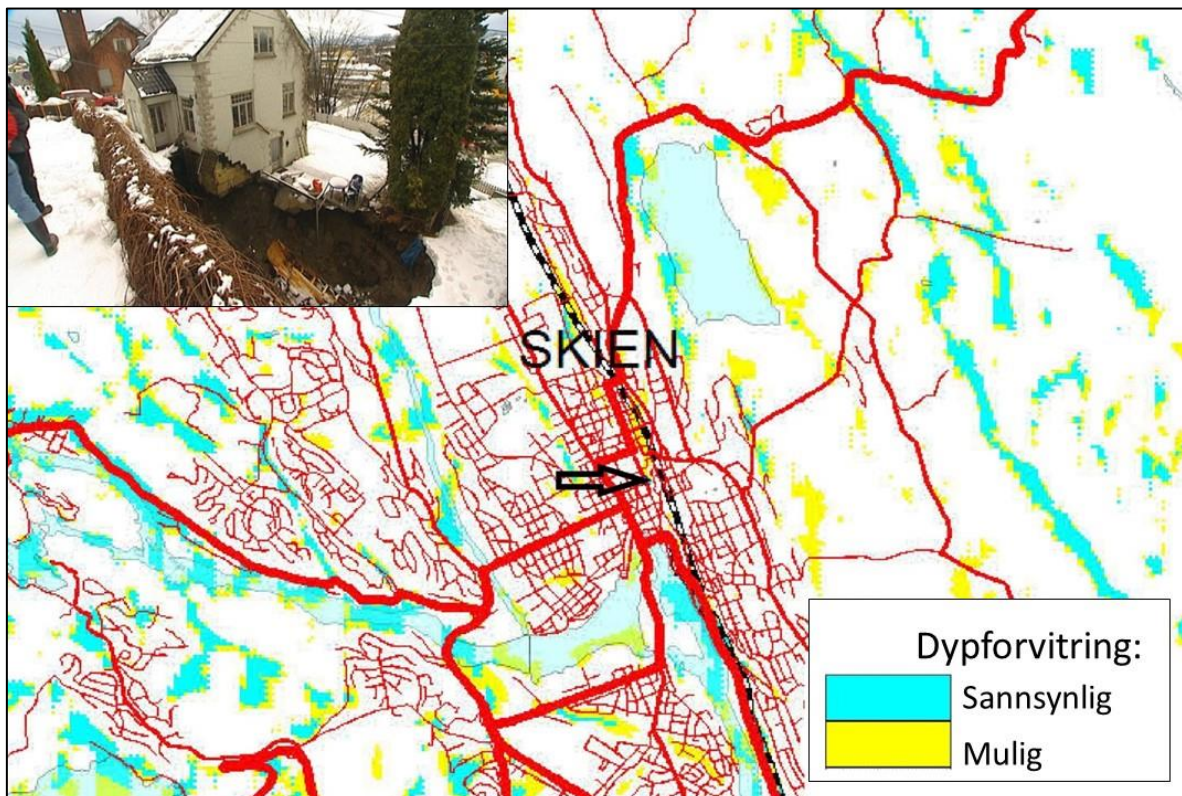
Figur 2.5: Utsnitt av «Aksomhetskartet» over Oslofjordtunnelen. Sannsynlig og mulig dypforvitring er angitt i blått og gult. «Frysesonen» er knyttet til vestligste nord-sydgående svakhetssone angitt med fiolett farge (Palmstrøm m.fl. 2003). Rasstedet fra 2003 er lokalisert til østligste nord-sydgående svakhetssone. Begge sonene ligger i et område med sannsynlig dypforvitring (fra Baranwal m.fl. 2013).

«Frysesonen» som fremsto som en svakhetssone fylt med sand, grus og blokk vest i fjorden (Palmstrøm m.fl. 2003), indikeres stedvis som sannsynlig dypforvitring. Dette ble et diskusjonstema ved publiseringen av det første aksomhetskartet rett før raset i Hanekleivtunnelen. Dette var åpenbart en erodert sone (spylerenne?) som senere var blitt fylt igjen med løsmasser og ingen forvitringssone. Det er nok riktig, men slike soner vil mangle magnetitt og vil derved ha et lavere magnetfelt enn vertsbjergarten. Dette betyr at gjenfylte eroderte soner også kan påvises med AMAGER-metoden, og at dette kan skje ved et bergdyp større enn 100 m under sjøoverflaten.

«Rassonen fra 2003» ligger langs den østligste svakhetssonen kartlagt under tunneldrivingen, og representerer trolig kontakten mellom en tektonisert gneis og en amfibolittisk gneis (Palmstrøm m.fl. 2003). Også denne sonen indikeres som sannsynlig dypforvitring, men ikke kontinuerlig. Ved vurdering av mulige svakhetssoner må en derfor se et stykke til side for en tunneltracé for å få et sikkert bilde av mulige svakhetssoner.

2.2.4 Parkeringshus i Skien

Den 7. mars i 2009 gikk det et ras i forbindelse med tunnelarbeider ved et parkeringsanlegg i Skien sentrum. Det har ikke vært mulig å finne noen vitenskapelig dokumentasjon på hva som egentlig skjedde og hvorfor, men 700 - 800 m³ leire raste inn i adkomsttunnelen til parkeringshallen, og fem hus ble evakuert. Raset skjedde ifølge pressen rett innenfor påhugget for adkomsttunnelen. Geologene hadde konkludert med at det var grunnfjell tvers gjennom og entreprenøren hadde ikke boret tett nok under grunnboringene til at de har sett noen dyprenne <https://www.vg.no/nyheter/innenriks/i/w7x45/to-hus-ubeboelige-etter-raset-i-skien>



Figur 2.6: Utsnitt av «Aksomhetskartet» over Skien sentrum. Sannsynlig og mulig dypforvitring er angitt i blått og gult. Sort pil angir hvor raset i et parkeringsanlegg skjedde, og dette ligger langs et lineament med sannsynlig og mulig dypforvitring (fra Baranwal m.fl. 2013).

Ut fra tilgjengelig dokumentasjon er det uklart om raset skjedde som følge av at bergoverbygningen var for liten eller om bergmassekvaliteten var for dårlig. Rasstedet ligger imidlertid langs et svakt lineament med mulig (og sannsynlig) dypforvitring som kan være en indikasjon på dårlig bergmassekvalitet (se Figur 2.6). Dersom det likevel er variasjoner i fjelltopografien som er årsak til raset, så er nok også fordypningen i bergoverflaten et resultat av dårlig bergmassekvalitet. Utsnittet, «Aksomhetskartet» vist i Figur 2.6 viser at det er mulig å få indikasjoner på dypforvitring med AMAGER-metoden selv i tettbygde strøk. Dersom «Aksomhetskartet» hadde vært benyttet på forhånd, ville en ha fått et signal om at det burde utføres mer detaljerte undersøkelser før tunnelarbeidet startet.

2.3 Begrensninger ved AMAGER-metoden

Flere års etterprøving av tolkingene med AMAGER-metoden har vist at den kan være en robust metode for påvising av mulige problemsoner ved driving av tunneler og bergrom i fjell. Også denne metoden har sine begrensninger, og de kan oppsummeres slik:

- For å kunne benytte AMAGER-metoden, er en avhengig av at bergarten i utgangspunktet har et visst innhold av magnetitt. Dette betyr at metoden kan feile i områder hvor magnetfeltet er generelt lavt.
- Remanent magnetisering kan gi soner med lavere magnetfelt som kan forveksles med svakhetssoner, men disse må da falle sammen med forsenkninger i bergoverflaten.
- Områder med mye løsmasser vil viske ut det opprinnelige topografiske relieff og metoden vil feile. Dette skjer oftest i områder der det ikke er aktuelt å bygge tunneler.
- I områder med spesielt sterkt topografisk relieff, kan det være vanskelig å få konstant målehøyde fra fly og helikopter. Dette kan resultere i lavere målt magnetfelt som i sin tur indikerer en falsk dypforvitringssone.
- I enkelte områder kan det være andre grunner til sammenfallende lavt magnetfelt og fordypninger i terrenget uten at dette nødvendigvis gir dårlig bergmassekvalitet. Kalderaer (sirkulære forkastninger) i Vestfold og Buskerud kan være eksempler på dette. Her kan det være både hydrotermal omvandling og dypforvitring.
- Grunnlaget for analysene bygger på datasett med celledimensjon 50 x 50 meter, og publiserte kart er fremstilt i små målestokker (1: 150.000). Dette betyr at metoden kan påvise de virkelig store svakhetssonene. Tynne soner som likevel kan gi problemer ved driving av tunneler er vanskelig å påvise med AMAGER-metoden.

På grunn av disse begrensningene, må "Aksomhetskartet" benyttes med fornuft. Kartet er ment som en påminnelse om at enkelte steder kan det være soner som bør eller må kartlegges i mer detalj.

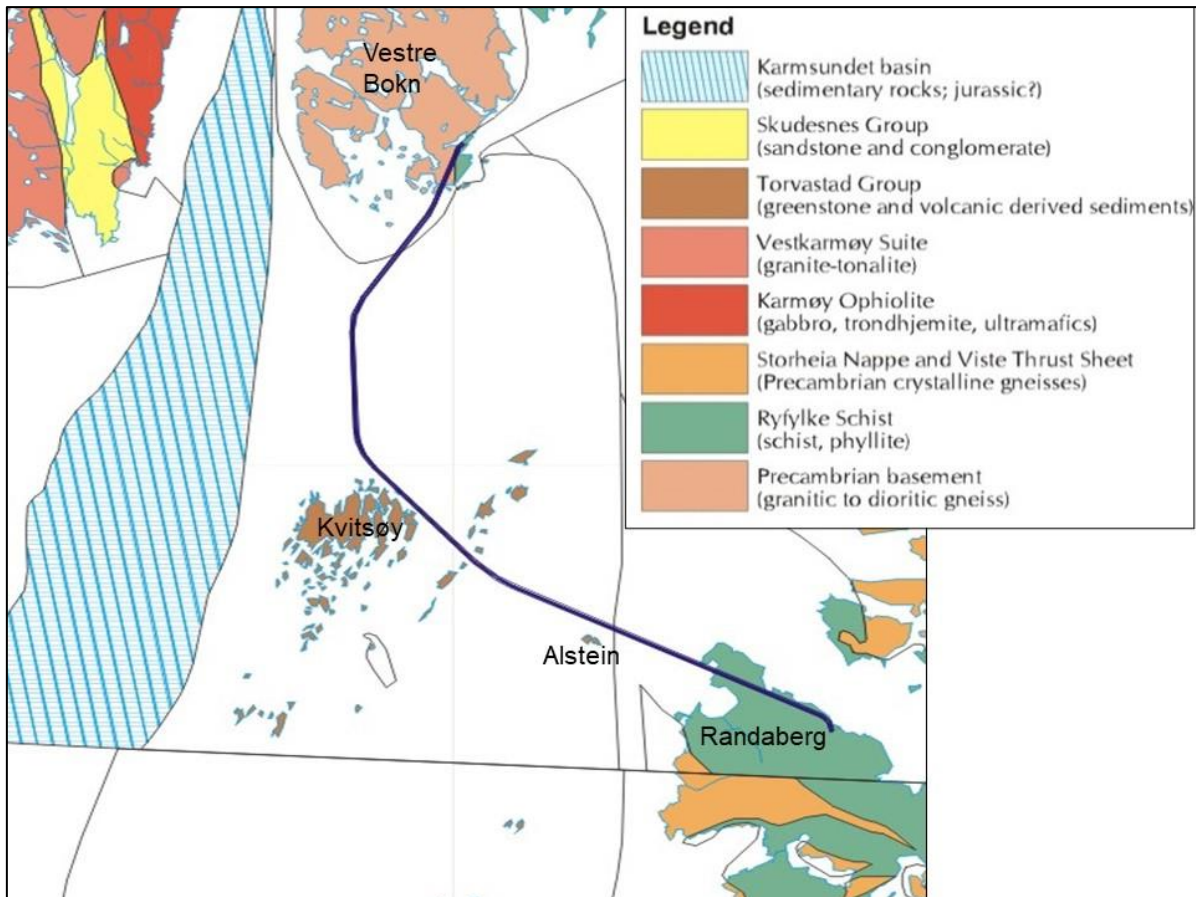
2.4 Magnetiske data for bergartskartlegging, ROGFAST

ROGFAST (Rogaland fastlandsforbindelse) er en planlagt 26,7 km lang tunnel under Boknafjorden fra Randaberg i sør til Vestre Bokn i nord. Tunnelen skal bygges med to løp og to felt i hver retning. I tillegg skal det bygges en avstikker opp til Kvitsøy (se Figur 2.7). Dypeste parti blir 390 m under havoverflaten, og tunnelen blir dermed verdens lengste og dypeste vegtunnel.



Figur 2.7: ROGFAST-tunnelen skal bygges med to løp og med to felt i hver retning. Avstikker til Kvitsøy krever et planfritt kryss i dypet. I tillegg er det nødvendig med omfattende ventilasjon (mørkere grå farge). (Illustrasjon: Statens vegvesen).

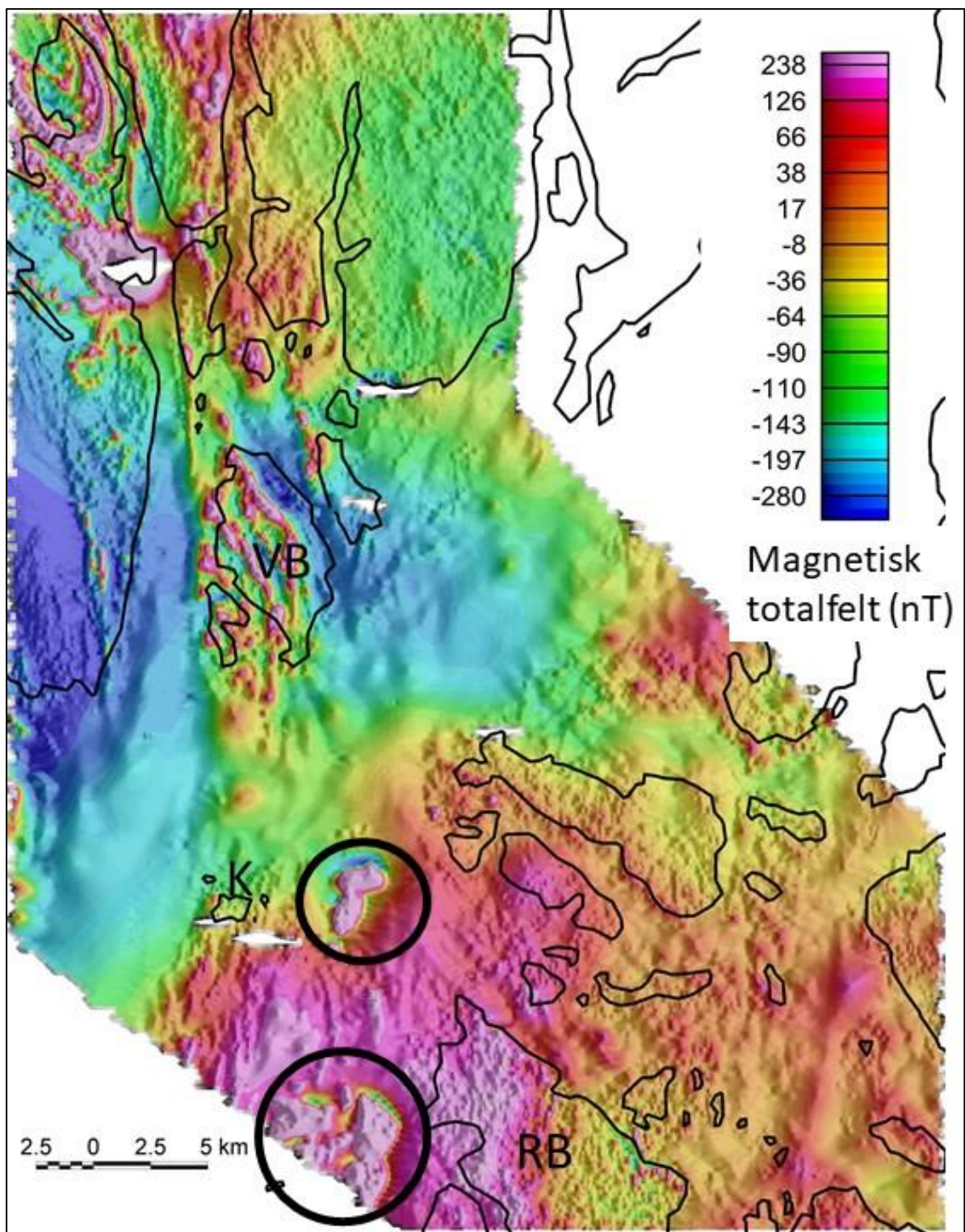
NGU kom med i planleggingen av ROGFAST-tunnelen og ble deltager i ekspertgruppen i 2006. På det tidspunktet var geologien under Boknafjorden lite kjent (Figur 2.8). Det ble antatt at fyllitten (Ryfylke schist) på Randaberg fortsatte under sjøen til den møtte grønnsteiner og vulkansk deriverte sedimenter blottet på Kvitsøy og tilstøtende øyer. Også nord for Kvitsøy var berggrunnsgeologien lite kjent.



Figur 2.8: Berggrunnsgeologien ved oppstarten av ROGFAST-prosjektet. Tilgjengelig kunnskap om berggrunnsgeologien begrenset seg til de to berggrunnsgeologiske kartene Haugesund og Stavanger i målestokk 1: 250 000 (Ragnhildstveit m.fl. 1998, Jorde m.fl. 1995).

2.4.1 Magnetiske målinger fra fly

For å avbøte kunnskapsmangelen engasjerte NGU søsterorganisasjonen Sveriges geologiske undersøkelse (SGU) til å utføre magnetiske og radiometriske målinger fra fly våren 2006 (Bystrøm 2006). Hensikten med disse målingene var å få bedre kontroll med berggrunnsgeologien, strukturgeologien og eventuell dypforvitring. Parallelle linjer med innbyrdes avstand 250 m ble fløyet i retning øst-vest. Flyhøyde over sjøen var 60 m mens i tettbebygde områder var flyhøyden nominelt 100 m. Alle instrumenter var festet til flykroppen. Radiosendinger fra Kvitsøysenderen ble stanset av sikkerhetsmessige grunner under måling nært opp til senderen.



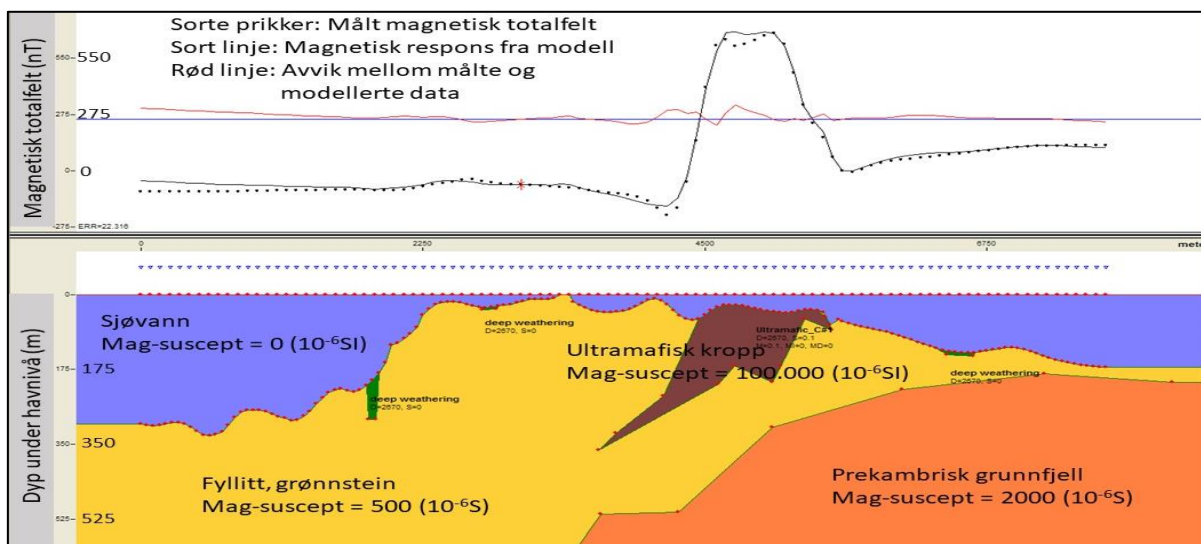
Figur 2.9: Magnetisk totalfelt målt fra fly ved ROGFAST-prosjektet. To markerte anomalier er ringet inn mellom Randaberg (RB) og Kvitsøy (K). Disse representerer trolig sterkt magnetisk materiale som ligger relativt grunt. Mellom Kvitsøy og Vestre Bokn (VB) er det magnetiske feltet mye svakere og bidrar langt mindre til den geologiske forståelsen (Fra Rønning m.fl. 2006a).

Det magnetiske kartet (Figur 2.9) viser markerte signaturer lengst mot sør. Mest markert er to anomale områder ringet inn mellom Randaberg og Kvitsøy. Begge områdene viser en tendens til negative kontaktanomalier spesielt på nordsida. Dette kan være en indikasjon på at det magnetiske materialet er flattliggende og ligger relativt grunt. Nord for Kvitsøy er magnetfeltet svakere og viser mindre strukturer.

Dette kan skyldes større avstand til den magnetiske kilden, men også mindre magnetiske bergarter. Som forventet viser de sedimentære bergartene i Karmsundet (vest for Vestre Bokn) meget lavt magnetfelt.

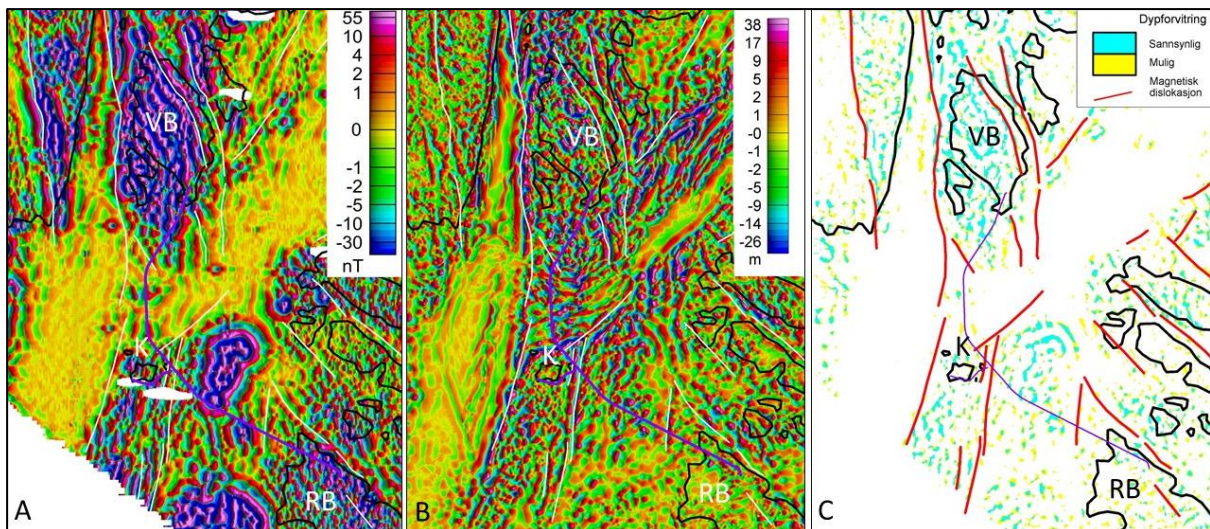
2.4.2 Tolking av de magnetiske data

For NGU var det avgjørende å finne årsaken til de to markerte anomale områdene. Berggrunnsgeolog Arne Solli ble løftet rundt på alle mulige øyer, holmer og skjær med helikopter i løpet av en dag (Rønning m.fl. 2006a). Geologien ble kartlagt, det ble tatt prøver for petrofysiske målinger (magnetisk susceptibilitet og tetthet) og det ble målt magnetisk susceptibilitet ute i felt. Denne feltrunden avdekket ultramafiske bergarter og gabbro tilsvarende de en finner i ofiolittkomplekset på Karmøy lengre mot nordvest. Disse må ha blitt skjøvet på plass og det var derfor avgjørende for ROGFAST-prosjektet å fastslå i hvilket dyp skyveplanet kunne ligge. Tunneldriving langs et skyveplan kan by på problemer. På grunnlag av de målte magnetiske data og magnetiske egenskaper på prøver ble det foretatt magnetisk modellering langs tre profiler over de grunne anomaliene.



Figur 2.10: Eksempel på modellering av det målte magnetfeltet. De markerte grunne magnetiske anomaliene mellom Randaberg og Kvitsøy kan forklares med meget magnetisk materiale (ultramafisk kropp) som strekker seg ned til ca. 200 til 300 m under havnivå. Merk: Sterkt overdrevet vertikalskala! (Fra Rønning m.fl. 2006a).

Figur 2.10 viser ett eksempel på et av de magnetisk modellerte profilene. Nederst ligger prekambrisk grunnfjell. Over dette ligger noe mindre magnetiske bergarter som fyllitt blottet på Randaberg og grønnsteiner observert på Kvitsøy. Den brune kroppen med utgående på sjøbunnen representerer de ultramafiske bergartene tilhørende Karmøy ofiolittkompleks. Alle angitte verdier av magnetisk susceptibilitet stammer fra målinger på prøver eller målt i felt. Modelleringen viser at det magnetiske materialet kan ha en utstrekning mot dypet på 200 til 300 meter. Tunnelen var her planlagt å ligge i dette dypet, og det var derfor en viss fare for at tunnelen kunne komme til å gå mer eller mindre langs skyveplanet.



Figur 2.11: Tolking av de magnetiske data ved ROGFAST. A) Høypassfiltrerte magnetiske data, B) Høypassfiltrert topografiske/batymetriske data og C) Prosessert mulig dypforvitring på grunnlag av datasettene i A og B. Hvite streker i Figur A og B, røde i Figur C, representerer tolkede magnetiske dislokasjoner. (Fra Rønning m.fl. 2006a)

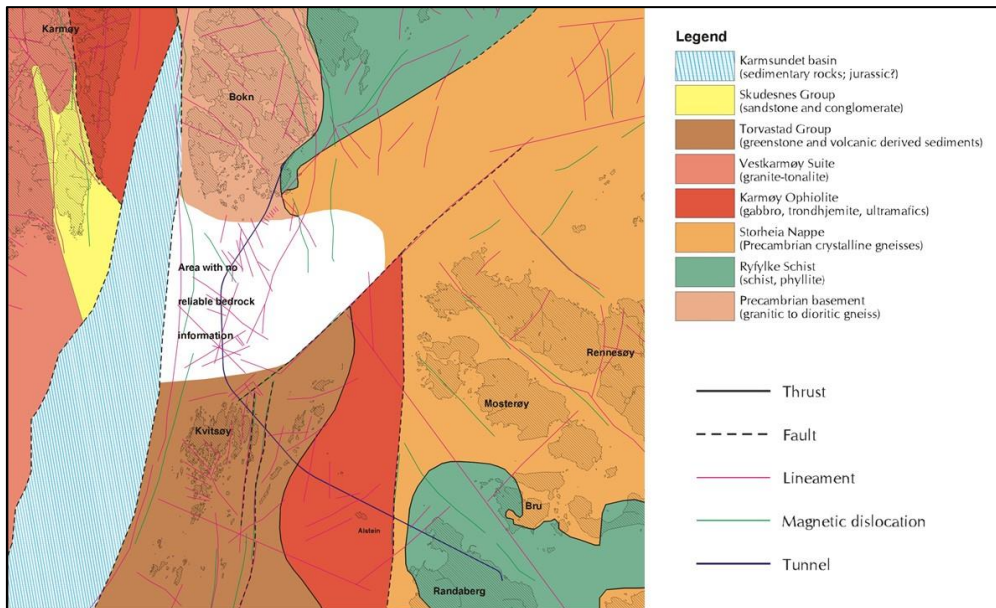
Ut fra høypassfiltrerte (1km) magnetiske data vist i Figur 2.11A ble det tolket magnetiske dislokasjoner (Rønning m.fl. 2006a). Dette kan være sideveis sprang i magnetisk anomalimønster, lineære avslutninger av magnetiske anomalimønster, lineære magnetiske gradienter og/eller magnetiske minima (Henkel 1991). Magnetiske dislokasjoner kan skyldes bergartsgrenser, forkastninger og sprekkesoner. Ut fra de samme magnetiske data (Figur 2.11A) og høypassfiltrerte topografiske og batymetriske data, er en oversikt over sannsynlig og mulig dypforvitring beregnet med AMAGER-metoden (Figur 2.11C). Også her vises klare indikasjoner på sannsynlig og mulig dypforvitring, men dessverre bare på land og ved grunne sjødyp mellom Randaberg og Kvitsøy, og ikke i sjøområdet nord for Kvitsøy.

2.4.3 Ny berggrunnsgeologisk modell

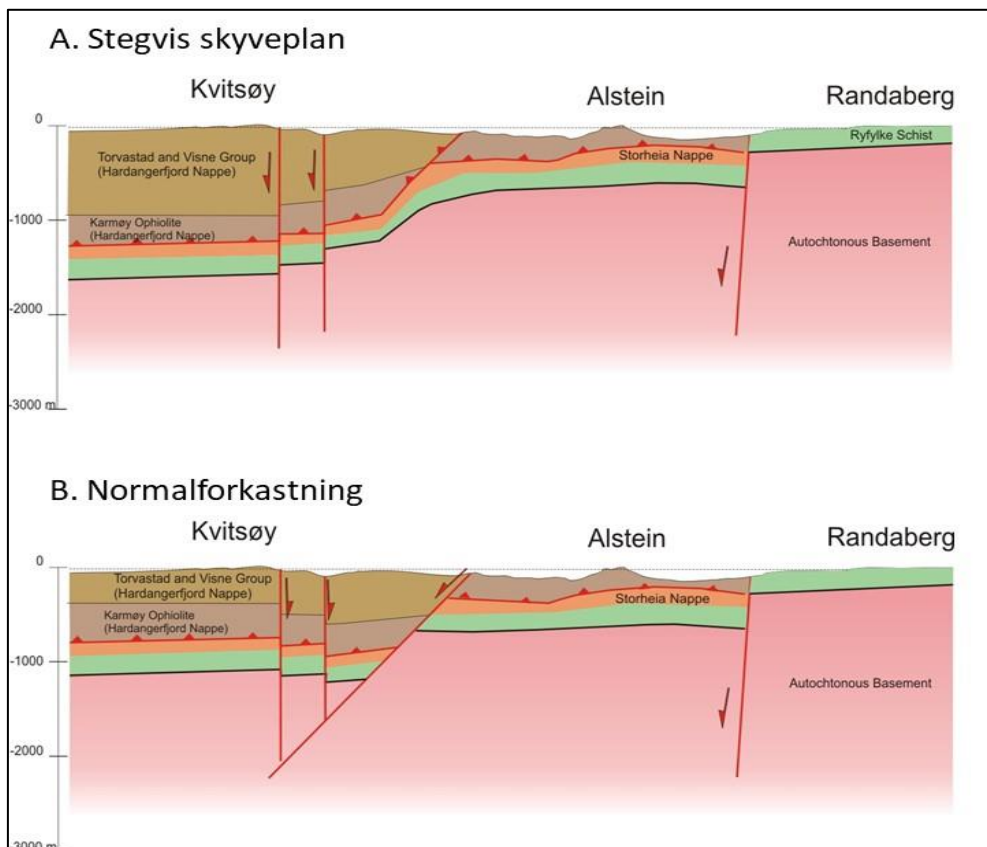
Ved hjelp av de målte magnetiske data, tolkingen av disse og berggrunnsgeologiske observasjoner ble det utarbeidet et nytt tektonisk kart for området rundt den planlagte ROGFAST-tunnelen (Figur 2.12). NGU presenterte også to mulige tektoniske modeller for området mellom Randaberg og Kvitsøy (Figur 2.13). Dessverre ble datagrunnlaget for denne type tolking nord for Kvitsøy for dårlig og her ble kartet fremdeles hvitt. For å få bedre kontroll på berggrunnsgeologien her, ble det nødvendig med prøvetaking med ROV (Remotely Operated Vehicle) og meget kostbare borerer fra skip. Ut fra disse data ble det også utarbeidet en tektonisk modell for området mellom Kvitsøy og Vestre Bokn (Solli & Nordgulen 2014).

Skyveplanets beliggenhet i dypet var viktig å avklare for å unngå unødvendige problemer under tunneldrivingen. Det ble derfor foretatt en 300 m dyp vertikal kjerneboring fra øya Alstein (se Figur 2.13). Hullet ble logget med tilgjengelige målesonder og kjernene gav bergartsfordelingen (Elvebakk & Saintot 2011). Som Figur 2.14 viser, ble det påvist gabbro i ulike kombinasjoner langs hele borehullet. Loggingen av borehullet avdekket høye seismiske hastigheter (5500 – 6000 m/s) og

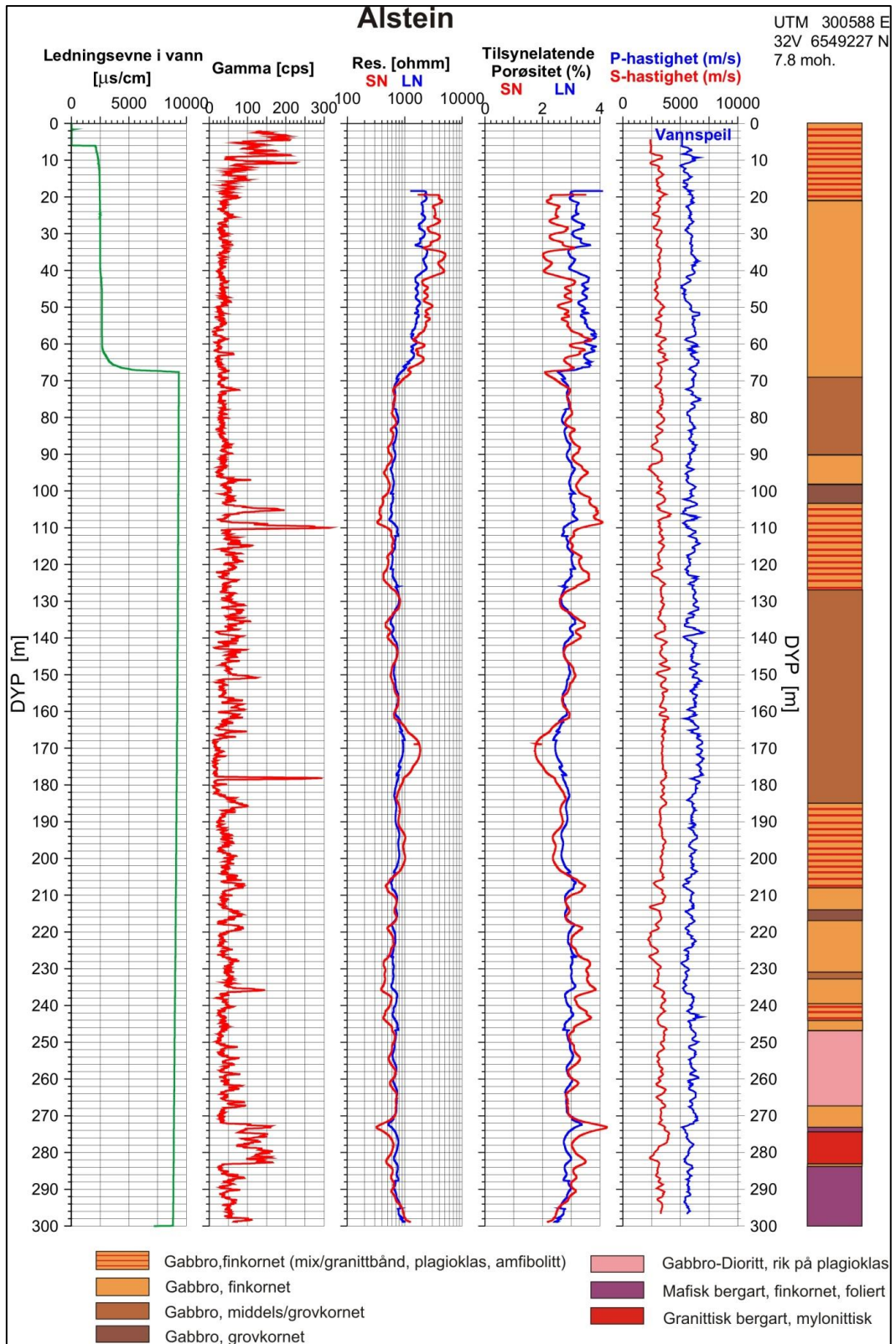
forholdene tatt i betraktning (salt grunnvann) høye resistivitetsverdier (500 – 3000 Ωm), noe som indikerer meget god bergmassekvalitet. En mylonittisk granitt ved ca. 280 meters dyp indikerer at skyveplanet kan ligge rett under, men dypere enn den planlagte tunnelen. Gabbroen vil, i motsetning til fyllitten, benyttes i vegbyggingen.



Figur 2.12: Ny tektonisk tolking for området rundt ROGFAST-tunnelen. Tolkningen bygger på det magnetiske datasettet, tolkede magnetiske dislokasjoner (grønne linjer), tolkede lineamenter fra topografi/batymetri og geologiske observasjoner. Innenfor området nord for Kvitsøy er datagrunnlaget ikke godt nok for en tolking (fra Rønning m.fl. 2006a).



Figur 2.13: Mulige tektoniske modeller for berggrunnsgeologien mellom Randaberg og Kvitsøy. Begge antyder et skyveplan relativt grunt under øya Alstein (fra Rønning m.fl. 2006a).



Figur 2.14: Logget ledningsevne i vann, total gammastråling, resistivitet (SN = short normal og LN = long normal) og P- og S-bølge-hastighet fra det 300 m dype kjerneborehullet på øya Alstein. Tilsynelatende porøsitet er beregnet ut fra målt resistivitet. Bergartsfordeling ut fra logging av borekjernene er vist til høyre (fra Elvebakk & Saintot 2011).

3. RESISTIVITET, BERGMASSEKVALITET OG DYP TIL BERG

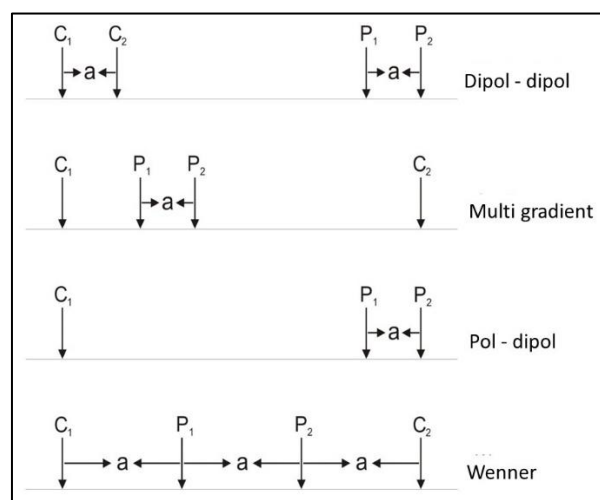
2D Resistivitet ble introdusert som en metode med gode muligheter for lokalisering og karakterisering av svakhetssoner i berg under prosjektet «Miljø- og samfunnstjenlige tunneler» (Rønning 2003). Innenfor samarbeidsprosjektet med Vegdirektoratet (ForForUT) er metodens muligheter og begrensninger undersøkt videre ved modellering av syntetiske data både på land og i marine miljø. Det er utarbeidet en modell for karakterisering av svakhetssoner og i tillegg er det høstet mye erfaring ved gjennomføring av flere prosjekter deriblant muligheten til å bestemme dyp til berg.

3.1 2D Resistivitet, metodebeskrivelse

Resistivitetsmålinger, også kalt elektriske motstandsmålinger, går i korthet ut på å sende strøm ned i bakken ved to elektroder og måle en elektrisk potensialforskjell mellom to andre elektroder. Elektrodene plasseres gjerne i et bestemt mønster kalt en elektrodekonfigurasjon. Ut fra utsendt strømstyrke (I), målt potensialforskjell (ΔV), og en geometrisk faktor bestemt av elektrodeplasseringen (k), kan en tilsynelatende resistivitet (ρ_a) beregnes. Navnet tilsynelatende kommer fra at det som måles er et veid middel av alle resistivitetsverdier som finnes innenfor konfigurasjonens influensvolum samt størrelsen og plasseringen av disse. For å finne frem til en sann resistivitetsfordeling i bakken må de målte data inverteres.

3.1.1 Utførelse, elektrodekonfigurasjoner og kabelutlegg

I prinsippet kan elektrodene plasseres helt vilkårlig og den geometriske faktoren beregnes etter en velkjent formel (Reynolds 2011). I praksis velges en bestemt organisering av elektrodene ut fra hva som praktisk og hva som prioriteres ved undersøkelsen (oppløsning, dybderekkevidde, signal/støy-forhold m.m.). Vanlig brukte elektrode-konfigurasjoner er vist i Figur 3.1.



Figur 3.1: Eksempler på vanlig benyttede elektrodekonfigurasjoner og deres navn. C angir strømelektrode (Current) mens P angir potensialelektrode (Potential). (Fra Reiser m.fl. 2009).

Hvilken av disse elektrodekonfigurasjonene som bør velges avhenger av lokale forhold i felt, tilgang på utstyr og hvilken type objekt som skal undersøkes. Dahlin & Zhou (2004) testet ti forskjellige elektrodekonfigurasjoner på syntetiske data fra i alt fem forskjellige geologiske modeller. Konfigurasjonene *Pol-dipol*, *Dipol-dipol* og *Multi gradient* i tillegg til *Schlumberger* kom godt ut av denne testen med hensyn på gjengivelse av den aktuelle modell. Med de tre første er det mulig å effektivisere datafangsten ved å måle flere kanaler samtidig. Konfigurasjoner som har potensialelektrode mellom strømelektrode, vil måle høyere signaler og har derved et bedre signal/støy-forhold. Modellering utført av NGU (Tassis m.fl. 2013a og b), viser at *Dipol-dipol* kan ha bedre oppløsning enn alternative konfigurasjoner, men denne konfigurasjonen kan ha problemer med lavt signal/støy-forhold. Ut fra en samlet vurdering er *Multi gradient elektrodekonfigurasjon* å foretrekke. Denne konfigurasjonen kalles ofte (også i denne rapporten) for enkelthets skyld bare *Gradient*, men siden en kan måle flere potensialdipoler samtidig, er *Multi Gradient* et mer korrekt navn.

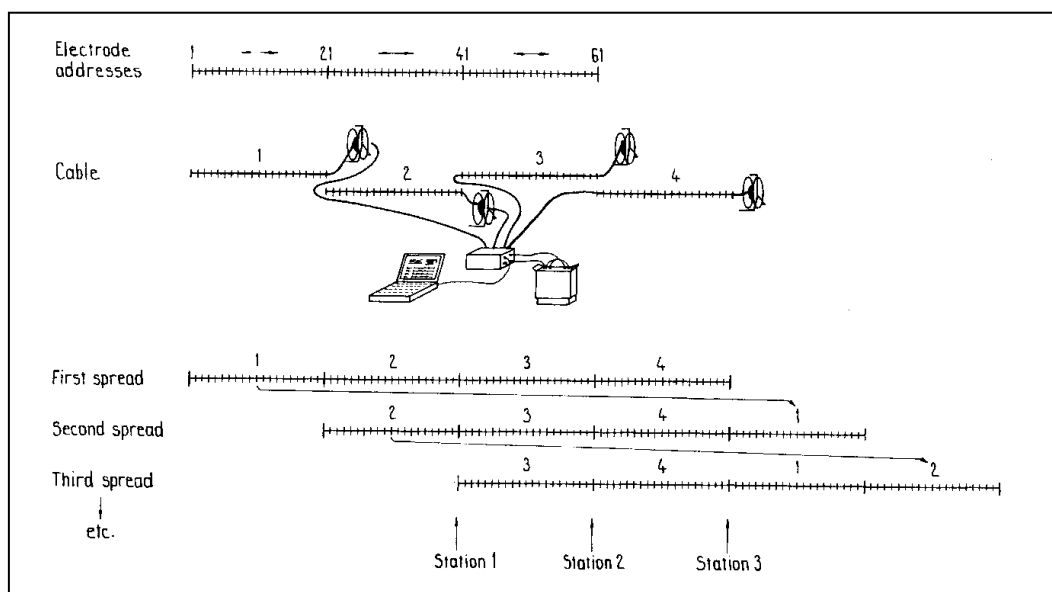
Den senere tid er det vanlig å benytte kabelsystemer for 2D resistivitetsmålinger eller ERT som metoden også kalles på engelsk (Electrical Resistivity Tomography). Noen kaller metoden CVES (Continuous Vertical Electric Sounding). Flere systemer er på markedet bl.a.:

AGI, USA, <https://www.agiusa.com/flexlite-passive-electrode-cable>,

Syscal, Frankrike, <http://www.iris-instruments.com/tools.html>,

OYO, Japan, https://www.oyo.co.jp/english/products_lists/mcohm-profiler-8i/

NGU og de fleste andre i Norge benytter LUND-systemet (Dahlin 1993) <https://www.guidelinegeo.com/wp-content/uploads/2016/03/Product-leaflet-resistivity-imaging-cables.pdf>. Fire kabler med i alt 81 elektroder legges ut på bakken (Figur 3.2). Elektrodene kobles inn for utsendelse av strøm og måling av potensial etter et forhåndsbestemt mønster (elektrodekonfigurasjon). Når alle målingene som berører den første kabelen er avsluttet, kan denne tas opp og flyttes foran i utlegget. Prosedyren blir kalt «Roll-along» og på denne måten kan en i prinsippet måle så lange profiler en vil.

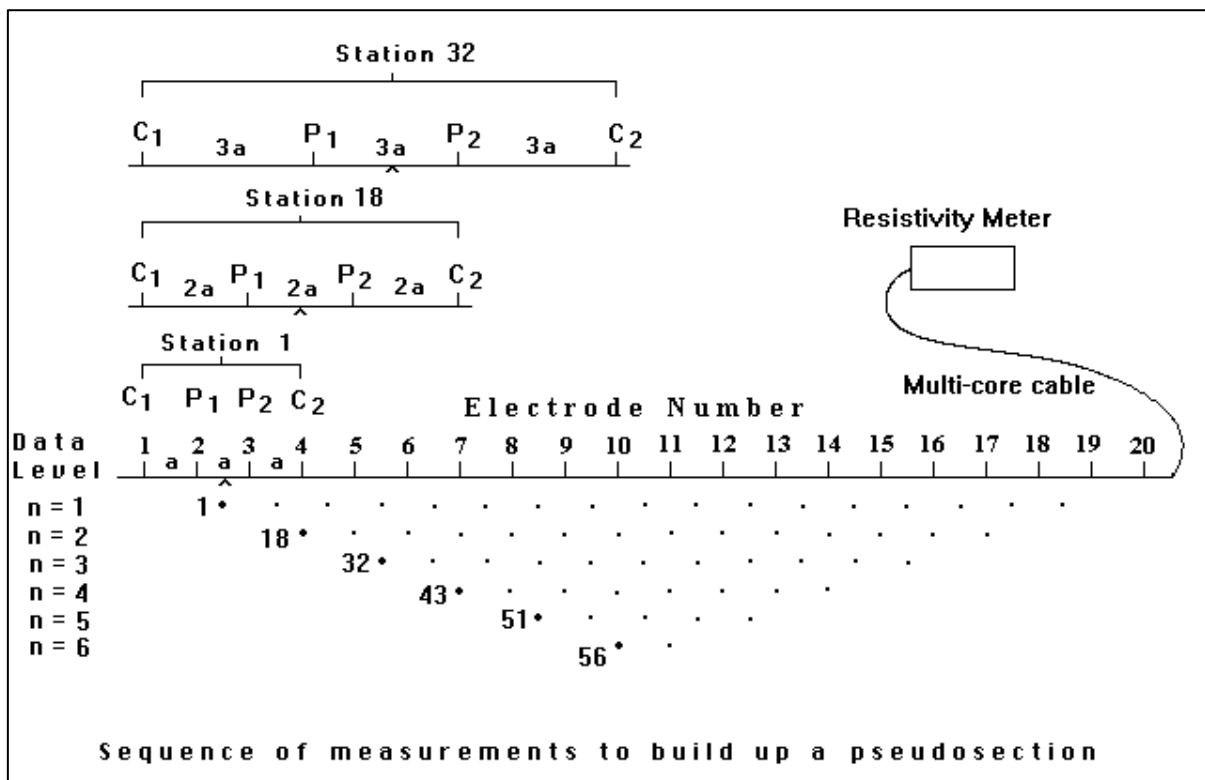


Figur 3.2: Skisse som viser LUND Systemet og hvordan «roll-along» metoden gjennomføres (Fra ABEM 2012).

Dybderekkevidden for et måleopplegg er bestemt av elektrodeavstanden, type kabelutlegg og den aktuelle resistivitetsfordelingen i bakken. Generelt kan en si at for LUND-systemet er maksimal dybderekkevidde med 2 m elektrodeavstand ca. 30 m, med 5 m elektrodeavstand er dybderekkevidden ca. 70 m, mens en med 10 m elektrodeavstand kan nå ned til ca. 150 m. Systemet finnes også med 20 m elektrodeavstand og da blir maksimal dybderekkevidde ca. 300 m. Kortere kabelutlegg (færre elektroder) og godt ledende materiale dagnært kan redusere denne dybderekkevidden. Oppløsningen, evnen til å se mindre objekter, avtar med økende elektrodeavstand og dybde.

3.1.2 Prosessering, pseudoseksjoner og inversjon

Siden resistiviteten i bakken sjelden er homogen (konstant innen målevolumet) og isotrop (samme ledningsevne i alle tre retninger) er det i hovedsak tilsynelatende verdier som måles. Figur 3.3 viser hvordan en pseudoseksjon av målte tilsynelatende resistivitetsverdier bygges opp. Her benyttes en Wenner elektrodekonfigurasjon hvor det er konstant avstand mellom de fire elektrodene. Når avstanden mellom strømelektrodene økes, økes også dybderekkevidden. Ved å benytte flere elektrodeavstander, kan en bygge opp pseudoseksjonen der hver linje i seksjonen representerer tilsynelatende resistivitetsverdier for de forskjellige elektrodeavstandene.



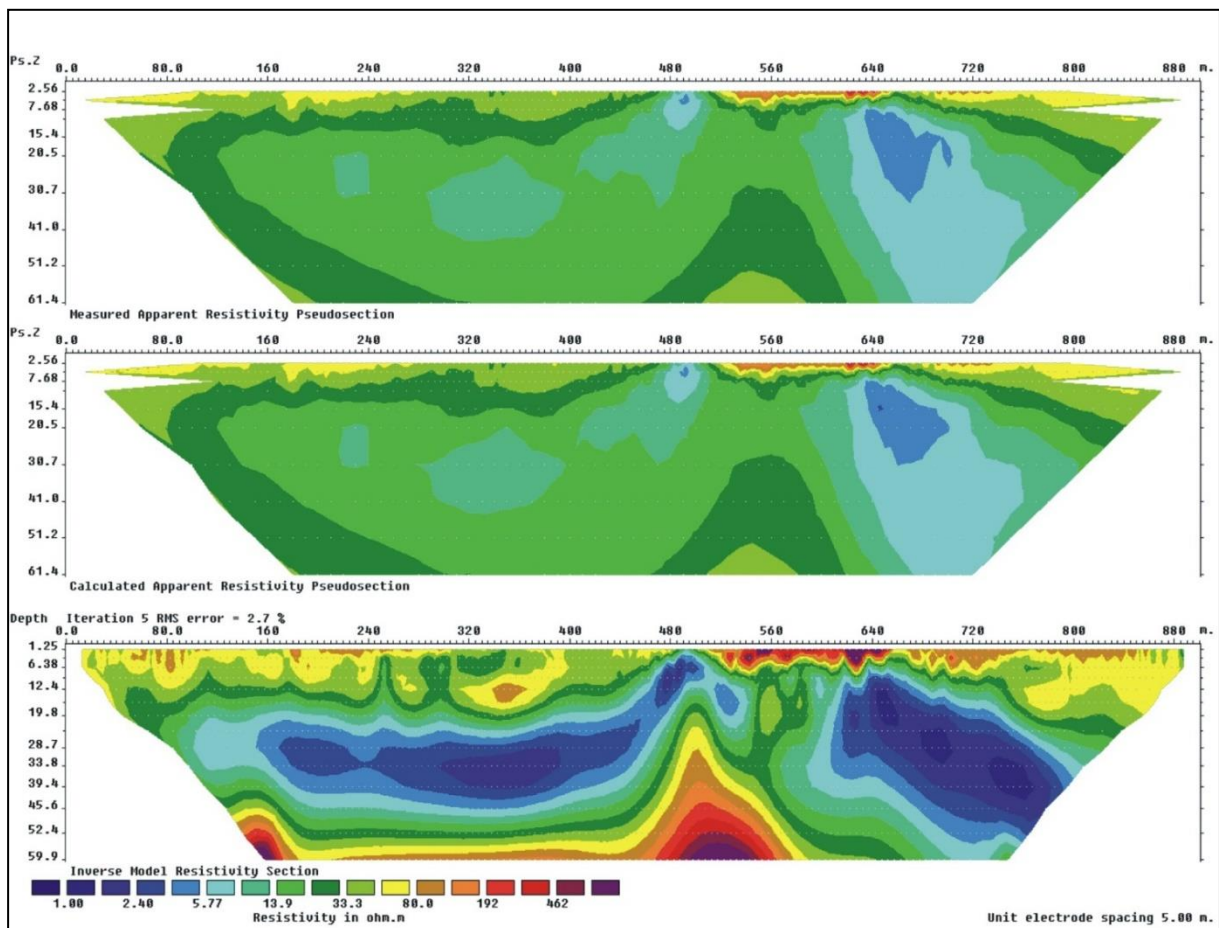
Figur 3.3: Oppbygging av en pseudoseksjon. Målt tilsynelatende resistivitet plottes på et fiktivt dyp slik at dette blir et todimensjonalt bilde av målte verdier (Fra Loke 2016).

For å finne frem til den sanne resistiviteten i bakken må pseudoseksjonen inverteres. Flere programsystemer er tilgjengelig. De aller fleste aktørene benytter imidlertid

programmet *Res2DInv* utviklet av M.H. Loke (2016). Denne programvaren markedsføres i dag av Aarhus GeoSoftware, AGS.

<https://www.aarhusgeosoftware.dk/>

Figur 3.4 viser et eksempel på pseudoseksjoner og inverterte data. Den opprinnelige målte pseudoseksjonen (øverst) er svært lik pseudoseksjonen i midten som er beregnet fra den inverterte modellen (nederst). Dette vitner om en meget god inversjon og den inverterte seksjonen er et godt bilde av de målte data. Dette kommer også til uttrykk i angitt «RMS-error» vist opp til venstre for den inverterte seksjonen (her 2,7 %). NGU har valgt å karakterisere kvaliteten på inversjonen som meget god ved RMS-error < 5 %, god ved RMS-error fra 5 til 15 % og akseptabel ved RMS-error fra 15 til 30 %. Ved RMS-error > 30 % anses den inverterte seksjonen som ubrukelig. For at inversjonen skal bli riktig, må data korrigeres for variasjoner i topografien. Det er vanlig å slette åpenbare feilmålinger før inversjonsprosessen.

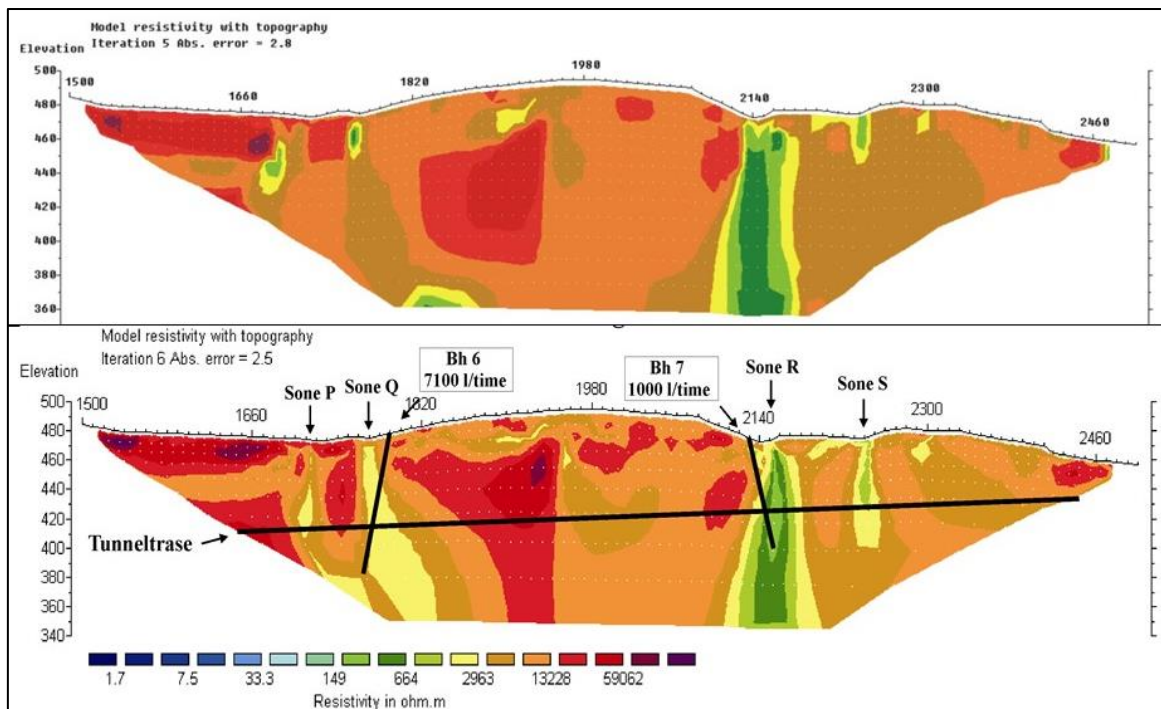


Figur 3.4: Eksempel på inversjon av målte tilsynelatende resistivitetsverdier. Øverst vises den målte pseudoseksjonen og nederst den inverterte «sanne» resistivitetsseksjonen. I midten vises pseudoseksjonen som kan beregnes fra den inverterte seksjonen (nederst) (Data fra Dalsegg m.fl. 2006).

3.1.3 Valg av inversjonsprosedyre

Ved all inversjon av måledata kan flere inversjonsprosedyrer velges. For *Res2DInv*, som er det mest brukte programmet i prosjektperioden, kan en velge mellom Robust (L1-norm) og Standard (L2-norm) inversjon (Loke 2016). L1- og L2-norm er et uttrykk for hvordan avviket mellom den inverterte modellens verdier og de målte verdier for samme datasett beregnes. Selve inversjons-prosessen går ut på å minimalisere avviket mellom alle målte data og de tilsvarende data fra den inverterte modellen. En kan prøve å tvinge inversjonen mot et horisontalt eller vertikalt bilde (V/H filter) og en kan utføre forskjellig type glatting av data.

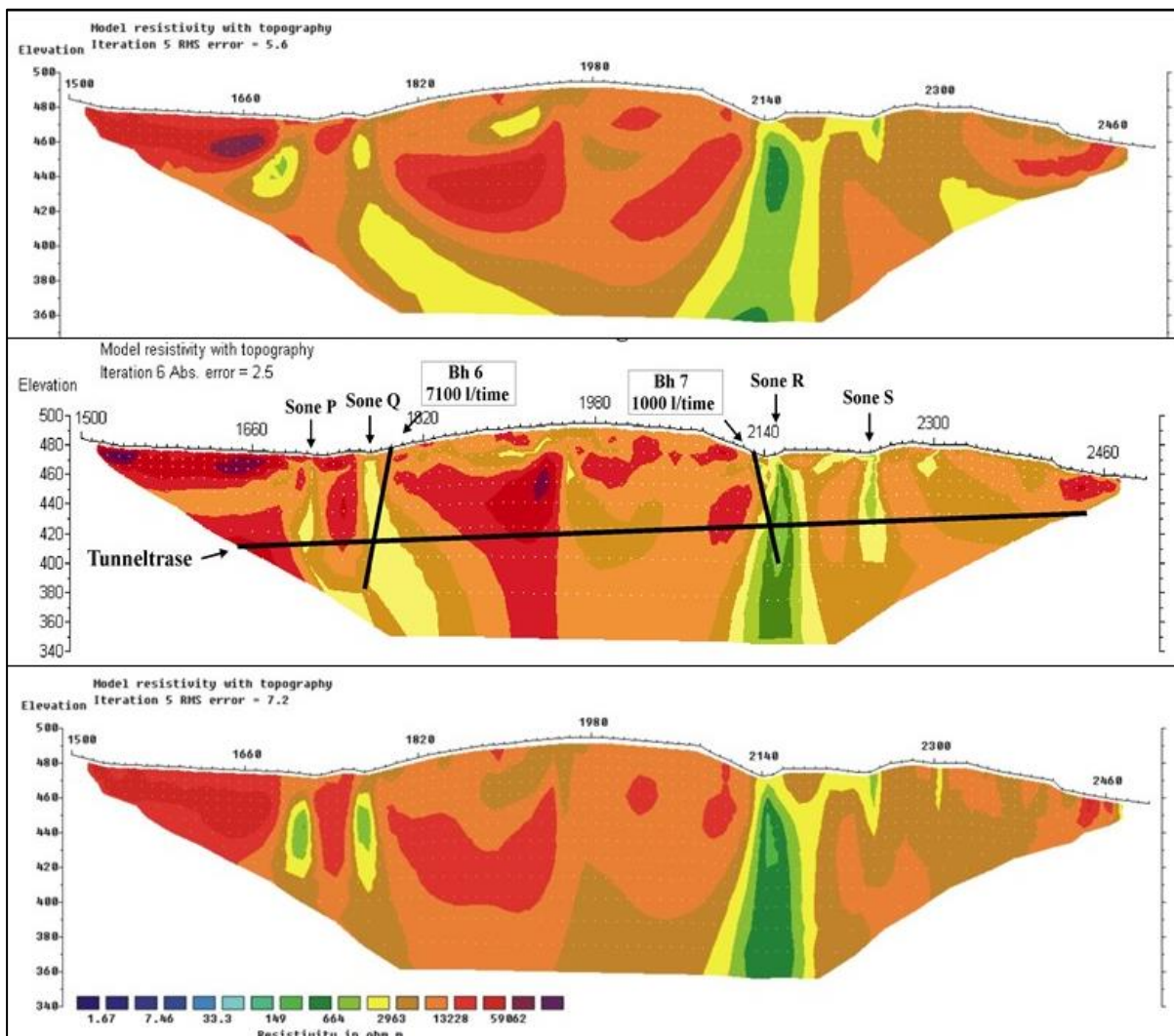
Figur 3.5 viser effekten av å benytte Robust eller Standard inversjon. Begge de to metodene gir respons på de samme objektene (svakhetssonene), men formen og resistivetsnivået varierer. Den Robuste inversjonen takler større resistivetskontraster, takler støy i måledata bedre og gir en skarpere resistivetsgradient enn Standard inversjon. Samtidig kan Robust inversjon gi de kartlagte objektene en regulær form som noen ganger kan være lite realistiske geologisk sett (kunstig effekt). Standard inversjon viser også kunstige effekter i form av bredere svakhetssoner mot dypet, noe som vurderes som lite sannsynlig. Mer om dette under modelleringer (Avsnitt 3.2). Data fra dette aktuelle profilet er grunnlaget for definering av modell for karakterisering av svakhetssoner (Avsnitt 3.4).



Figur 3.5: Inversjon av samme datasett med Robust (øverst) og Standard inversjonsmetode (nederst). Profilet er målt med LUND-systemet, 10 m elektrodekonfigurasjon og Wenner elektrodekonfigurasjon (Bilde fra Dalsegg & Rønning 2002).

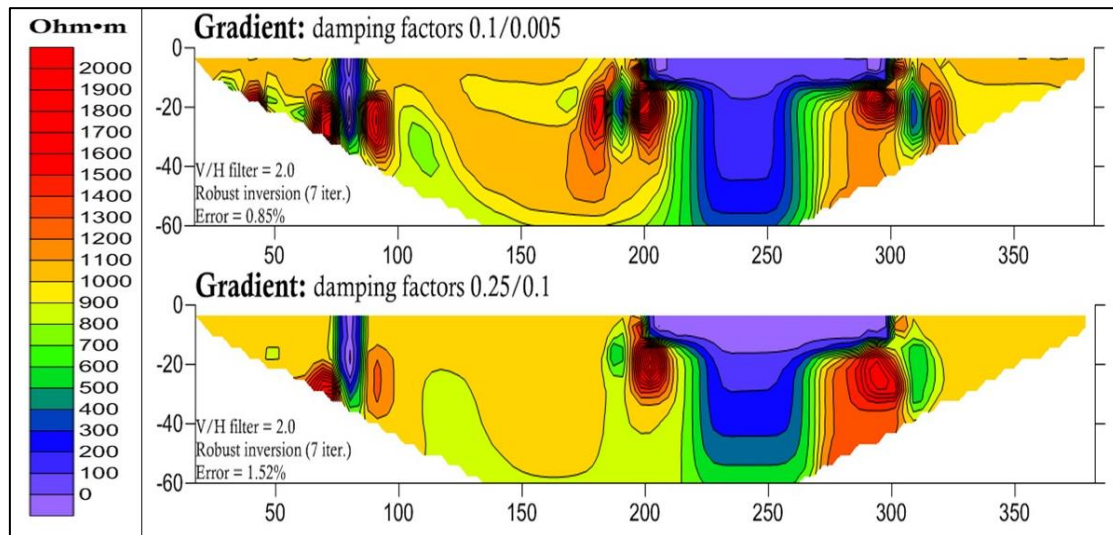
Figur 3.6 viser effekten av å variere vertikal/horisontal-filter (V/H filter). Øverst er dette filteret satt lik 0,5 ($V/H=0,5$) og inversjonsprogrammet prøver å tvinge frem horisontale strukturer, spesielt på dypet der datadekningen er liten. Denne inversjonen viser et lite sannsynlig forløp av de aktuelle svakhetssonene. I midten er det benyttet et nøytralt vertikal/horisontal-filter ($V/H=1$). De geologisk kartlagte svakhetssonene P, Q, R og S fremstår som subvertikale strukturer. Sone Q viser et steil fall mot øst (høyre), noe som senere er bekreftet ved boring (Bh 6) og logging av dette borehullet med akustisk televiwer (Elvebakk 2011a, se også Avsnitt 6.8.2). Med et vertikal/horisontal-filter ($V/H=2$) som tvinger frem vertikale strukturer blir alle svakhetssoner vertikale, og informasjonen om fallet på sone Q er gått tapt.

RMS-error varierer noe i de tre inverterte seksjonene, henholdsvis 5,6 %, 2,5 % og 7,2 %. I dette tilfellet gir $V/H=1$ den beste tilpasning til målte data og er et signal om at dette er det beste bilde av måledata. Valget av V/H-filter kan gi store variasjoner i det inverterte profilet og filteret må velges ut fra hva en ønsker å fremheve.



Figur 3.6: Inversjon av samme datasett med Standard inversjonsmetode og varierende V/H-filter (Vertikal-/horisontalfilter). Øverst $V/H=0,5$ (favoriserer horisontale strukturer), i midten $V/H=1$ (nøytral) og nederst $V/H=2$ (favoriserer vertikale strukturer). Profilet er målt med LUND-systemet, 10 m elektrodekonfigurasjon og Wenner elektrodekonfigurasjon (Data fra Dalsegg & Rønning 2002).

Figur 3.7 viser effekten av å variere glattingen av det inverterte bildet på et syntetisk datasett (se modellering, Avsnitt 3.2). Modellen er her en svakhetszone på land ved posisjon 80 og en svakhetszone under et 100 m bredt og 1m dypt sund med saltvann fra posisjon 200 til posisjon 300. Resistiviteten i saltvannet er på 0,25 Ωm , og dette gir markerte kunstige effekter med høyere og lavere resistivetsverdier til side for sundet. En sterkere glatting av det inverterte bildet (Figur 3.7 nederst) reduserer denne kunstige effekten, men samtidig endres resistivetsnivået langs hele profilet. Sterkere filtrering gir en noe dårligere verdi for RMS-error.



Figur 3.7: Effekt av glatting på det inverterte resistivetsbildet. Datasettet her er syntetiske data beregnet for Gradient elektrodekonfigurasjon og 5 m elektrodeavstand. Det er benyttet Robust inversjon med V/H-filteer = 2 (Fra Tassis m.fl. 2013a)

3.1.4 Læringspunkt

Valg av innsamlingsprosedyre (kabelsystem, elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand) og valg av inversjonsprosedyre (inversjonsprogram, inversjonsmetode, filtrering og glatting) påvirker det inverterte resultatet. Dette er informasjon som må komme frem ved rapportering av resistivetsundersøkelser og det er innbakt i NGUs retningslinjer for hvordan resistivetsmålinger bør utføres, prosesseres og rapporteres (se Vedlegg 1 og SVV 2018).

3.2 Resistivitet, modellering av svakhetssoner på land

Muligheter og begrensninger ved resistivetsmålinger kan studeres ved modellering. Ut fra en gitt geofysisk modell kan syntetiske data beregnes med det som blir kalt framlengs modellering. For å simulere målte data fra felt, kan det legges et visst støynivå på de syntetiske data. Disse data blir så invertert som om det er målte data. Styrken ved en slik prosedyre er at en vet fasit og kan studere hvilken innsamlings- og inversjonsprosedyre som gir beste resistivetsbilde av aktuelle modeller.

Allerede før prosjektet ForForUT ble initiert, utførte NGU denne type modellering med tradisjonelle elektrodekonfigurasjoner som Wenner og Dipol-dipol (Rønning m.fl.

2009a). Internasjonal forskning viste imidlertid at andre konfigurasjoner også kunne gi gode avbildninger av svakhetssoner i berg (Dahlin & Zhou 2004), og modelleringsarbeidet ble derfor videreført innenfor ForForUT (Reiser m.fl. 2009). I dette arbeidet ble elektrodekonfigurasjonene Dipol-Dipol (DD), Multi Gradient (MG), Pol-Dipol (PD) og Wenner (W) testet på en lang rekke modeller hvor en varierte svakhetssonenes bredde, utstrekning mot dypet, fall og resistivitetskontrast i tillegg til variasjoner i løsmassenes resistivitet og tykkelse.

3.2.1 Respons ved forskjellige elektrodekonfigurasjoner

Et eksempel på modellerte responser på konfigurasjonene DD, MG, PD og W er vist i Figur 3.8. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en 10 m bred svakhetssone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen faller 60° ned til et dyp på 150 m. Dette dypet tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10m). Det er utført standard inversjon med $V/H=1$ (nøytral).

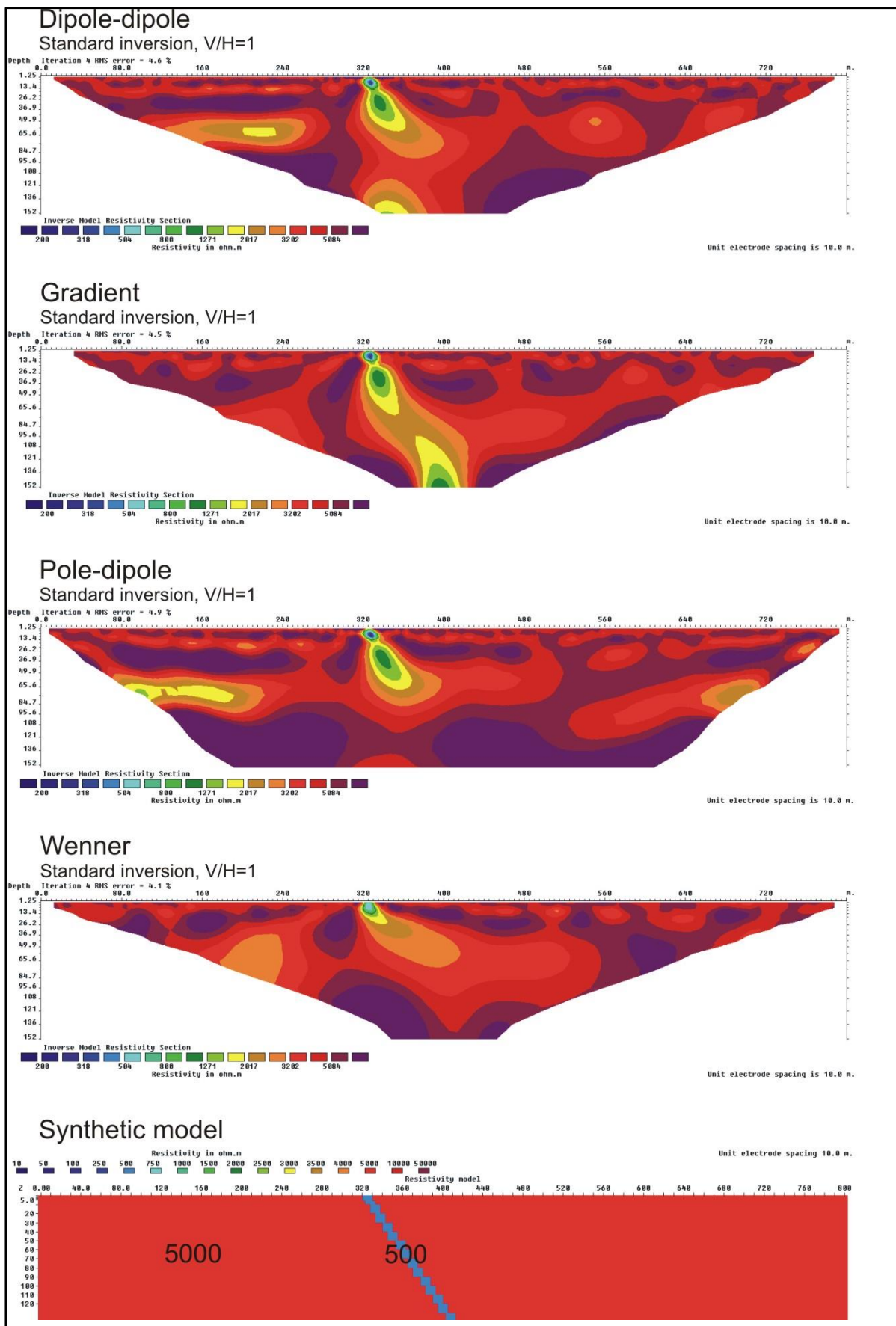
Alle de fire konfigurasjonene påviser svakhetssonen og indikerer fallet. Gradient elektrodekonfigurasjon viser det klart beste bildet av den aktuelle svakhetssonen. Wenner gir det klart dårligste bildet.

Modelleringen viser at det også er kunstige effekter i bildet for alle fire konfigurasjonene. Tykkelsen av sonene er tilnærmet korrekt ved utgående, men mot dypet øker bredden av sonen. Også resistiviteten i sonen er tilnærmet korrekt ved utgående, men etter hvert som sonen blir bredere øker resistiviteten i sonen. Dette kan trolig skyldes redusert oppløsning mot dypet, og som vi senere skal se kan effekten reduseres ved kortere elektrodeavstand. Resistiviteten i vertsbergarten variere noe rundt 5000 Ωm for alle konfigurasjonene. Konfigurasjonene DD og PD viser en kunstig lavresistivitetssone i starten av profilet.

I dette arbeidet (Reiser m.fl. 2009) ble en lang rekke modeller testet med de samme fire konfigurasjonene (DD, MG, PD og W) og som oftest gav Gradient-konfigurasjonen det beste bildet. Dette førte da til at NGU besluttet å benytte denne konfigurasjonen ved sine undersøkelser av svakhetssoner på land. I den videre presentasjonen av modellerings resultater vises bare resultater fra denne konfigurasjonen, men alle data er tilgjengelig i rapporten fra arbeidet (Reiser m.fl. 2009).

Resistivitetsmodelleringen på land ble utført med en elektrodeavstand på 10 m. På dette tidspunktet ble resistivitetsmålinger vurdert som en rekognoserende metode, og det var viktig med effektive målinger. I ettertid har en sett at elektrodeavstand bør være mindre (5 m?) for å få bedre oppløsning. Dette betyr at også modelleringen burde vært utført med 5 m elektrodeavstand. For å få et komplett bilde, burde også Robust inversjon vært testet. Dette er imidlertid et spørsmål om ressurser.

Læringspunkt: Forskjellige elektrodekonfigurasjoner gir forskjellige bilder av svakhetssoner. Ved rapportering er det viktig å dokumentere hvilken elektrodekonfigurasjon som er benyttet.



Figur 3.8: Modellert respons ved forskjellig elektrodekonfigurasjon. Her er Standard inversjon med filter $V/H=1$ benyttet. Modell: 10 m bred svakhetszone ned til 150 m. Resistiviteten i sone og vertsbjergart er henholdsvis 500 og 5000 Ω m. Sonen faller 60°.

3.2.2 Variasjon i svakhetssonens bredde

Figur 3.9 viser modellering der det benyttes Gradient elektrodekonfigurasjon (elektrodeavstand 10 m) og hvor tykkelsen av svakhetssonen varierer fra 5 m via 10 m og 20 m til 40 m. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en vertikal svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til et dyp på 150 m. Dette dypet tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10 m). Det er utført standard inversjon og siden dette er en vertikal sone er Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 2.

Svakhetssonens bredde er tilnærmet korrekt i sonens utgående. Mot dypet blir sonen bredere (kunstig effekt) og resistiviteten høyere enn i utgangsmodellen. Denne effekten avtar etter hvert som sonen blir bredere. Den 40 m brede sonen avtegnes relativt bra, både med hensyn til bredde og resistivitetsnivå. Trolig ville en mindre elektrodeavstand gitt bedre resultat også for smalere soner.

Læringspunkt:

Det er mulig å tolke svakhetssoners bredde ut fra 2D resistivitetsmålinger.

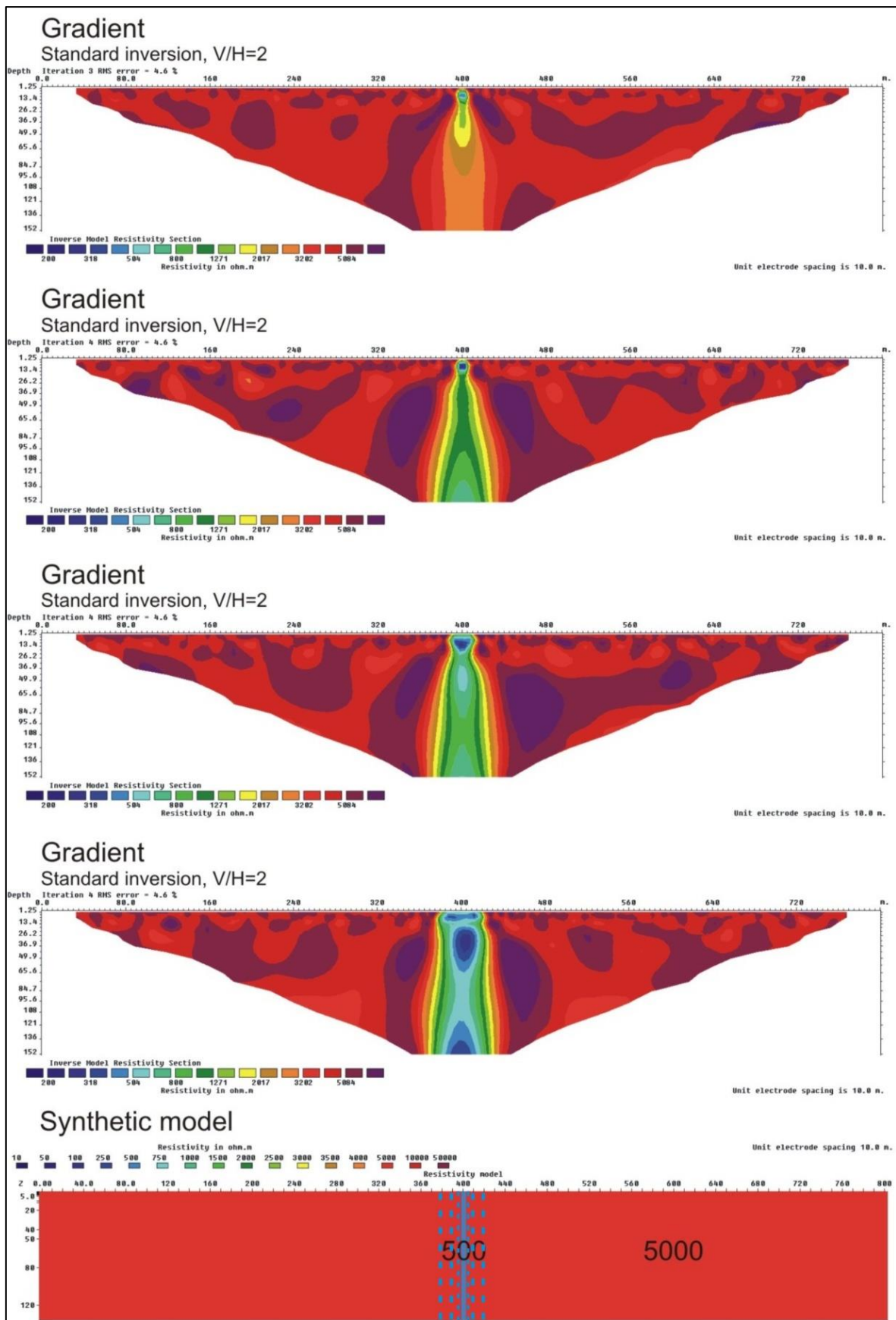
3.2.3 Variasjon i svakhetssonens utstrekning mot dypet

Modellering har vist at ved refraksjonsseismiske data kan en 10 m fordykning i bergoverflaten feiltolkes som en svakhetszone med meget lav p-bølgehastighet (Westerdahl 2003, se også kapittel 4.1.3). Det var derfor av interesse å se om resistivitetsmetoden kunne gi indikasjoner på svakhetssoners utstrekning mot dypet.

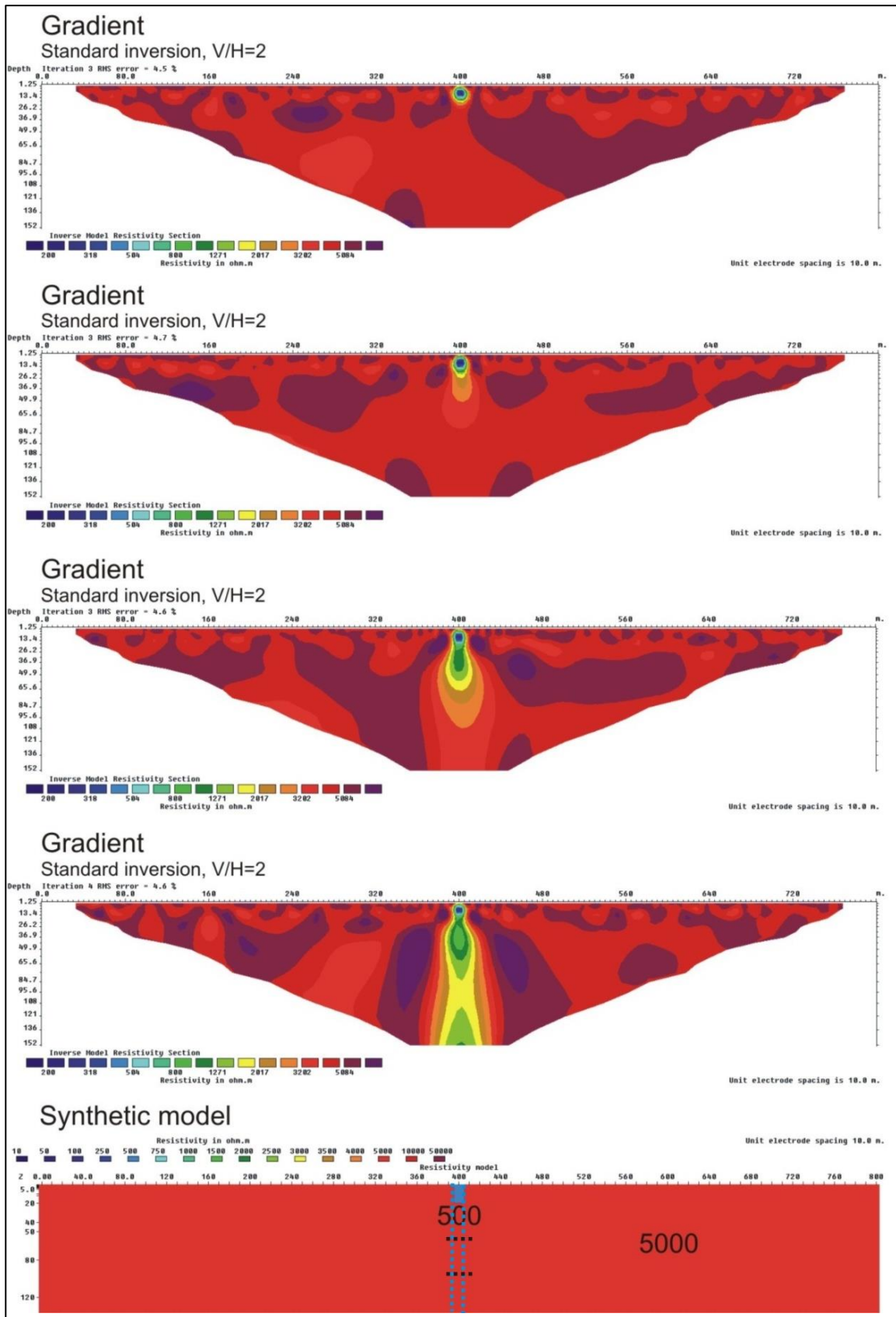
Figur 3.10 viser modellering med Gradient elektrodekonfigurasjon (10 m elektrodeavstand) der en varierer svakhetssoners utstrekning mot dypet. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en 10 m bred vertikal svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til varierende dyp på 10, 40, 80 og 150 m. Sistnevnte tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10 m). Det er utført standard inversjon og siden dette er en vertikal sone er Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 2.

Med 10 m utstrekning mot dypet fremstår «svakhetssonen» som en tilnærmet sirkulær respons med diameter ca. 10 m (se Figur 3.10 øverst). En svakhetszone med utstrekning 40 m mot dypet viser et anomalt bilde ned til ca. 45 m, mens tilsvarende tall for en sone ned til 80 m er ca. 100 m. Sonen med utstrekning mot dypet på 150 m (Figur 3.10 nederst) indikeres som en sone som strekker seg til maksimalt penetrasjonsdyp på 150 m. Det kan synes som dybden til sonen overestimeres, men dette er selvsagt et definisjonsspørsmål. I vurderingen her er det sett på hvor dypt avviket i resistivitet kan spores. Ved å benytte en høyere resistivitetsverdi, ville utstrekningen mot dypet blitt mindre. Modelleringen viser kunstige effekter som utvidelser av resistivitetsbildet mot dypet og høyere resistivitet i sonen. Resistiviteten i vertsbergart varierer rundt 5000 Ωm som i utgangsmodellen.

Læringspunkt: Det er mulig å gi et inntrykk av svakhetssoners utstrekning mot dypet ved 2D resistivitetsmålinger.



Figur 3.9: Modellert effekt av variasjoner i sonens bredde (Gradient elektrodekonfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: Vertikal svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i sone og vertsbergart er henholdsvis 500 og 5000 Ω m. Sonens bredde er 5 m (øverst), 10 m, 20 m og 40 m (nederst).



Figur 3.10: Modellert effekt av variasjoner i sonens utstrekning mot dyptet (Gradient elektrodekonfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred vertikal svakhetsone. Resistivitet i sone og vertsbergart er henholdsvis 500 og 5000 Ωm . Sonens dyptgående er 10 m (øverst), 40 m, 80 m og 150 m (nederst).

3.2.4 Variasjoner i svakhetssonenes fall

Figur 3.11 viser modellering med Gradient elektrodekonfigurasjon (elektrodeavstand 10 m) der en varierer svakhetssoners fall mot dypet. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en 10 m bred svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til et dyp på 150 m. Sistnevnte tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10 m). Det er utført standard inversjon. Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 2 for de to første modellene som har fall på 75° og 60° (fra horisontalplanet). For de to siste modellene er Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 1. Dette for å få et bedre bilde av svakhetssoner som faller slakt, 45° og 30°.

Alle de fire modellene i Figur 3.11 viser et klart fall i riktig retning, og dersom en ser på anomalien i de øverste 40 meterene, er fallet tilnærmet riktig. Mot dypet avdekkes kunstige effekter ved at sonene blir bredere, resistiviteten høyere og fallet stemmer ikke helt. Sonen med 30° fall (Figur 3.11 nederst) viser et tilnærmet korrekt fall, men sonen blir spesielt bred mot dypet, og den kan ikke følges ned til maksimalt dyp. Dette skyldes trolig et samspill med lavere oppløsning mot dypet, og manglende datadekning mot flankene av profilet. Resistiviteten i vertsbergart varierer rundt 5000 Ωm som i utgangsmodellen.

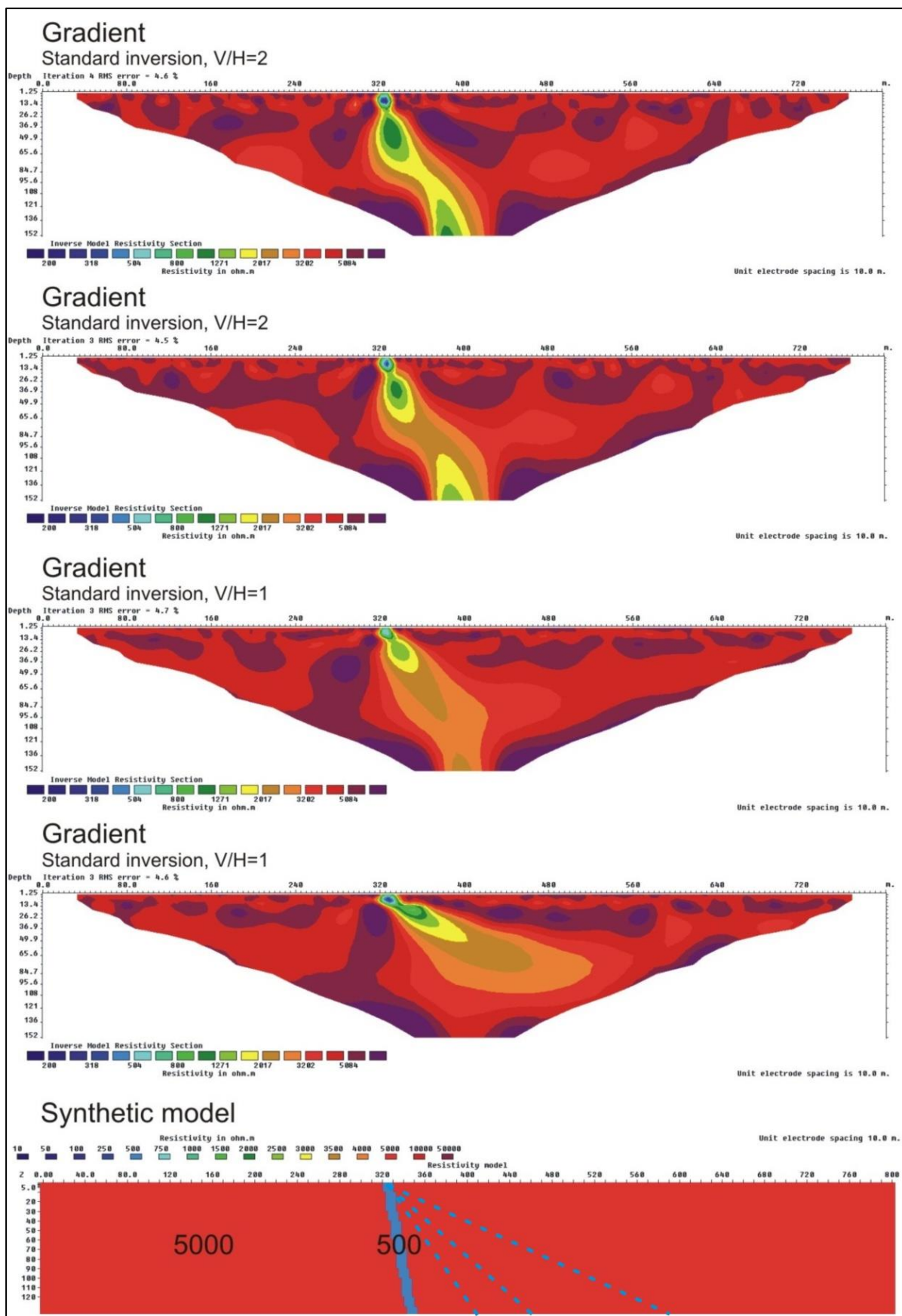
Læringspunkt: Det er mulig å gi et inntrykk av svakhetssoners fall ved 2D resistivitetmålinger.

3.2.5 Variasjoner i svakhetssonenes resistivitet

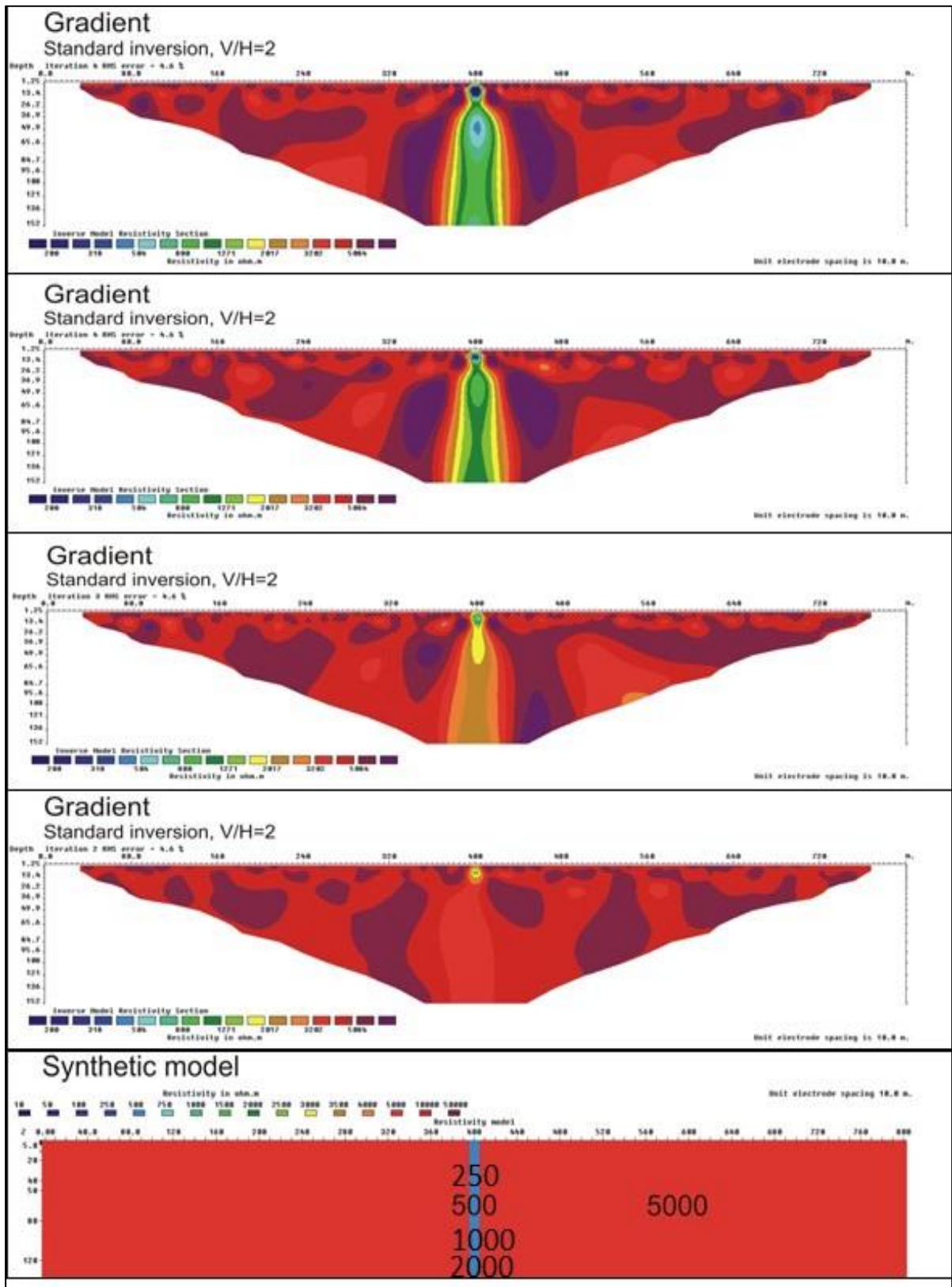
Det er også av interesse å se hvordan forskjellige resistivitetskontraster avspeiles ved resistivitetmålinger. Figur 3.12 viser modellering der en varierer svakhetssoners resistivitetskontrast med Gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 10 m. De syntetiske data er beregnet fra en modell som består av en 10 m bred vertikal svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til 150 m. Sistnevnte tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrodeavstanden (10 m). Det er utført standard inversjon og siden dette er en vertikal sone er Vertikal/Horisontal-filteret satt lik 2.

Figur 3.12 viser hvilken respons en kan forvente når resistiviteten i en svakhetszone varierer. Responsen svekkes ved redusert resistivitetskontrast. Så lenge resistivitetskontrasten mellom sone og vertsbergart er mindre enn 1/5, kan svakhetssoner lett lokaliseres. Resistivitetskontrast 1/5 gir en svak respons mens enda større kontraster gjør det vanskelig å skille en forsenkning i terrenget fra en svakhetszone. Dette ble også diskutert i sluttrapport fra Miljø og samfunnstjenlige tunneler der resistiviteten i Oslofeltets kambrosiluriske kalksteiner viste et resistivitetsnivå klart lavere enn 1000 Ωm , og i dette miljøet kan det være vanskelig å påvise svakhetssoner (Rønning 2003).

Læringspunkt: Svakhetssoner i krystalline bergarter der resistiviteten er relativt høy ($\geq 5000 \Omega\text{m}$) kan indikeres ved resistivitetmålinger. I bergarter med generelt lavere resistivitet i den friske bergarten (Oslofeltets kambrosilur-bergarter, se Figur 7.1.2) kan dette være en utfordring.



Figur 3.11: Modellert effekt ved forskjellig fall på en svakhetszone (Gradient elektrodekonfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i zone og vertsbergart er henholdsvis 500 og 5000 Ωm . Sonen faller 75° (øverst), 60°, 45° og 30° (nederst).



Figur 3.12: Modellert effekt ved forskjellig resistivitet i en svakhetszone (Gradient elektrode-konfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred vertikal svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i vertsbergart er 5000 Ω m. Resistiviteten i sonen er 250 Ω m (øverst), 500 Ω m, 1000 Ω m og 2000 Ω m (nederst).

3.2.6 Variasjoner i løsmassenes resistivitet

Hittil er det sett på svakhetssoner uten et dekke av løsmasser. Figur 3.13 viser modellering der et 5 m tykt løsmasselag introduseres. Resistiviteten i dette varierer fra 500 Ωm (grovere masser, morene, sand/grus), 100 Ωm (silt), 50 Ωm (silt/mulig kvikkleire) og 10 Ωm (marin leire, Solberg m.fl. 2010). De syntetiske data er beregnet fra en sprekkesonemodell som består av en 10 m bred vertikal svakhetszone med resistivitet 500 Ωm i en vertsbergart med resistivitet 5000 Ωm . Sonen strekker seg ned til 150 m. Sistnevnte tilsvarer maksimal dybderekkevidde for den aktuelle elektrode-avstanden (10m). Det er benyttet Gradient elektrodekonfigurasjon, standard inversjon og siden dette er en vertikal svakhetszone er vertikal/horisontalfilteret satt lik 2.

Modelleringen viser klare responser på svakhetssonen så lenge resistiviteten i løsmassene er $>100 \Omega\text{m}$. Ved 50 Ωm i løsmassene blir responsen klart svakere og ved 10 Ωm (marin leire) forsvinner responsen nesten helt. Dette skyldes at strømmen foretrekker å gå i de godt ledende løsmassene og ikke ned i vertsbergarten som har høy resistivitet.

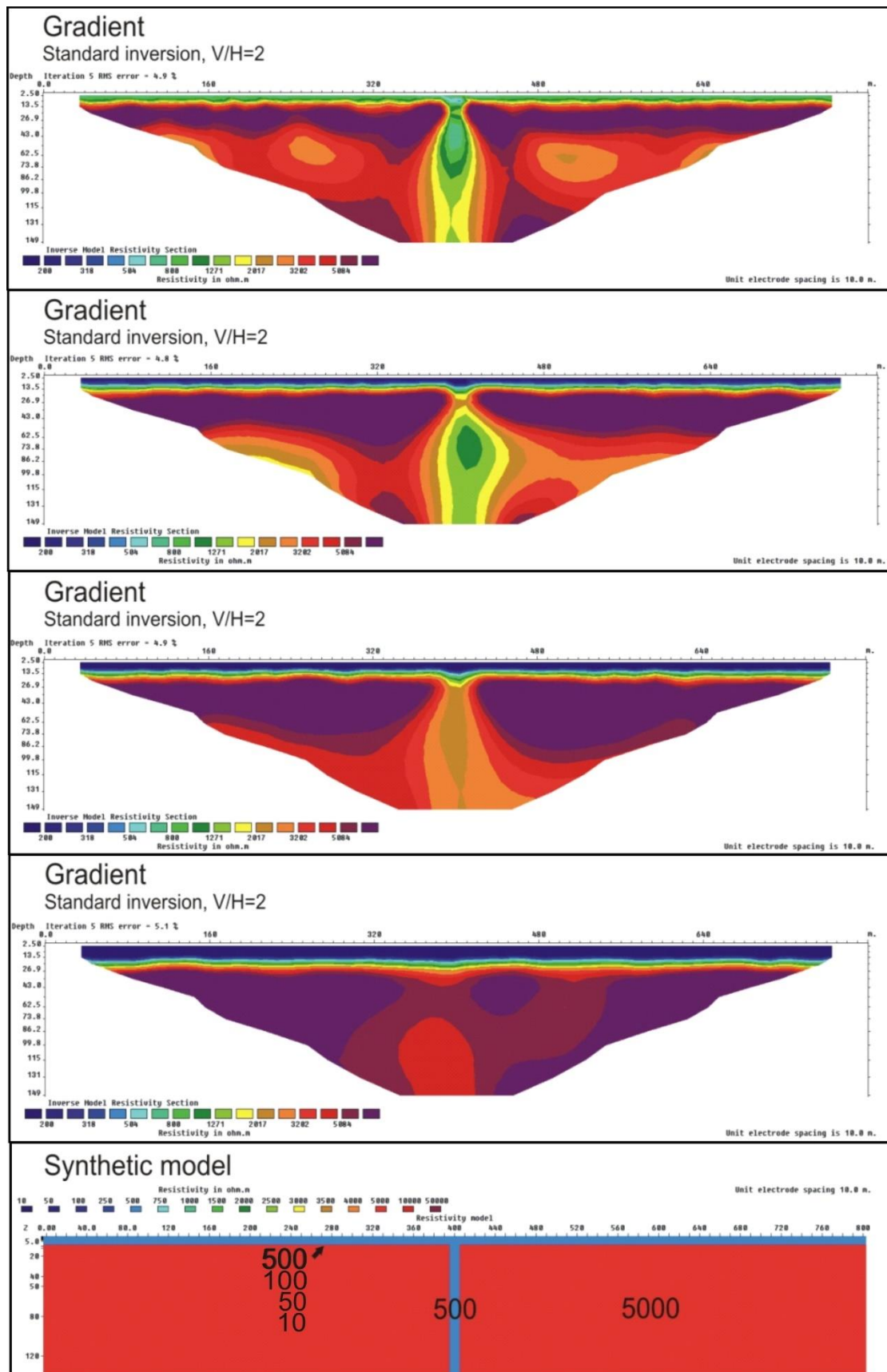
Læringspunkt: Resistivitetmetoden kan kartlegge svakhetssoner under et visst løsmassedekke dersom resistiviteten er 100 Ωm eller høyere (morene og sand/grus). Ved resistivitet i løsmassene vesentlig lavere enn 100 Ωm (kvikkleire og intakt marin leire), vil metoden ikke kunne påvise svakhetssoner selv ved et relativt tynt løsmasselag (≈ 5 m).

3.2.7 Variasjoner i løsmassedekkets tykkelse

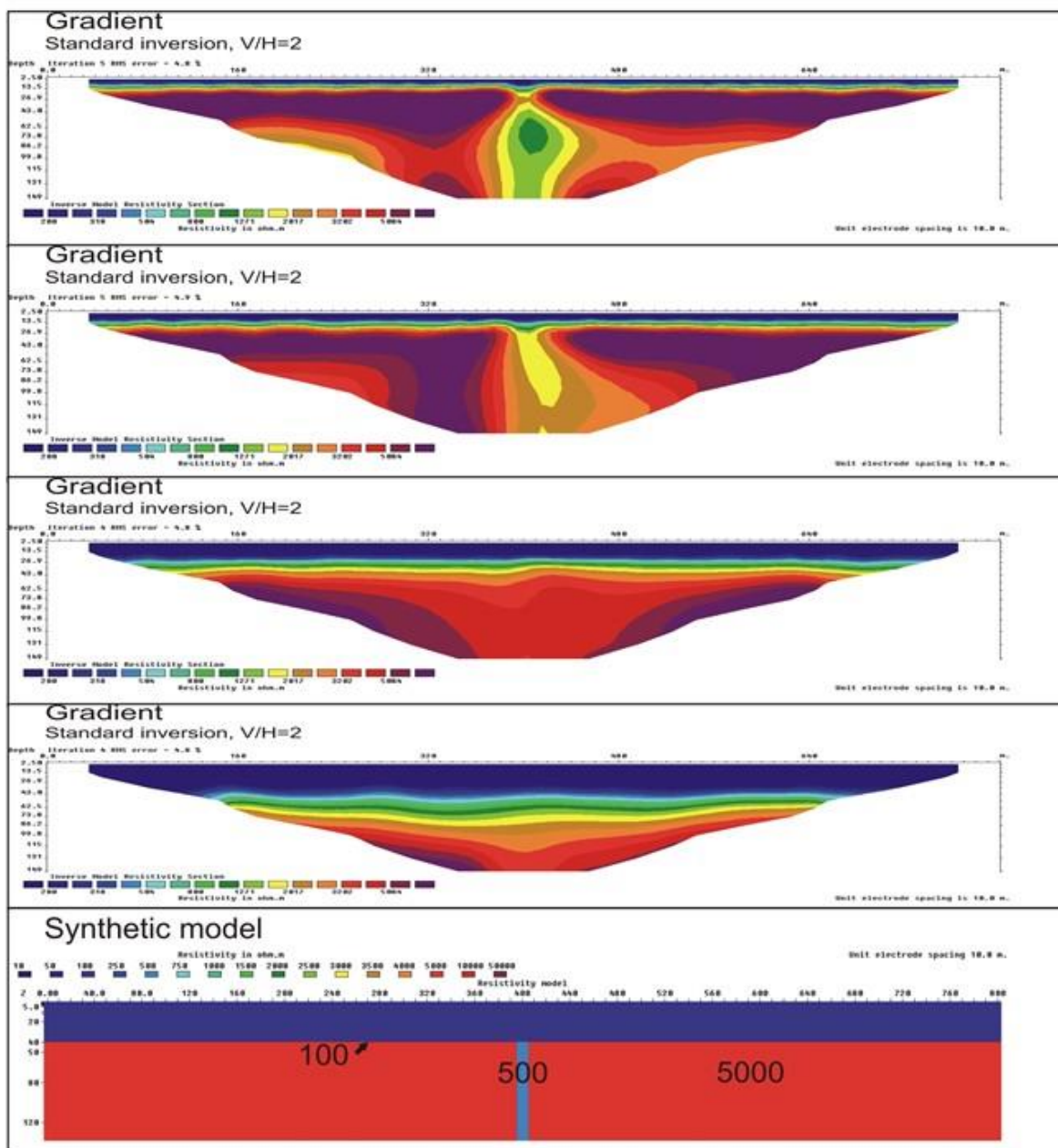
Ut fra resultatene i avsnitt 3.2.6 var det av interesse å se hvor tykke lag av løsmasser med resistivitet 100 Ωm (siltige masser) metoden tåler før det blir umulig å lokalisere svakhetssoner. Sprekkemodellen og inversjonsprosedyren er den samme som i avsnitt 3.2.6. Resistiviteten i løsmassene er fast 100 Ωm og tykkelsen av disse varierer fra 5 m (Figur 3.14 øverst) via 10 m, 20 m og 40 m (nederst).

Som tidligere vist (Avsnitt 3.2.6) kan en lokalisere svakhetssoner under 5 m med løsmasser der resistiviteten er 100 Ωm (Figur 3.14 øverst). Ved 10 m av det samme materialet (silt), kan også svakhetssonen identifiseres, men responsen er klart svekket. Denne effekten forsterkes ytterligere ved 20 m tykke løsmasser, og ved 40 m forsvinner anomalien fra svakhetssonen så mye at svakhetssonen ikke kan påvises.

Læringspunkt: I praksis vil det være vanskelig å lokalisere svakhetssoner med bredde 10 m under mer enn ca. 20 m siltige masser.



Figur 3.13: Modellert effekt ved forskjellig resistivitet i løsmassene (Gradient elektrodekonfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred vertikal svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i sone og vertsbegart er henholdsvis 500 og 5000 Ωm . Tykkelsen av løsmassene er fast 5 m mens resistiviteten varierer fra 500 Ωm (øverst), 100 Ωm , 50 Ωm og 10 Ωm (nederst).



Figur 3.14: Modellert effekt ved forskjellig tykkelse av løsmassene (Gradient elektrodekonfigurasjon, 10 m elektrodeavstand). Modell: 10 m bred vertikal svakhetszone ned til 150 m. Resistivitet i sone og vertsbjergart er henholdsvis 500 og 5000 Ωm . Resistiviteten i løsmassene er fast 100 Ωm mens tykkelsen varierer fra 5 (øverst), 10, 20 og 40 m (nederst).

3.2.8 Konklusjoner fra modellering av svakhetssoner på land.

Internasjonal forskning (Dahlin & Zhou 2004) og egne modelleringer (Reiser m.fl. 2009) har vist at Gradient er en elektrodekonfigurasjon som i de fleste tilfeller gir gode bilder av syntetiske modeller. Dipol-dipol-konfigurasjonen har i noen tilfeller vist enda bedre bilder av startmodellen. Denne konfigurasjonen kan imidlertid være beheftet med mer støy (lave målesignaler). NGU har derfor valgt å benytte Gradient elektrodekonfigurasjon ved sine resistivitetsmålinger og anbefaler andre å gjøre det samme.

Alle våre modelleringer er utført på enkle modeller uten «geologisk støy», dvs. forstyrrende resistivitetsanomalier i vertsbergarten. Dersom det er tvil om en svakhetszone ses i våre modelleringer, vil det etter all sannsynlighet være enda verre i felt der geologisk støy må påregnes.

Modellering har vist at svakhetssoners bredde kan tolkes ut fra bredden anomalien har ved bergets utgående. Mot dypet oppstår ofte kunstige effekter som bredere soner med høyere resistivitet. Dette må en være klar over ved tolking av svakhetssoner. Effekten kan reduseres ved kortere elektrodeavstand, men redusert oppløsning og færre datapunkter mot dypet kan en ikke gjøre så mye med.

Resistivitetsmetoden kan også gi et inntrykk av hvor dypt en svakhetszone stikker og spesielt vil en kunne unngå å tolke mindre fordypninger i bergoverflaten som en svakhetszone (se Westerdahl 2003).

Metoden kan gi et inntrykk av svakhetssoners fall. Modelleringen viste at en i den øvre del av undergrunnen (i dette tilfellet ca. 40 m) fikk ett godt kvantitativt bilde av fallet, men at dette ble mer usikkert mot dypet. Dette blir sett nærmere på under utvalgte eksempler.

Som ved alle andre geofysiske metoder er en avhengig av en kontrast i en petrofysisk egenskap for å kunne se et objekt, i dette tilfellet resistivitet. En resistivitetskontrast mellom svakhetszone og vertsbergart lik eller mindre enn 1/5 gir klare bilder av svakhetssonen. Er kontrasten større enn 1/5 blir det vanskelig å se svakhetssonen. Dette kan være et problem i Oslofeltets kambro-silur-bergarter der resistiviteten i vertsbergarten kan være lavere enn 1000 Ωm . I krystalline bergarter har en ikke dette problemet.

Tykke løsmasselag kan skjerme for svakhetssoner i berget. Dersom en har tørr sand/grus og morene med resistivitet større enn 100 Ωm kan en se svakhetssoner under ca. 20 meter med denne type løsmasser. Ved høyere resistivitet tolereres enda større løsmassetykkelser. En kan også påvise svakhetssoner under 5 m med mulig kvikkleire (50 Ωm), men dersom det er intakt marin leire (10 Ωm) vil 5 m tykkelse være nok til å skjerme helt for påvisning av en svakhetszone.

De modelleringene som er utført gir et godt bilde av muligheter og begrensninger ved påvisning og karakterisering av svakhetssoner i berg. Det burde vært utført enda mer modellering, men dette er et ressurs spørsmål. Spesielt er det Robust inversjon (Loke 2016) som burde vært utprøvd, og ikke minst effekten av å redusere elektrodeavstanden.

3.3 Modellering av svakhetssoner i marine miljø

Modellering av resistivitet for kartlegging og karakterisering av svakhetssoner på land viste oppløftende resultater (Avsnitt 3.2), og det var derfor av interesse å se om metoden kunne anvendes i marine miljø under varierende tykkelser av sjøvann. I et samarbeid mellom NGU og *Aristotle University of Thessaloniki* er disse mulighetene undersøkt (Tassis m.fl. 2013a, Tassis m.fl. 2014a, Tassis m.fl. 2014b, Tassis m.fl. 2020).

Dette komprimerte avsnittet er en redigert utgave av artikkel presentert på «Fjellsprenningskonferansen» i 2013, artikkel 27 (Rønning m.fl. 2013b), en artikkel som oppsummerer de viktigste erfaringene.

RESISTIVITET FOR KARTLEGGING AV SVAKHETSSONER I BERG I MARINE MILJØ. MULIGHETER OG BEGRENSNINGER

Lagleder, Cand. Real Jan S. Rønning, Norges geologiske undersøkelse (NGU) og Norges Teknisk Naturvitenskapelige Universitet (NTNU),
Forsker PhD Georgios Tassis, NGU,
Forsker PhD Panagiotis Tsourlos, Aristotle University of Thessaloniki (AUTH)
Sjefingeniør Einar Dalsegg, NGU

Sammendrag

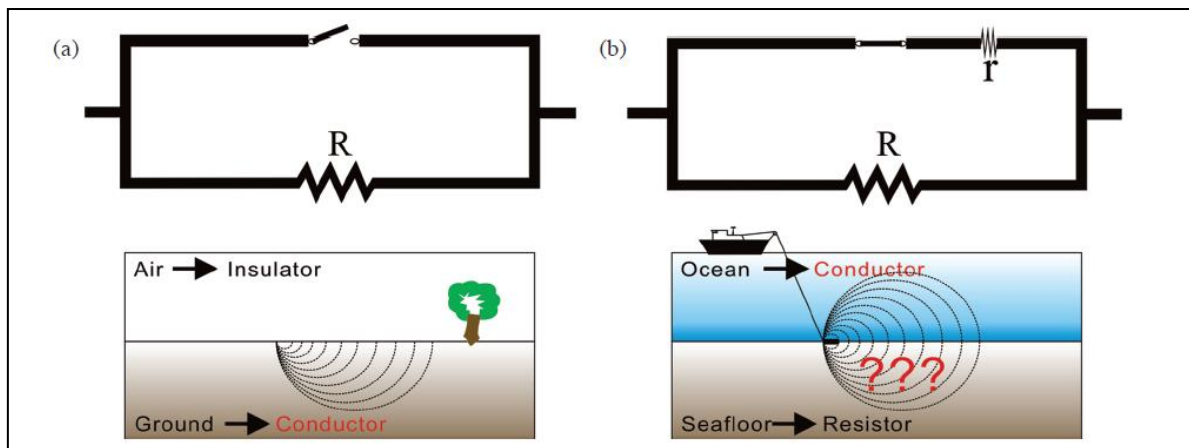
Resistivitet for kartlegging og karakterisering av svakhetssoner i berg på land har vært benyttet over lengre tid og metoden begynner å få aksept som et alternativ til tradisjonelle metoder. Flere har reist spørsmålet om å benytte metoden for tilsvarende kartlegging i marine miljø. Norges geologiske undersøkelse (NGU) har, i samarbeid med Statens vegvesen Vegdirektoratet, gjennomført en mulighetsstudie på dette. Syntetiske data fra modeller er invertert med to forskjellige rutiner. Det er i denne studien undersøkt hvilke elektrodekonfigurasjoner og plassering av disse i sjøen som fungerer best. Det er gjort studier med variasjoner i sjøvannets resistivitet og dybde, løsmassenes resistivitet og mektighet, samt variasjoner i sonenes bredde. I tillegg er effekten av å låse tykkelse av sjødyb og resistivitet i sjøvannet ved inversjonen studert. Studiet har gitt viktig erfaring i forhold til metodikk, men også avdekket begrensninger for resistivitetsmetoden i marine miljø.

3.3.1 Innledning

Over lengre tid har Norges geologiske undersøkelse (NGU) arbeidet med resistivitetmålinger for kartlegging av svakhetssoner i berg (Rønning 2003, Rønning m.fl. 2003, Ganerød m.fl. 2006, Rønning m.fl. 2009a, -b og -c, Rønning m.fl. 2011). Modellering har vist at på land kan metoden gi informasjon om svakhetssoners bredde, dybdeutstrekning og fall (Reiser m.fl. 2009). Det er også påvist svakheter med metoden, spesielt ved tykke lag av leire over berg. På grunnlag av resultater fra undersøkelser over Lunner-tunnelen, er det foreslått en tolkingsmodell for å skille mellom rene oppsprekninger med vannproblemer og soner med leiromvandling hvor det kan være store stabilitetsproblemer (Rønning m.fl. 2009c, Ganerød m.fl. 2010, se Avsnitt 3.4). Soner i krystallin berggrunn med resistivitet større enn 3000 Ωm tolkes som bra bergmassekvalitet, soner med resistivitet mellom 3000 og 500 Ωm kan være

oppsprukket berg med vannlekkasjer mens soner med resistivitet lavere enn 500 Ωm kan være ustabil berg med destabiliserende leire og vannlekkasjer. Denne tolkingsmodellen er testet ved flere tunnelprosjekter, og så langt ser det ut som modellen holder mål (Rønning m.fl. 2009a, Rønning m.fl. 2013a, Arntsen 2012). Metoden er nå akseptert som et godt supplement til tradisjonelle undersøkelser på land og det er reist spørsmål om metoden kan anvendes ved undersøkelser i sjøvann knyttet til undersjøiske fjordkryssinger.

Resistivitet i marine miljø har hittil vært lite benyttet. Årsaken til dette er problemer med å få tilstrekkelig mye strøm ned i berget (se Figur 3.15). Det er utført undersøkelser i ferskvann og brakkvann (se f.eks. Chiang et al. 2012, Tsourlos m.fl. 2001). Lile m.fl. (1994) utførte målinger i Maursundet i Troms i 1994, og fant sammenhenger mellom anomalier i resistivitetsbildet og påviste soner fra refraksjonsseismikk. På dette tidspunkt fantes ikke programsystemer for inversjon av måledata, og det er derfor usikkert hvor anomaliene kommer fra.

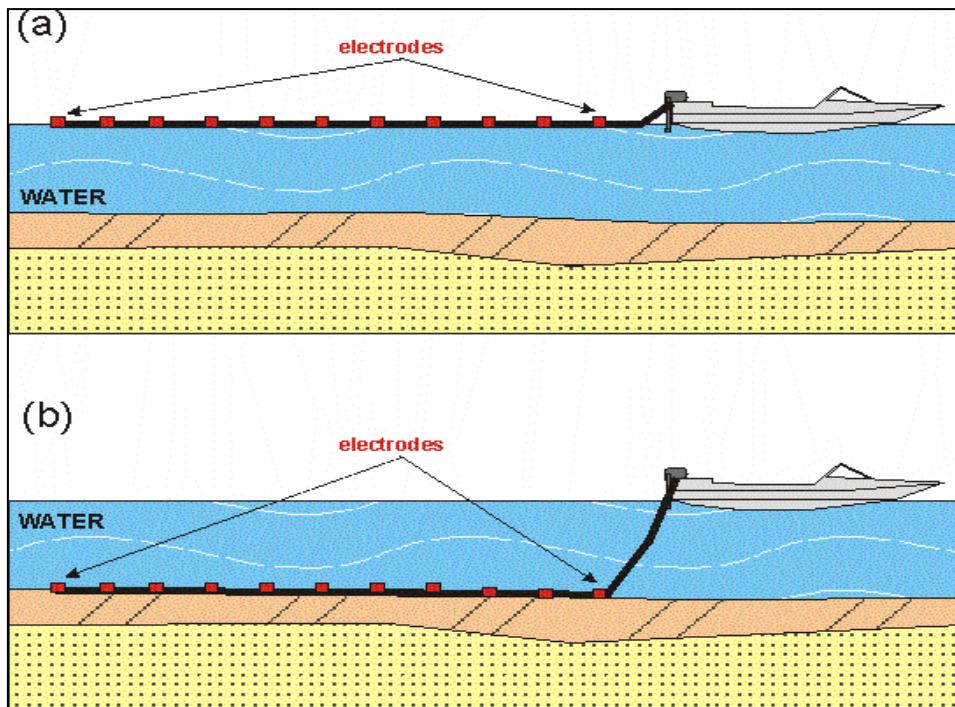


Figur 3.15: Forskjell på resistivetsmålinger på land og i sjø. På land vil 100 % av strømmen gå i bakken (a) mens ved målinger i sjø (b) vil strømmen fordele seg i sjøen og i grunnen under. Kontraster i resistiviteten vil avgjøre fordelingen.

I et samarbeidsprosjekt med Statens vegvesen Vegdirektoratet har NGU utført studier på muligheter og begrensninger ved resistivetsmålinger i marine miljø ved å foreta modellberegninger. Denne type modellering utføres ved å definere en modell, og fra denne beregne syntetiske data. Støy kan legges på for å simulere reelle målte data, og data blir deretter invertert. Ved å sammenligne den opprinnelig definerte modellen med resultatet fra inversjonen, kan en teoretisk studere muligheter og begrensninger ved geofysiske metoder, også resistivitet.

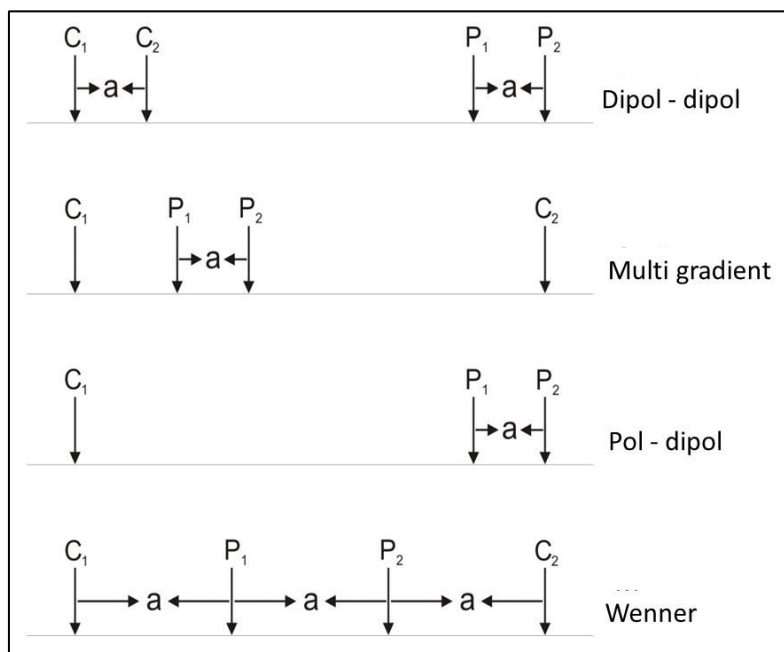
3.3.2 Valg av undersøkelsesbetingelser

Resistivetsmålinger i sjø kan i prinsippet foretas med slepte flytende elektroder eller elektroder plassert på sjøbunnen (Figur 3.16). Den første varianten er meget effektiv, og en kan måle lange profiler på kort tid. Elektroder på sjøbunnen vil trolig gi et bedre resultat da disse kommer nærmere objektet som ønskes kartlagt, men mer tidkrevende.



Figur 3.16: To måter å utføre resistivitetmålinger i sjø; a) kabel med flytende elektroder, b) kabel på sjøbunn (etter Tsourlos m.fl. 2001).

Flere elektrodekonfigurasjoner kan benyttes ved denne type måling og modellering. Dahlin & Zhou (2004) testet 10 forskjellige på fem forskjellige geologiske modeller og konkluderte med at konfigurasjonene Gradient, Pol-dipol, Dipol-dipol og Schlumberger var å anbefale. NGUs modellering av svakhetssoner på land konkluderte med at Gradient var den beste konfigurasjonen. For å vurdere hvilken konfigurasjon som er best ved undersøkelser i marine miljø, er det i denne undersøkelsen testet konfigurasjonene Dipol-dipol, Gradient, Pol-dipol og Wenner (se Figur 3.17).



Figur 3.17: Elektrodekonfigurasjoner som er benyttet ved modelleringen (fra Reiser m.fl. 2009).

Resistivitetsverdier i sjøvann, eventuelle løsmasser, massivt berg og i svakhetssoner er avgjørende for hvor godt resistivitetsmålinger vil fungere i marine miljø. Publiserte data viser at resistiviteten i sjøvann vil være ca. 0,25 Ωm ved en salinitet på 35 g/kg og en vanntemperatur på 10 grader (<http://www.kayelaby.npl.co.uk>). Ved vår modellering har vi benyttet 0,25 Ωm som et utgangspunkt. Resistivitet i krystallin berggrunn kystnært under sjøen er lite kjent. Logging av et borehull på en holme (Alstein) mellom Randberg og Kvitsøy nord for Stavanger, viste en resistivitet på fra 600 til 1100 Ωm (Elvebakk & Saintot 2011). Ved en tilsvarende undersøkelse i et borehull i strandsonen ved Bjarkøy var resistiviteten i berget 1050 til 1200 Ωm (Dalsegg & Elvebakk 2012). Ekstrapolering av resistivitet i grunnfjellet under Frøya-Høgda indikerte 750 Ωm ved en temperatur på 90 °C (Rønning & Elvebakk 2005). Ved våre modellberegninger har vi benyttet en verdi på 1000 Ωm som et utgangspunkt. Resistiviteten i leirsoner på land kan være ned mot 500 til 200 Ωm . Under sjø må det antas salt porevann, og i våre modelleringer har vi benyttet 50 Ωm . Tilsvarende er resistiviteten i løsmasser satt til 30 Ωm som et utgangspunkt.

Ved denne modelleringen er syntetiske data fra definerte modeller beregnet med programmet RES2DMod ver. 3.01 (Loke 2002). Til inversjon av data er hovedsakelig programmet RES2DINV ver. 3.59 benyttet (Loke 2010). For å teste kvaliteten på inversjonene er det for enkelte modeller foretatt inversjon med programmet DC 2D Pro ver. 0.99 (Kim 2012).

3.3.3 Resultater fra modellering

Ved modelleringen har vi sett på effekten av variasjonen i følgende parametere:

- Elektrodekonfigurasjoner (Dipol-dipol, Gradient, Pol-dipol og Wenner)
- Inversjonsvariable (Robust, Standard, V/H-filtre og dempingsfaktorer)
- Effekten av å låse parameter ved inversjonen (Dipol-dipol, Gradient og Pol-dipol)
- Effekten av variasjoner sjøvannets resistivitet (0,25 – 0,5 og 1,0 Ωm)
- Effekten av variasjoner i sjødyb (1 - 3 - 5 - 10 og 50 meter)
- Effekten av flytende elektroder vs. elektroder på sjøbunn
- Effekten av variasjoner i løsmassenes mektighet og resistivitet
- Effekten av variasjoner i sonenes bredde

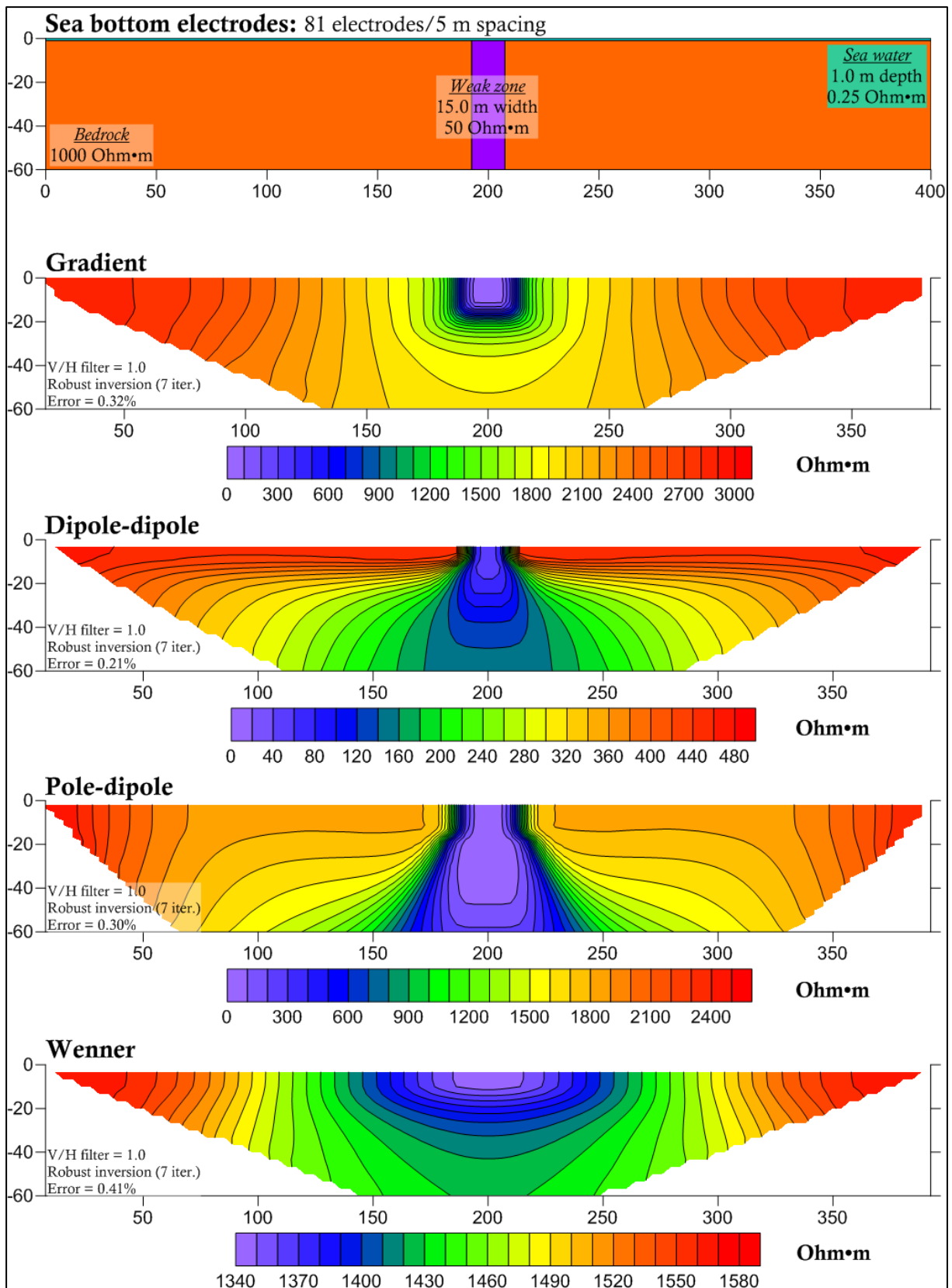
I tillegg er det foretatt modellberegninger av en sammensatt modell med en svakhetssone på land og en sone under et relativt begrenset sjødyb. Resultat fra denne modelleringen sammenlignes med data fra feltmålinger på Kvitsøy, der en har en tilsvarende modell fra målinger i felt (Dalsegg 2012).

I denne presentasjonen blir det vist et utvalg resultater. Den interesserte leser henvises til rapport fra dette arbeidet for flere detaljer (Tassis m.fl. 2013a og 2013b). Legg merke til at alle modeller med elektroder på sjøbunnen («sea bottom electrodes») viser bare profilet under elektrodene og ikke selve sjøen.

3.3.3.1 Valg av elektrodekonfigurasjon.

Resultater fra modellering av en enkel modell med elektrodekonfigurasjonene Gradient, Dipol-dipol, Pol-dipol og Wenner med **robust inversjon** er vist i Figur 3.18. Resistivitetsverdier og tykkelser fremgår av Figuren og Figurteksten. Ingen av de anvendte konfigurasjonene viser et "sant" bilde av modellen, verken når det gjelder resistivitetsnivå eller form. Dipol-dipol ser ut til å fungere best, og i det videre arbeid blir denne konfigurasjonen benyttet som standard for å studere mulighetene ved metoden. I praksis vet vi at Dipol-dipol måler lave signaler som gir lave signal/støyforhold, og at det kan være aktuelt å benytte Gradient-konfigurasjon ved feltundersøkelser. Programsystemet RES2DINV benytter to forskjellige inversjonsrutiner, Robust og Standard (Loke 2010). Inversjon av den samme modellen med standard inversjon gav ikke nevneverdig avvik fra robust inversjon som vises her.

Læringspunkt: Kartlegging av svakhetssoner i marine miljø kan være utfordrende.

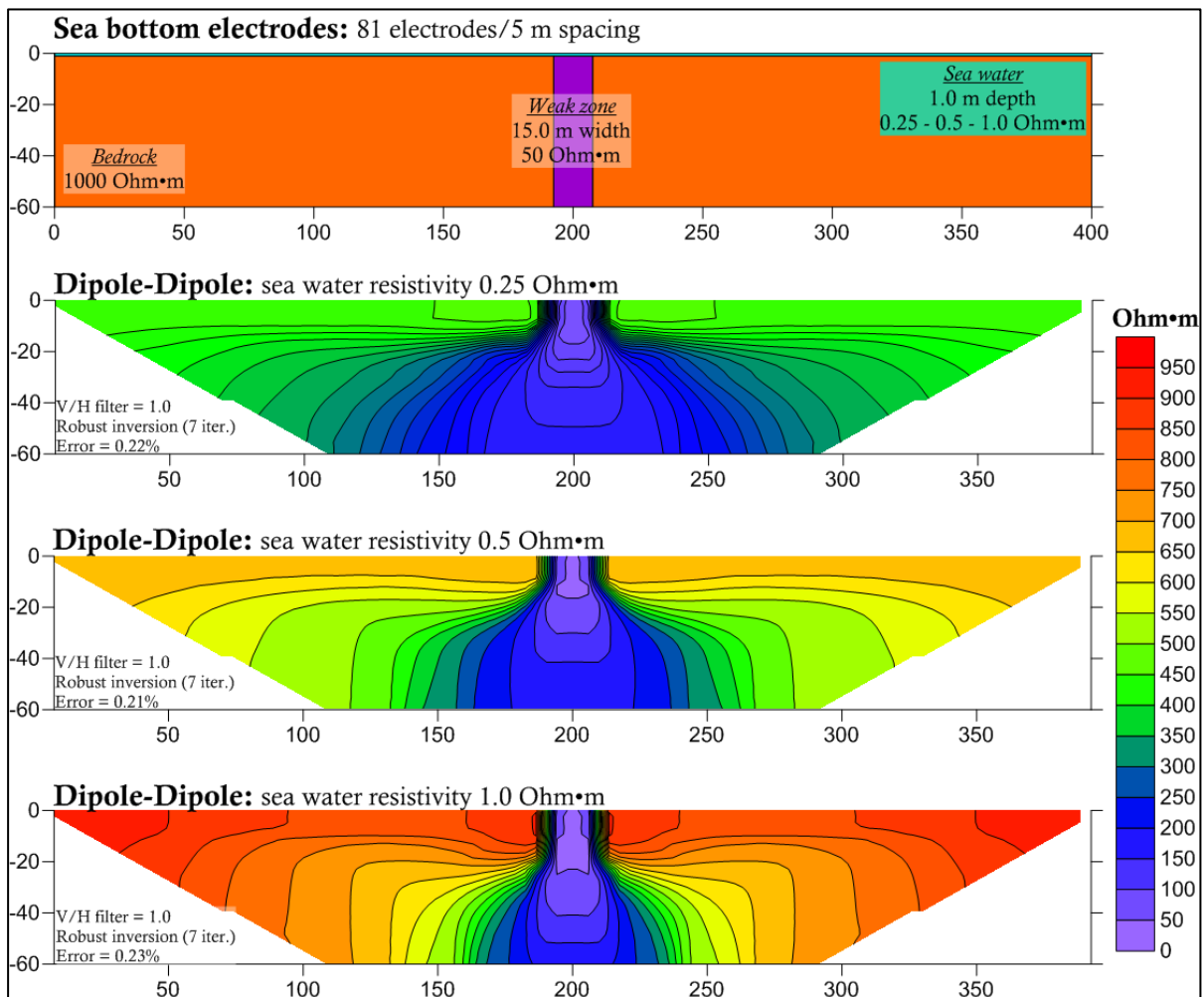


Figur 3.18: Testing av forskjellige elektrodekonfigurasjoner på en enkel modell av sprekkesone under salt sjøvann (15 m bred/50 Ω m, vertsbergart 1000 Ω m, 1 m sjøvann 0,25 Ω m).

3.3.3.2 Effekten av variasjoner i sjøvannets resistivitet

Effekten av variasjoner i sjøvannets resistivitet (0,25 – 0,5 og 1,0 Ωm) er vist i Figur 3.19. Økende resistivitet i sjøvannet gir gradvis et bedre bilde av modellen, men fremdeles er det et stort sprik mellom utgangsmodellen og det bildet som avtegnes ved inversjon av de syntetiske data. Bedret bilde med økende resistivitet innebærer at denne type undersøkelse bør utføres på vinteren når temperaturen i sjøvannet er på det kaldeste. Selv ved vanntemperatur 0 °C og en salinitet på 35 g/kg vil fremdeles resistiviteten i vannet være 0,35 Ωm (Tassis m.fl. 2013a). Ved en salinitet på 20 g/kg og temperatur på 0 °C er resistiviteten ca. 0.6 Ωm . Dette indikerer at det er vanskelig å få et tilnærmet sant bilde av resistiviteten under sjøbunnen, selv ved brakkvann.

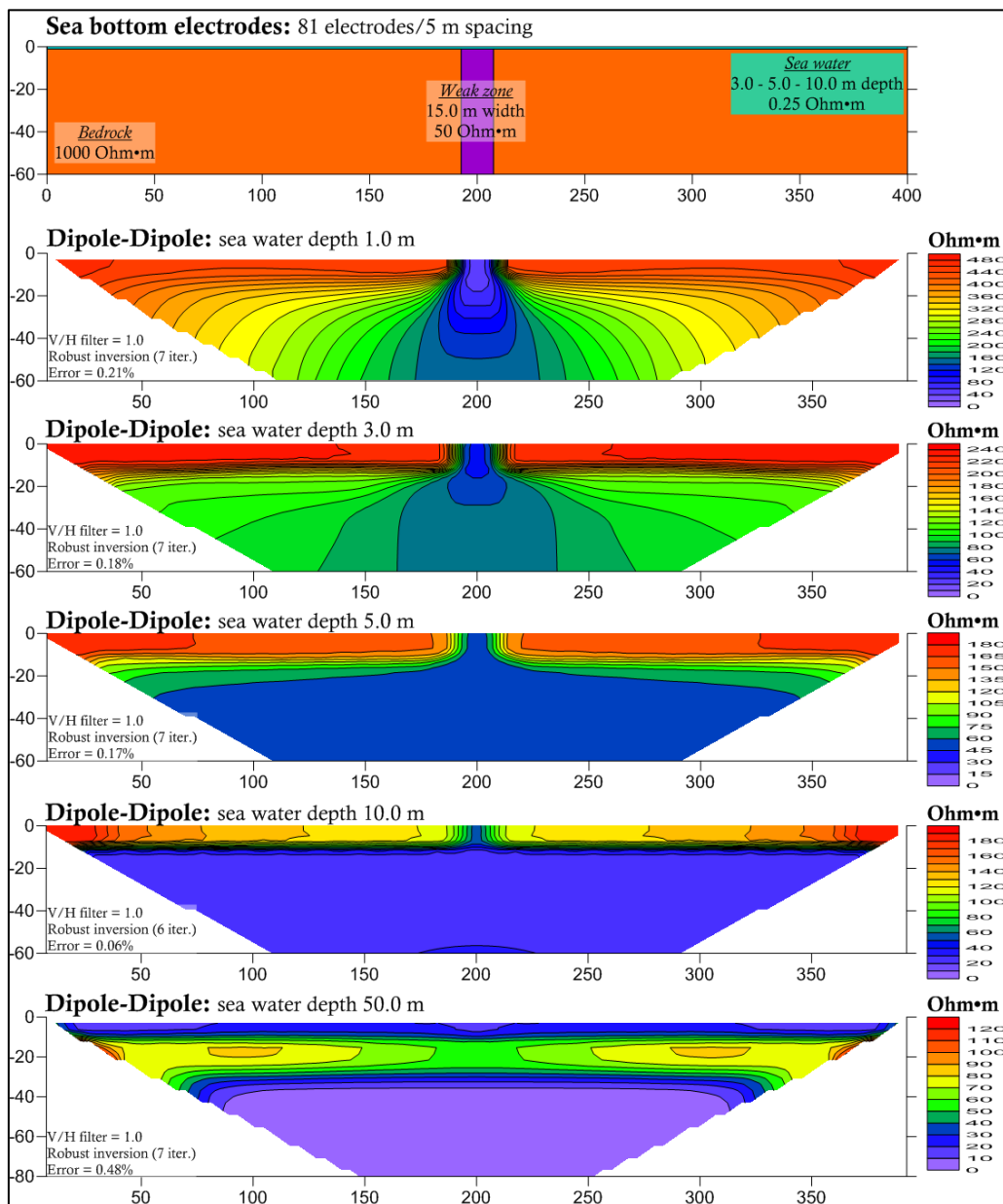
Læringspunkt: Vannets ledningsevne har stor innflytelse på mulighetene for å avbilde svakhetssoner under salt sjøvann. I brakkvann er mulighetene betydelig bedre.



Figur 3.19: Effekt av variasjoner i sjøvannets resistivitet (0.25, 0.5, 1.0 Ωm) ved dipol-dipol elektrodekonfigurasjon.

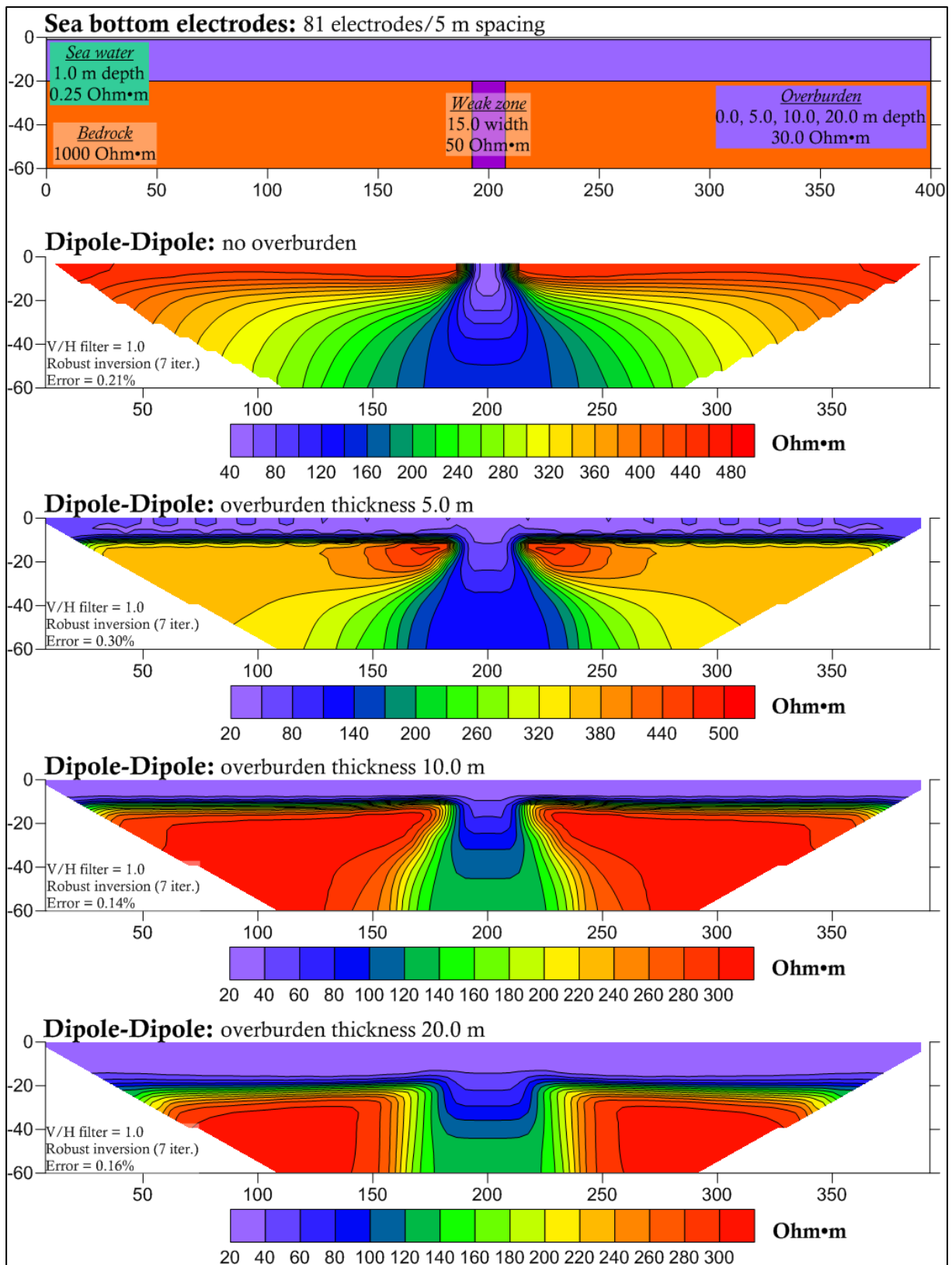
3.3.3.3 Effekten av variasjoner i sjødyb

Effekten av variasjoner i sjødypet (1, 3, 5, 10, og 50 meter) er vist i Figur 3.20. Den innlagte svakhetssonen kan detekteres under et sjødyb på 5 meter, men ved dyp på 10 meter og spesielt 50 meter minsker effekten. Modelleringen viser også at resistivitetsnivået endres til det ugjenkjennelige med økende sjødyb. Dette resultatet viser en meget sterk begrensning i anvendbarheten av resistivitetmålinger i marine miljø.



Figur 3.20: Effekt av varierende sjødyb (1, 3, 5, 10, 50 m) ved dipol-dipol elektrodekonfigurasjon lagt ut på sjøbunnen.

Læringspunkt: Hvor vellykket kartlegging av svakhetssoner i marine miljø er, avhenger av sjødypet, og dette bør ikke overstige 5 m. Modelleringen (Tassis m.fl. 2013a) har vist at kunnskap om vannets ledningsevne og sjødyb er avgjørende for å få pålitelige resultater.



Figur 3.21: Effekt av løsmassenes tykkelse (0, 5, 10, 20 m) ved dipol-dipol elektrodekonfigurasjon på sjøbunnen.

3.3.3.4 Effekten av variasjoner i løsmassetykkelse på sjøbunnen

Effekten av å introdusere økende løsmassemekthet (0, 5, 10, 20 m) er vist i Figur 3.21. Modelleringen viser at løsmasser på sjøbunnen kan være en fordel ved resistivetsmålinger. Avbildningen av den 15 meter brede svakhetssonen og resistivetsnivået i sone og omgivelser kommer nærmere modellverdiene etter hvert som løsmassetykkelsen øker. Dette kan forklares ved at en sone med relativt god ledningsevne over berg trekker strøm ut fra sjøvannet, og på den måten kanalisere mer strøm ned i berget (se Figur 3.15). Det må imidlertid påpekes at sjødyppet ved denne modellen kun er 1 meter.

Det må bemerkes at bildet av løsmasselaget er relativt godt både med hensyn på resistivetsverdier og tykkelse.

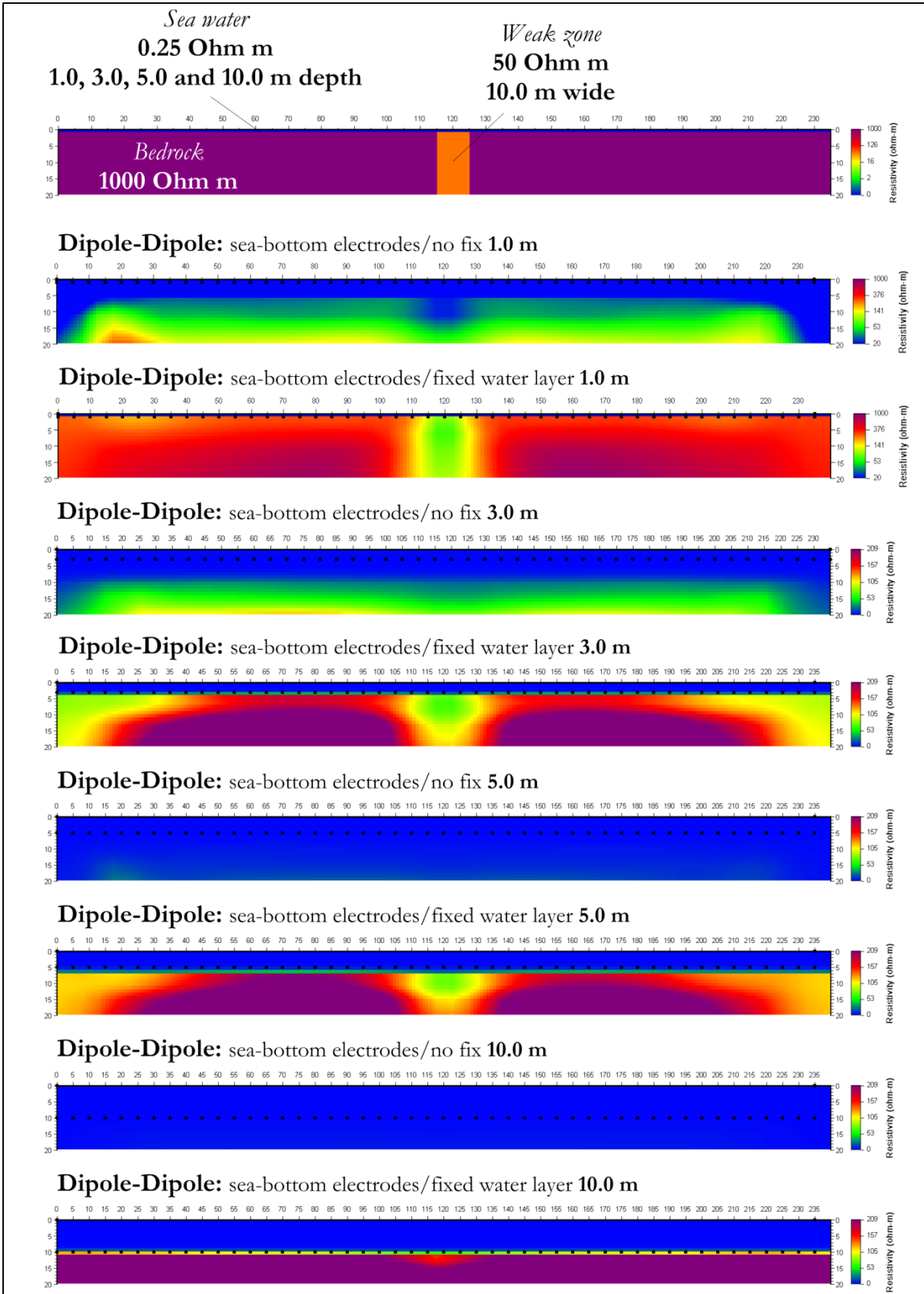
Læringspunkt: Godt ledende sedimenter på sjøbunnen kan ha en gunstig effekt på mulighetene for kartlegging av svakhetssoner i marine miljø, men bare til en viss tykkelse. Resistivetsmålinger på sjøbunnen kan gi et relativt godt bilde av løsmassenes tykkelse og resistivitet.

3.3.4 Verifisering av resultater med annen programvare

Resultatene fra den utførte modelleringen med varierende sjødypp var ikke oppløftende, men heller ikke helt uventet. Effekten av 5 meter marin leire, med en resistivitet på 10 Ω m på land, skjærer også for å kunne se svakhetssoner i berg (Reiser m.fl. 2009). For å teste om det kunne være svakheter ved inversjonsrutinen (Res2DINV, Loke 2010), ble også utvalgte modeller invertert med programvaren DC2DPRO ver. 0.99 (Kim 2012).

Effekten av varierende sjødypp invertert med programmet DC2DPRO er vist i Figur 3.22. Her er det simulert elektroder på sjøbunnen. Vanndyppet varierer fra 1, via 3 og 5, til 10 meter. Modelleringen er foretatt som fri inversjon (første bilde) og ved å låse sjødyppet til den korrekte verdi (andre bilde). Resultatene viser at det er svært avgjørende at sjødyppet er kjent og at en kan fikse dette under inversjonen. Tilsvarende er vist ved inversjon med programmet Res2DINV. Begrensninger påvist ved inversjon med programmet Res2DINV gjelder også for den alternative inversjonsrutinen (DC2DPRO). Med et sjødypp på over 10 meter og resistivitet i sjøvannet tilsvarende en salinitet på 0,35 g/kg, vil det ikke være mulig å påvise og karakterisere svakhetssoner i berget.

Læringspunkt: Inversjon av syntetiske data med alternativ programvare viser de samme utfordringene ved mulighetene for kartlegging av svakhetssoner i marine miljø som inversjonen med Res2DINV. For å få best mulig resultat er det nødvendig å fikse (låse til faste verdier) både sjødypp og vannets resistivitet.



Figur 3.22: Effekt av varierende sjødyb (1, 3, 5, 10 m) for dipol-dipol elektrodekonfigurasjon på sjøbunnen, inversjonsprogram DC2DPRO (Kim 2012). Første bilde for hver løsmassetykkelse har ingen fiksering av sjødyb mens andre bilde er sjødypet låst til korrekt verdi. Vannets resistivitet er fiksert ved alle modelleringer.

3.3.5 Resultat fra en undersøkelse i felt

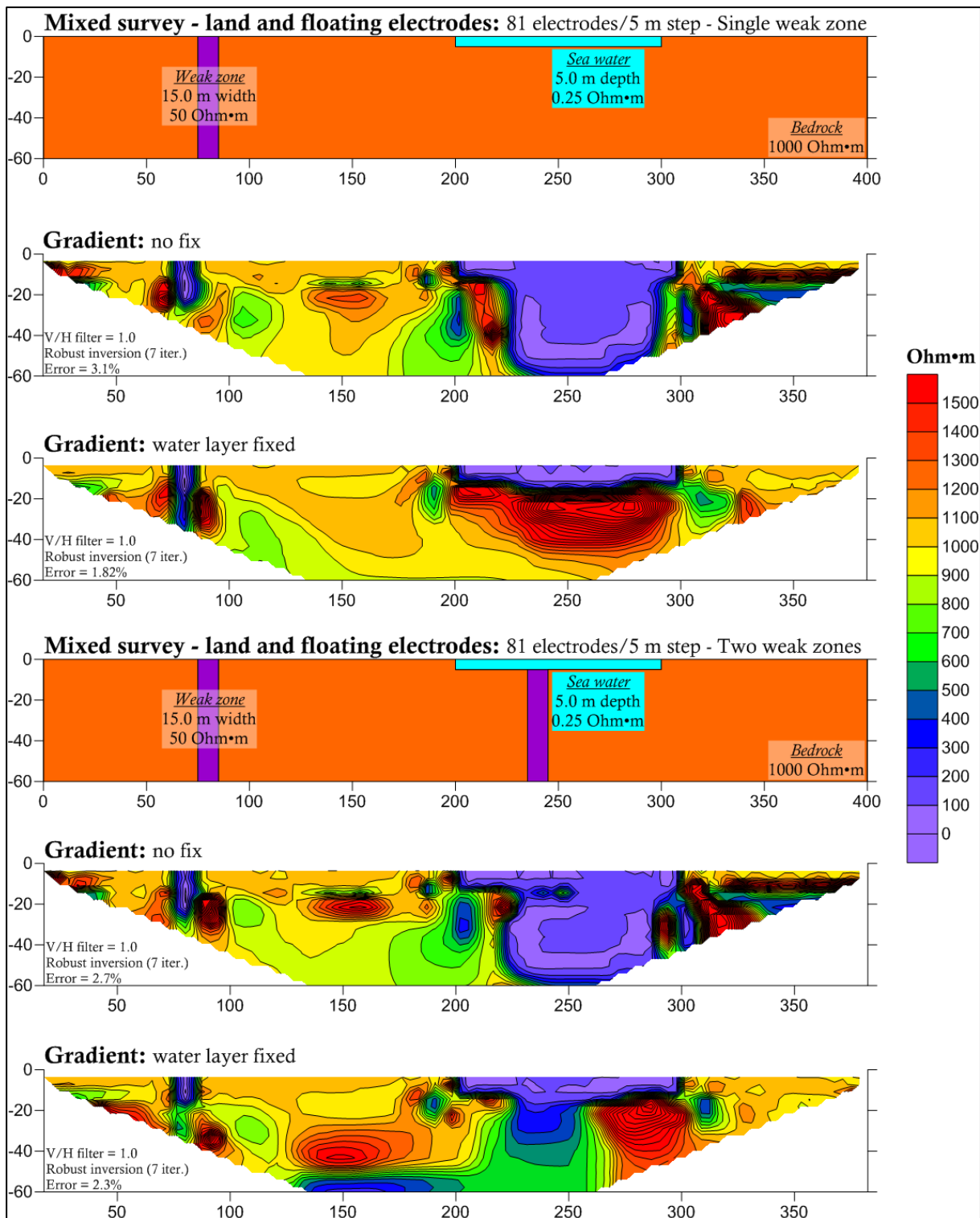
Våren 2012 ble det utført forsøksmålinger med kabelutlegg delvis i sjø på Kvitsøy (Dalsegg 2012a). Det meste av kabelutlegget på 400 meter (elektrodeavstand 5 meter) ble lagt over land, men også i korte deler som flytende elektroder og elektroder på sjøbunnen over et 60 meter bredt og ca. 4 meter dypt sund. En ukritisk inversjon av dette profilet indikerte en svakhetszone under sundet (Dalsegg 2012a).

Figur 3.23 viser modellert respons fra en tilsvarende modell som i det målte profilet på Kvitsøy. Modellen består av en svakhetszone på land og et sund med 5 meter sjøvann i en bredde av 100 meter. I øverste delen av Figur 3.23 er det **ingen svakhetszone** under sundet, mens det i nederste del er lagt inn en 15 meter bred sone med resistivitet $50 \Omega\text{m}$. Invertering av måledata fra Gradient elektrodekonfigurasjon (samme som ved feltmålingene), uten å ta hensyn til sjøvannets tykkelse, indikerer en svakhetszone i hele sundets bredde, og denne strekker seg mot dypet så langt metoden kan se (Figur 3.23 øverst). Dersom sjødyppet låses til korrekt verdi (nest øverste modellerings-resultat), indikeres ingen svakhetszone. Dette viser at det er av avgjørende betydning å kjenne sjødyppet, og låse dette ved inversjon av resistivitetsdata i marine miljø. I dette tilfellet er resistiviteten i sjøvannet satt til $0,25 \Omega\text{m}$, noe som ser ut til å passe. I tilfeller der det kan være store variasjoner i vannets resistivitet (1/elektrisk ledningsevne), bør også denne kartlegges og fikseres under inversjon for å kunne få gode resultater.

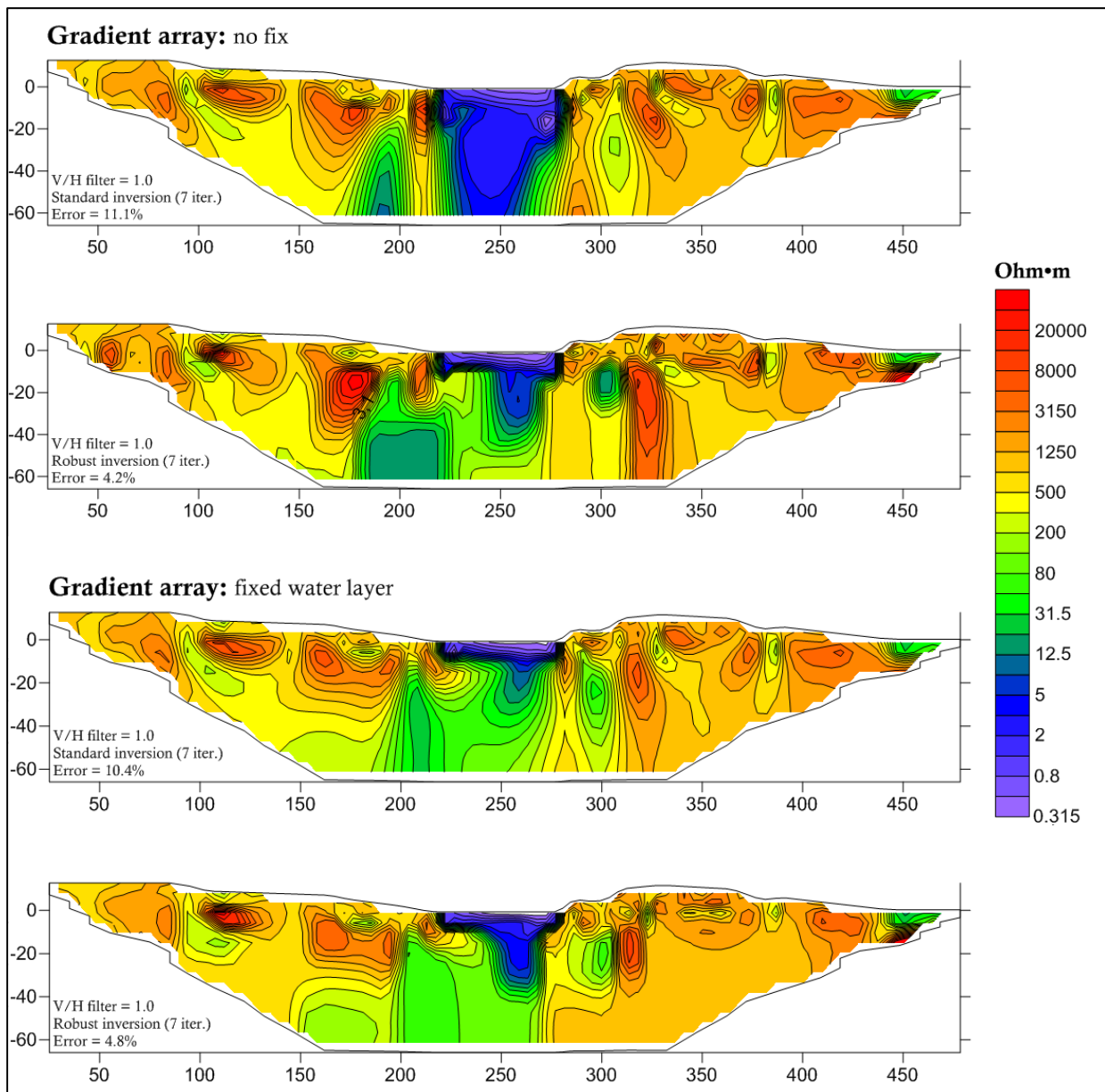
Nederste del av Figur 3.23 viser resultatene fra samme modell som diskutert i forrige avsnitt, men her er det lagt inn en **15 meter bred svakhetszone** med resistivitet $50 \Omega\text{m}$ under sundet. Modellering uten å fikser sjødypp indikerer en bred sone under hele sundet. Fiksering av sjødypp til korrekt verdi indikerer at det er en sone her, men at denne er bredere med lavere resistivitet enn i den opprinnelige modellen. Dette viser at det er mulig å se svakhetszone under et grunt sund, men en må altså ha data om sjødypp og sjøvannets resistivitet slik at disse parameterne kan fikseres under inversjonen. En merker seg også at resistiviteten utenom de angitte soner viser kunstige effekter.

Figur 3.24 viser en ny inversjon av **det målte profilet** fra Kvitsøy (Dalsegg 2012a). De to øverste bildene viser standard og robust inversjon uten å låse sjødyppet. Standard inversjon indikerer en bred sone mer eller mindre under hele sundet. Robust inversjon viser et mer nyansert bilde, men ut fra modelleringen vist i Figur 3.23 kan en ikke konkludere at det er en svakhetszone her. Ved å låse dypet av sjøvann til observert verdi (4 meter) får en fremdeles en lavere resistivitet under sundet som indikerer at det er en svakhetszone her. Modelleringen i Figur 3.23 indikerer at tykkelsen av denne sonen trolig er mindre enn ved robust inversjon vist i Figur 3.24. Dette eksemplet viser at en skal være svært forsiktig med å tolke svakhetssoner i marine miljø om en ikke kjenner dypet av og resistiviteten i sjøvannet.

Læringspunkt: Inversjon av data fra en sammensatt syntetisk modell bekrefter at det er avgjørende å fikser sjødypp og vannets resistivitet ved inversjonen. Ved inversjon av reelle data fra feltundersøkelser er det absolutt nødvendig å ha kunnskap om sjødypp og vannets resistivitet og fikser disse ved inversjonen for å kunne få pålitelige resultater.



Figur 3.23: Inversjon av syntetiske data fra en sammensatt modell med en svakhetszone på land og et sund med sjøvann uten en svakhetszone (øverst) og med en svakhetszone under sjøen (nederst). Her er det benyttet Gradient elektrodekonfigurasjon med flytende elektroder i sjøen.



Figur 3.24: Ny inversjon av de målte data fra profil 5 på Kvitsøy. Fra toppen; Standard inversjon uten fiksering av sjødyb, Robust inversjon uten fiksering av sjødyb, Standard inversjon med fiksering av sjødyb og Robust inversjon med fiksering av sjødyb (4m) (Data fra Dalsegg 2012a).

3.3.6 Diskusjon og konklusjoner

Modelleringen har vist at konfigurasjonene Dipol-dipol og Gradient har gitt den beste reproduksjonen av de modeller som er testet. Dipol-dipol vil ofte gi lave målesignal og Gradient elektrodekonfigurasjon er derfor å foretrekke i praksis.

Ved resistivitetmålinger i marine miljø er det av avgjørende betydning å kjenne resistiviteten i vannet og batymetrien, slik at dette kan fikseres ved inversjon av målte data. Høyere resistivitet i sjøvannet kan gi bedre betingelser for resistivitetmålinger. Ferskvann og brakkvann gir bedre respons enn saltvann, og målinger om vinteren med lavest mulig vanntemperatur kan være en fordel. Modelleringen viste også at for

å få et godt bilde av en svakhetssone, bør elektrodeavstanden være 1/3 av svakhetssonens bredde (Tassis m.fl. 2013a).

Løsmasser på sjøbunnen kan bidra til at strøm trekkes fra sjøvannet og ned i undergrunnen. Dette kan gi noe bedre respons på svakhetssoner.

Ved modelleringen har en testet forskjellige inversjonsrutiner, Res2DINV med Standard og Robust inversjon (Loke 2010), og DC2DPRO (Kim 2012). Det er gjort forsøk med vertikale/horisontale filtre og dempingsfaktorer for å komme frem til beste visualisering av resultatene.

Ved dette modelleringsarbeidet visste vi at vi hadde en utfordring, og har forsøkt å finne gunstige betingelser for å oppnå gode resultater. Det er fortrinnsvis benyttet den elektrodekonfigurasjon som gav beste respons ved den innledende modellering (dipol-dipol), selv om denne ikke blir benyttet ved målinger i felt. Det er fokusert på elektroder plassert på sjøbunnen som gir beste resultat. Det er lagt vekt på å finne sannsynlige verdier for resistivitet både i sjøvann, løsmasser, vertsbergart og svakhetssoner. Modellene har vært enkle og uten "geologisk støy". Det er ikke lagt støy på de syntetiske data, noe som er vanlig ved denne type modellering for å simulere målefeil og tilfeldig støy. Til tross for at en har benyttet så gode betingelser for inversjonen som mulig, viser det seg at resistivetsmålinger i marine miljø for kartlegging av svakhetssoner i berg vil være utfordrende.

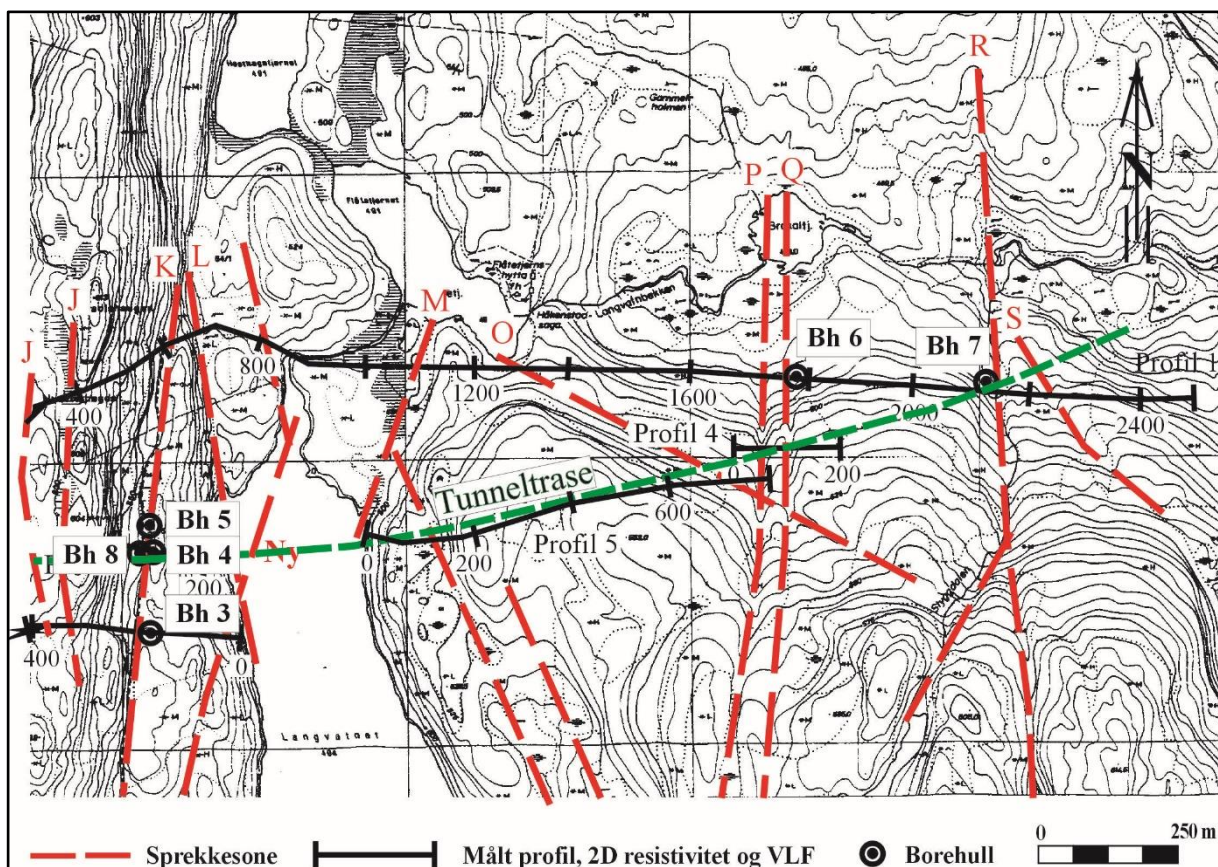
Læringspunkt: Med forbehold om at de resistivetsverdier vi her har benyttet er hva en finner i naturen, må det konkluderes med at for sjødyb større enn 5 meter er det svært vanskelig å få frem informasjon om svakhetssoner i berg, selv med de gunstigste betingelser.

3.4 Definerings og testing av en tolkingsmodell for svakhetszoner i berg

På grunnlag av resultater fra resistivetsmålinger langs Lunnertunnelen har NGU utarbeidet en tolkingsmodell for mineralogisk karakterisering av svakhetszoner ut fra målt resistivitet. Dette arbeidet er publisert i internasjonalt tidsskrift (Rønning m.fl. 2013a).

3.4.1 Definerings av tolkingsmodell.

Lunnertunnelen er 3,8 km lang og er en del av E16 som bl.a. går fra Grua i Lunner kommune østover mot Gardermoen. Geologien og strukturgeologien ved Lunnertunnelen ble grundig undersøkt under prosjektet «Miljø og samfunnstjenlige tunneler» (Rønning 2003, Rønning & Dalsegg 2001, Dalsegg & Rønning 2002, Elvebakk & Braathen 2001, Kirkeby & Kveen 2003, Storrø m.fl. 2002). Data fra disse undersøkelsene ble senere studert videre og en tolkingsmodell for mineralogisk karakterisering av svakhetszoner ble foreslått (Rønning m.fl. 2009a, Rønning m.fl. 2013a). Alle data fra borehullslogging ved Lunnertunnelen ble sammenstilt av Elvebakk (2011a). En sammenstilling av målt resistivitet og ingeniørgeologiske registreringer under tunneldrivingen ble presentert i sluttrapport for «Miljø- og samfunnstjenlige tunneler» (Rønning 2003). Oversiktskartet vist i Figur 3.25 stammer fra samme rapport.

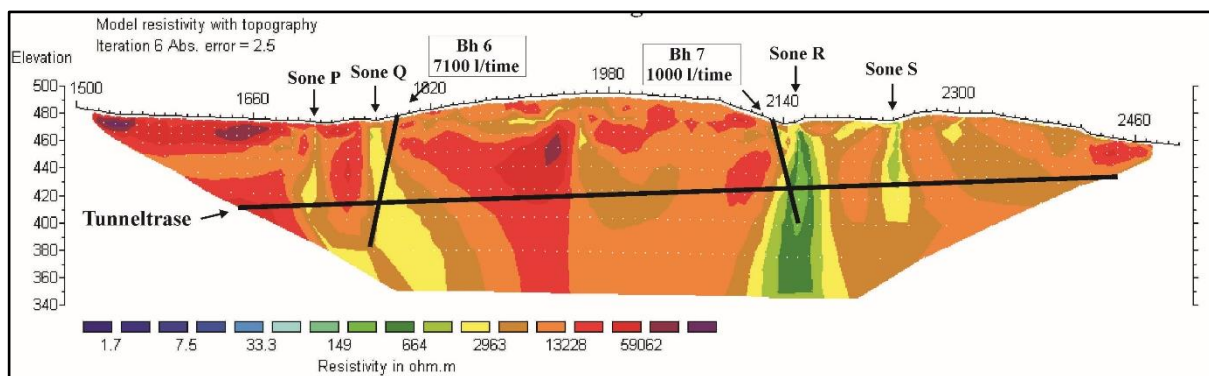


Figur 3.25: Oversiktskart ved Lunnertunnelen. Røde stiplede linjer representerer geologisk kartlagte svakhetszoner (fra Kirkeby & Iversen 1996). Sorte linjer representerer resistivetsprofiler, men også noen VLF-målinger. Borehull med nummer er angitt med sirkler. Grønn stiplede linje viser tunnelforløpet (Fra Rønning 2003).

Resistivitetsdata (Wenner elektrodekonfigurasjon og 10 m elektrodeavstand, standard inversjon med $V/H=1$) fra østlige del av Profil 1 (posisjon 1500 til 2500) er vist i Figur 3.26. Alle de fire geologisk kartlagte svakhetssonene kalt P, Q, R og S gir respons på resistivitetsdata. To av sonene, Q og R, var spesielt interessante og det ble boret to brønner (slagboring med diameter 135 mm) mot disse sonene. Bh 6 ble boret til 120 m rettet mot sone Q mens Bh7 ble boret til 80 m rettet mot sone R. Også sone K (Figur 3.25) gav interessant anomalier, og her ble det foretatt 4 tilsvarende brønnboringer (Bh 3, 4, 5 og 8, se Figur 3.25).

Sone Q (se Figur 3.26) fremstår som en ca. 10 m bred markert sone med resistivitet mellom 1000 Ωm og 3000 Ωm . Sonen faller steilt mot øst, noe som er bekreftet ved boring og borehullslogging med Optisk Televiwer (OPTV) (Elvebakk & Braathen 2001). Ved prøvepumping gav sonen 7100 l/time, men dette var kapasiteten til pumpa. Vanngiverevnen ble estimert til 15.000 l/time (Storrø m.fl. 2002). Inspeksjon med optisk televiwer viste at en i borehullet hadde skarpe overganger fra friskt berg til rene sprekker med åpning opp mot 5 cm (Elvebakk & Braathen 2001). Tunnelen ble drevet gjennom Sone Q uten spesielle problemer takket være systematisk forinjeksjon.

Sone R fremstår som en ca. 40 m bred vertikal svakhetsone der resistiviteten i sonen er lavere enn 500 Ωm . Nedre del av borehull Bh7 ble blokkert av et ras på 67 m dyp. Prøvepumping av Bh7 gav bare 1000 l/time (Storrø m.fl. 2002). Ved sone R oppsto betydelig problemer under drivingen av tunnelen. For arbeidssikring ble lengden av hver salve redusert fra 6 til 3 meter, det ble foretatt «spiling» for hver 5 m og det ble gjort betydelig injeksjonsarbeider, men likevel fikk en nedfall av stein fra tunneltaket (Stine Moksnes, personlig informasjon). Som permanent sikring ble sonen helstøpt med betong i 40 meters lengde.



Figur 3.26: Resistivitet langs østlige del av Profil 1 over Lunnertunnelen. Alle de fire svakhetssonen P, Q, R og S gir respons på resistivitetsdata, mest markert på sone Q (resistivitet 1000 – 3000 Ωm) og sone R (< 500 Ωm). Prøvepumping av brønnene Bh6 og Bh7 viste en vanngiverevne på henholdsvis >7100 l/t og 1000 l/time (Storrø m.fl. 2002).

Spørsmålet ble da om det var en sammenheng mellom resistivitetsnivå målt over de to sonene Q og R og vanngiverevne / stabilitet i brønnene.

Under arbeidet ved Lunnertunnelen ble det dokumentert ustabile masser ved at det gikk ras i tre av borehullene (Bh5, Bh7 og Bh8) (Elvebakk & Braathen 2002, Storrø m.fl. 2002, Rønning m.fl. 2013a). Tabell 3.1 viser at ved samtlige rasområder var resistiviteten rett over selve raset 200 – 300 Ωm . Dette er veldig lavt for krystalline

bergarter og kan skyldes innslag av leire på sprekken. I tillegg ble det avdekket at ved tre svakhetssoner der resistiviteten målt på bakken var fra ca. 1000 til ca. 3000 Ωm , fikk en betydelige vannlekkasjer. Enkelte steder var det nødvendig med tre injeksjonsskjermer over hverandre for å oppnå strengeste tettingskrav på 4 l/100m/time. Utfra disse data ble det foreslått en mineralogisk tolkingsmodell for svakhetssoner som vist i tabell 3.2.

Tabell 3.1: Data for de tre borehullene som raste, boredyp, dypet for raset og logget resistiviteten rett over rasstedet (Data fra Elvebakk & Braathen 2001).

Borehull	Boredyp (m)	Rasdyp (m)	Resistivitet ved ras (Ωm)	Kommentar fra borefirma
Bh5	180	72	280	Løse partier
Bh7	81	67	300	Løst, raskt å bore
Bh8	140	86	200	Boring stoppet på 140 m p.g.a. ras

Tabell 3.2: Tolkingsmodell for mineralogisk karakterisering av svakhetssoner i krystallint berg. (Fra Rønning et al. 2013a).

Resistivetsverdier (Standard NGU fargeskala)	Resistivitet i sonen	Mineralogisk karakterisering
	> 3000 Ωm	God bergmassekvalitet
	3000-500 Ωm	Oppsprukket berg med vannlekkasjer
	< 500 Ωm	Ustabil bergmasse med leire og vannproblemer

Resistivetsverdier større enn 3000 Ωm i krystalline bergarter representerer mest sannsynlig god bergmassekvalitet. I intervallet fra 3000 Ωm og ned til 500 Ωm kan en ut fra modellen forvente sprø oppsprekking av berget med vanninnslag. Resistivetsverdier lavere enn 500 Ωm i selve svakhetssonene kan representere forvitrede soner med leiomvandling. Leiomvandlingen kan bidra til tetting av sprekken og derved mindre vanninnslag, noe som stemmer godt med vanngiverevnen i de to brønnene Bh6 og Bh7. Som i naturen ellers er det også her glidende overganger mellom de forskjellige kategoriene.

Modellen presentert i Tabell 3.2 gjelder selvsagt for geologien ved Lunnertunnelen. Spørsmålet blir da om den også gjelder generelt for tunneler i tilsvarende berggrunnsgeologi (krystalline bergarter), noe som er etterprøvd ved noen tunnelprosjekter.

3.4.2 Etterprøving av foreslått tolkingsmodell

Den foreslåtte tolkingsmodell er etterprøvd ved noen tunnelprosjekter i Norge. Dette er en omfattende oppgave og bare enkelte soner ved de aktuelle prosjektene er testet, og i hovedsak gjennom prosjektet ForForUT. Tabell 3.3 viser en oversikt over de etterprøvede sonene.

Tabell 3.3: Oversikt over tunnelprosjekter der foreslått tolkingsmodell er etterprøvd i Norge.

Tunnel / lengde / Byggeperiode	Resistivitet i sone (Ωm)	Påvist leire på sprekker	Vann- problem	Konsekvens	Referanse
Romeriksporten 14,6 km 1994 - 1999	< 500 i Lutvannsonen, 800 – 1500 utenom	Ja, kloritt og andre leirminerale på slepper	Ja	Forsinkelser, overskridelser og permanent vanninjeksjon	Olesen & Rønning 2008 Palmstrøm m.fl. 2003
Lieråsen 10,7 km 1963 - 1971	< 750 Bare en sone	Ja, svelleleire	Trolig	Ras, driftsstans i 1965. Omlegging av tunneltracé.	Huseby 1966 Rønning m.fl. 2007
Hanekleiv 1,74 km 1996 - 1998	< 500	Ja, smektitt	Nei	Ras 25.12.2006	Nilsen m.fl. 2007 Rønning m.fl. 2009b og 2013b
Ravneheia 3,34 km 2006 - 2009	< 500	Ja, smektitt	Nei	Ras 20.03.2007	Rønning m.fl. 2013a Moen 2007
Vadfoss 0,68 km 2007 - 2008	< 500	Ja, i noen soner	Nei	Utfordrende tunneldrift	Rønning m.fl. 2013a
Holmestrand 12,3 km 2010 - 2016	700 - 1500	Noe leire på enkelte sprekker	Ja	Store vanninnslag	Rønning m.fl. 2015

Mari Lie Arntsen testet tolkingsmodellen på Eikremtunnelen ved Stor-Krifastprosjektet (Nordmøre) og ved deler av Knappetunnelen i Bergen i sin masteroppgave ved NTNU (Arntsen 2012). Begge tunnelene er bygget i grunnfjellsbergarter der en kan forvente at modellen kan være riktig. Resultatene fra dette arbeidet går frem av Tabell 3.4. Ved 8 av 9 soner ved de to tunnelene stemmer tolkingsmodellen med observert sonekarakter under drivingen av de to tunnelene.

Tabell 3.4: Etterprøving av tolkingsmodell ved Eikremtunnelen og deler av Knappetunnelen. Tabell 6.1 i Mari Lie Arntsens masteroppgave ved NTNU (Fra Arntsen 2012).

	Sone	Resistivitet, Ωm	Sonekarakter	Tolkingsmodell
Eikrem- tunnelen	E3	500-1000	Vann	Vann
	E4	500-1000	Vann	Vann
	E5	500-1000	Vann	Vann
	E6	<500	Leire	Leire
	E7	500-1000	Leire	Vann
Knappe- tunnelen	K10	500-1000	Vann	Vann
	K11	1000-2000	Vann	Vann
	K12	<200	Leire	Leire
	KL/K13	<200	Leire	Leire

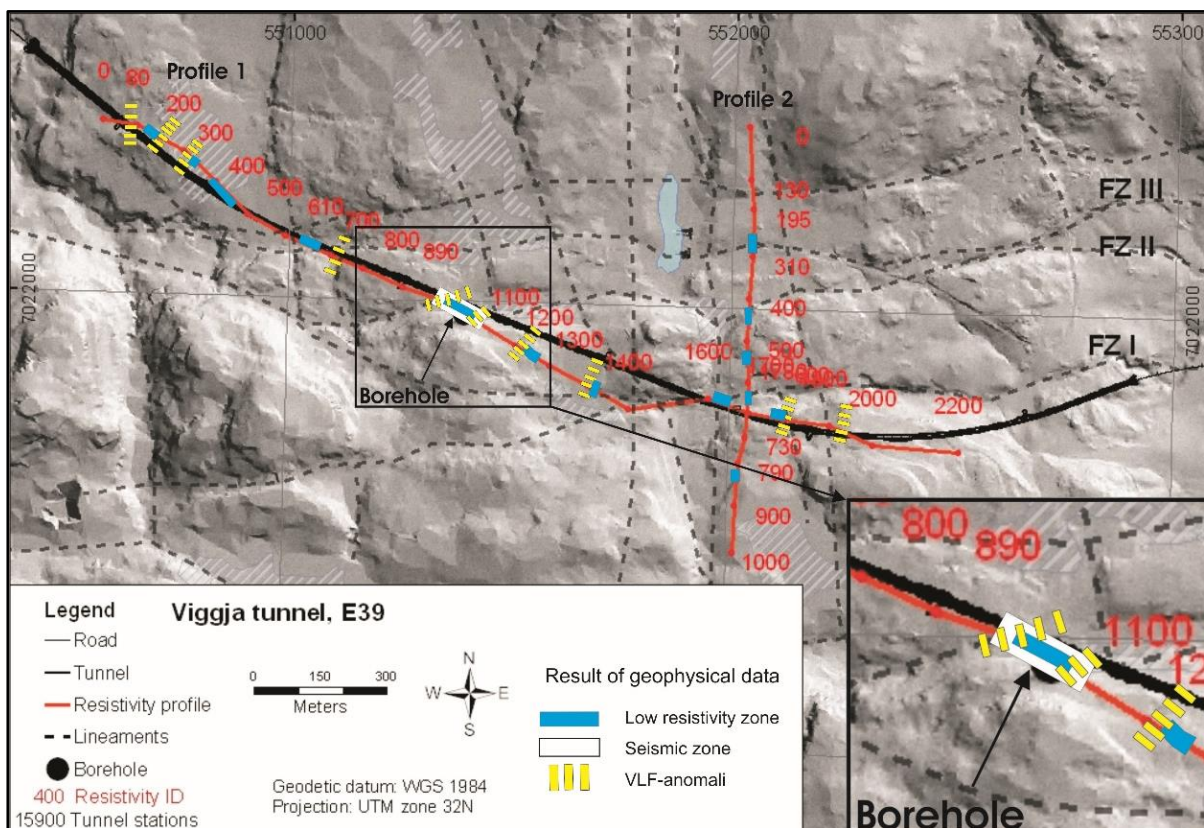
3.5 Utvalgte eksempler på resistivitet i tunnelprosjekter

I dette avsnitt presenteres utvalgte eksempler på undersøkelser der enten innsamlingsprosedyre eller prosesseringsprosedyre har påvirket sluttresultatet.

3.5.1 Valg av profilretning

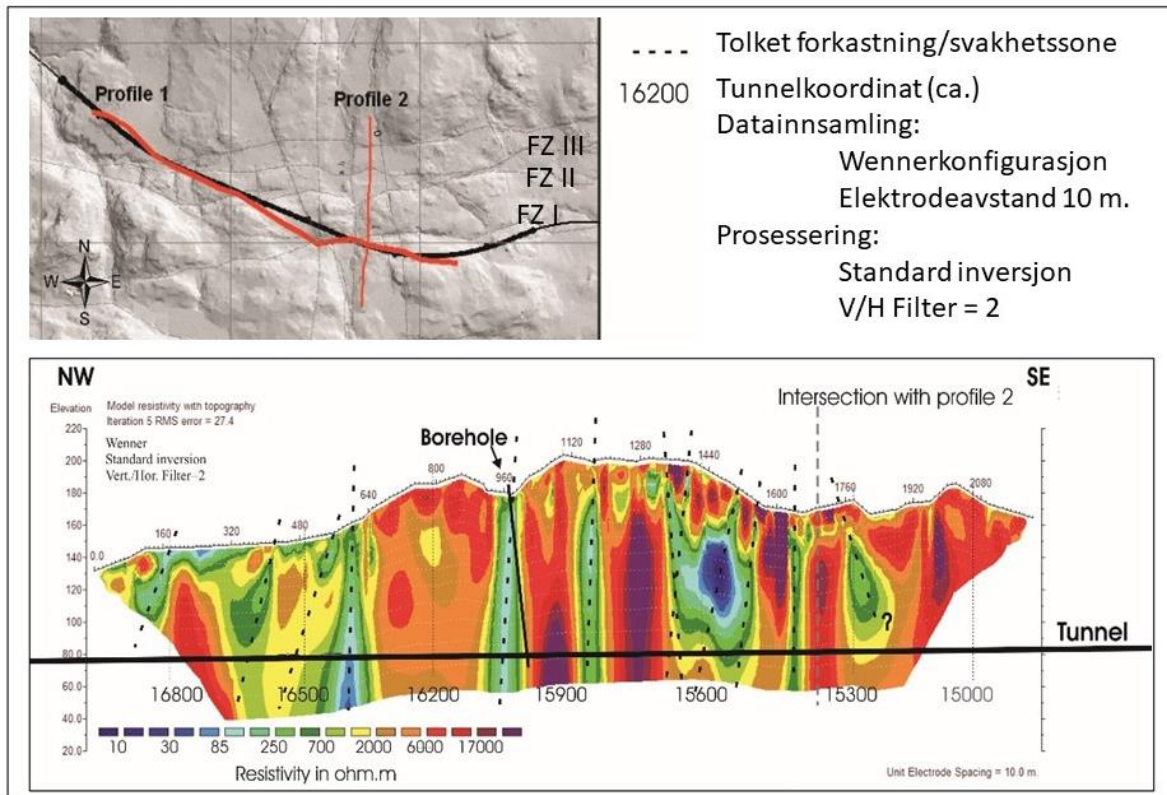
Vanligvis anbefales det å legge resistivitetsprofiler mest mulig langs en tunneltracé. Årsaken til dette er at en gjerne vil lokalisere og karakterisere svakhetssoner som krysser tunnelen og som kan skape problemer ved tunneldriften. I noen tilfeller kan det være hensiktsmessig å legge ett profil eller to på tvers av tunneltracéen. Viggjatunnelen i Skaun kommune i Trøndelag er et eksempel på dette.

Viggjatunnelen er 2,7 km lang og er en del av E39 fra Klett i Trondheim til Orkanger. Tunnelen ble åpnet 30. juni 2005. NGU utførte resistivitetsmålinger, borer og borehullslogging ved dette prosjektet som en del av «Miljø- og samfunnstjenlige tunneler» (Dalsegg m.fl. 2003). En videre tolking av disse data ble senere inkludert i doktorgradsstudiet til Guri V. Ganerød (Ganerød 2007, Ganerød & Rønning 2008, Ganerød m.fl. 2006).



Figur 3.27: Eksempel på overflatekartlegging ved hjelp av digital topografisk modell og 2D resistivitet fra Viggjatunnelen, E39 mellom Øysand og Thamshamn sørvest for Trondheim. Fra Ganerød m.fl. (2006).

Figur 3.27 viser et overflatebilde av Viggjatunnelens østlige del. Digital topografisk modell indikerer klart flere mulige forkastninger i området, og flere av disse gir respons på resistivitetsmålingene (blå indikasjoner). Det er målt to resistivetsprofiler i området, Profil 1 mer eller mindre langs tunnelen og Profil 2 på tvers av tunnelen. Resistivetsbildene fra disse profilene er vist i Figurene 3.28 og 3.29.



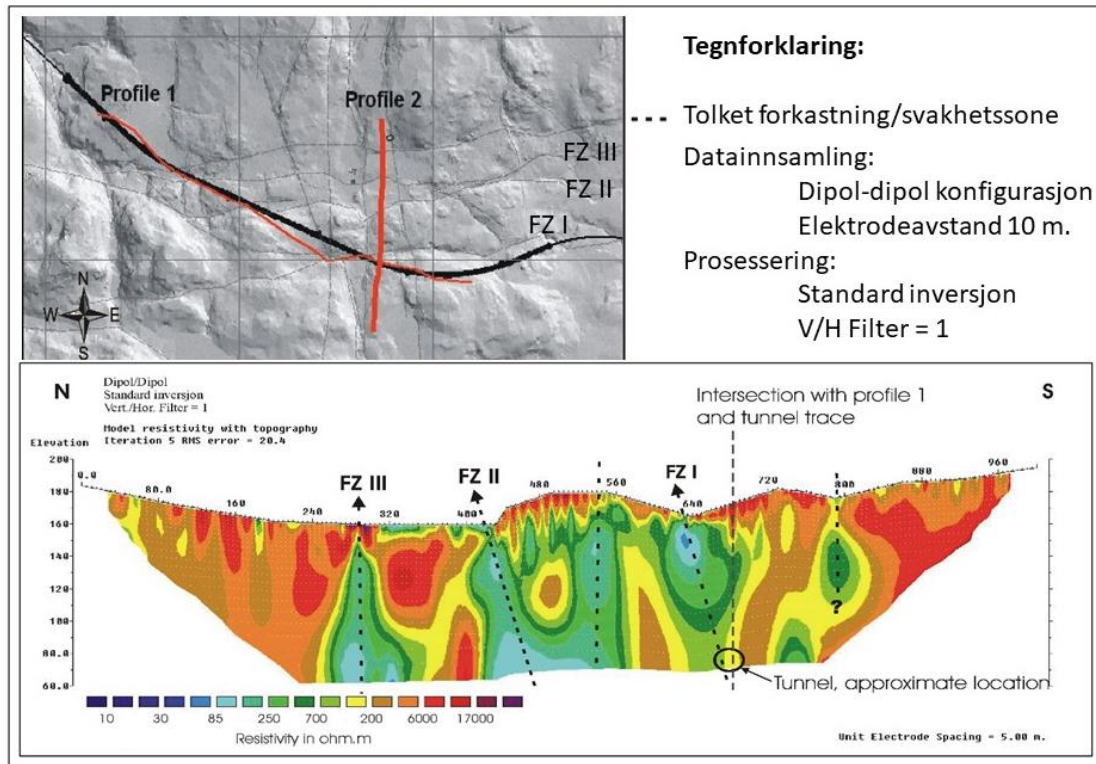
Figur 3.28. 2D resistivetsprofil 1 langs Viggjatunnelen med tilhørende ingeniørgeologisk tolking. Øverst: Resistivetsprofiler i rødt, tunnel som tykk sort strek. (Fra Ganerød m.fl. 2006).

Profil 1, som går mer eller mindre langs Viggjatunnelen, viser flere lavresistivetssoner som trolig skyldes svakhetssoner (Figur 3.28). Dette er senere bekreftet ved inspeksjon i tunnelen, men de fleste av disse utgjorde ikke noe problem for tunneldriften (Ganerød m.fl. 2006). Den mest markerte anomalien ligger ved posisjon 15550 der resistiviteten er lavere enn $100 \Omega\text{m}$ (blå farge). Som der fremgår av kartskissen, går profilet her langs en forsenkning i terrenget som trolig representerer en svakhetszone, og dette kan nok være årsak til resistivetsanomalien. De største drivetekniske utfordringene ved denne tunnelen oppstår i østenden av tunnelen, ved tunnelposisjon 15000. Her kom en inn i en leirsoner som krysset tunnelen i spiss vinkel og skapte problemer i ca. 200 m av tunnelen (Werner Steffanussen, personlig meddelelse). Siden profil 1 ikke har dekning på dette dypet, var det umulig å forutsi disse problemene. Den praktiske erfaringen fra dette er at en må sørge for å måle profilene lange nok.

For å få bedre kontroll med forkastningssonene som krysser tunnelen under spiss vinkel, ble det her målt et profil 2 på tvers av tunnelen. Resistivetsbildet er vist i Figur 3.29. Alle de tre mulige forkastningssonene FZ I, FZII og FZ III viser resistivetsanomalier. Det indikeres også en fjerde sone mellom FZ I og FZ II, og

denne kommer ikke så klart frem på den digitale terrengmodellen. En mulig sone nord for FZ III viser ingen anomali, og regnes derfor å være uvesentlig.

FZ I går delvis parallelt med tunnelen over en lengre strekning, og som det fremgår av Figur 3.29, faller denne sonen steilt mot sør i retning mot tunnelen. Dette er mest sannsynlig den sonen som skapte de største problemene under tunneldrivingen. (Steffanussen, personlig meddelelse). Dersom denne kunnskapen hadde vært tilgjengelig på et tidligere tidspunkt under planleggingen av tunnelen, kunne en kanskje ha flyttet tunnelen noe mot nord, og derved unngått de største problemene ved tunneldrivingen.



Figur 1.29. 2D resistivetsprofil på tvers av Viggjatunnelen med tilhørende ingeniørgeologisk tolking. Resistivetsprofiler i rødt, tunnel som tykk sort strek. (Fra Ganerød m.fl. 2006).

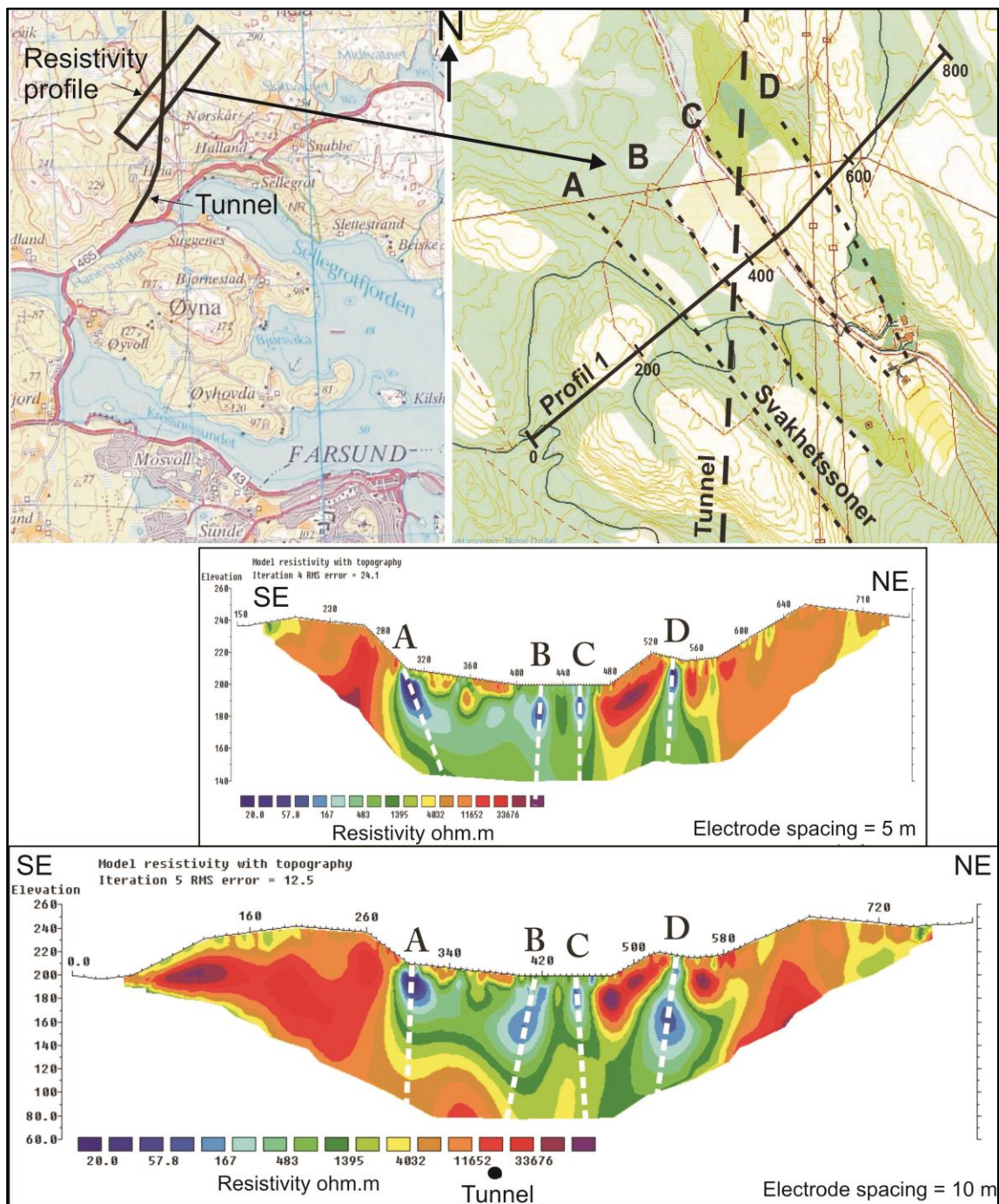
Læringspunkt:

En må sørge for at profilene måles langt nok slik at de dekker opp hele tunneltracéen. Det kan også være fornuftig å måle profiler på tvers av tunnelen for å avdekke soner som går mer eller mindre langs en tunnel og samtidig kartlegge fallet på disse.

3.5.2 Valg av elektrodeavstand

Valg av elektrodeavstand må vurderes opp mot oppløsning, dybderekkevidde og produksjonshastighet (økonomi). Ved moderne målinger benyttes et kabelsystem med et fiksert antall elektroder (se avsnitt 3.1.1). For å øke dybderekkevidden og produksjonshastigheten ved slike kabelsystemer, må elektrodeavstanden økes. Dette går da på bekostning av oppløsningen, dvs. evnen til å se tynnere og mindre strukturer.

Figur 3.30 viser et eksempel hvor det samme profilet er målt med elektrodeavstand 5 m og 10 m. Eksemplet er hentet fra undersøkelsen som er utført etter at det gikk et ras på stoffen under drifvingen av Ravneheitunnelen i mars 2007 (Moen 2007, Rønning m.fl. 2009b). Data er samlet inn med Gradient elektrodekonfigurasjon og det er foretatt Standard inversjon med V/H-filter = 2. Data fra denne undersøkelsen ble benyttet under etterprøvingen av tolkingsmodell (Tabell 3.3). På forhånd var fire svakhetssoner (sonene A, B, C, og D i Figur 3.30) kartlagt geologisk (Moen 2007).



Figur 3.30: Resistivitetmålinger over Ravneheitunnelen ved Farsund. Tunnelen er angitt med sort lang stipling, resistivitetsprofilet med heltrukket sort linje og tolkede svakhetssoner er angitt med kort sort stipling. Tolkede svakhetssoner i resistivitetsbildene er angitt med hvit stipling. Det samme profilet er målt både med elektrodeavstand 5 m (øverst) og 10 m (nederst). Dybderekkevidden er henholdsvis ca. 60 m og ca. 120 m (Fra Rønning m.fl. 2013a).

I hovedsak viser de to resistivitetsbildene de samme strukturene. De fire geologisk kartlagte svakhetssonene indikeres, men disse ligger i et miljø av generelt lav resistivitet (Figur 3.30). Dette tolkes som en generelt forvitret bergmasse hvor det er utviklet fire soner med spesielt stor forvitring (dypforvitring), og hvor det trolig er leiromvandling. Leiromvandling ble påvist i sone B som raste (Moen 2007), og området gir indikasjon på AMAGER-metoden (Olesen m.fl. 2012).

Resistivitetsmålinger med 5 m elektrodeavstand viser generell forvitring så langt metoden har penetrasjon, og sonene ser ut til å gå vertikalt. Målinger med 10 m elektrodeavstand viser i prinsippet det samme bildet, men disse data antyder at den generelle forvitringen avtar gradvis mot dypet og stopper på ca. 80 meters dyp. Sone B, som gav ras på stoffen, indikeres med et steilt fall mot sørøst, og i retning mot tunnelen (Figur 3.30 nederst).

Læringspunkt:

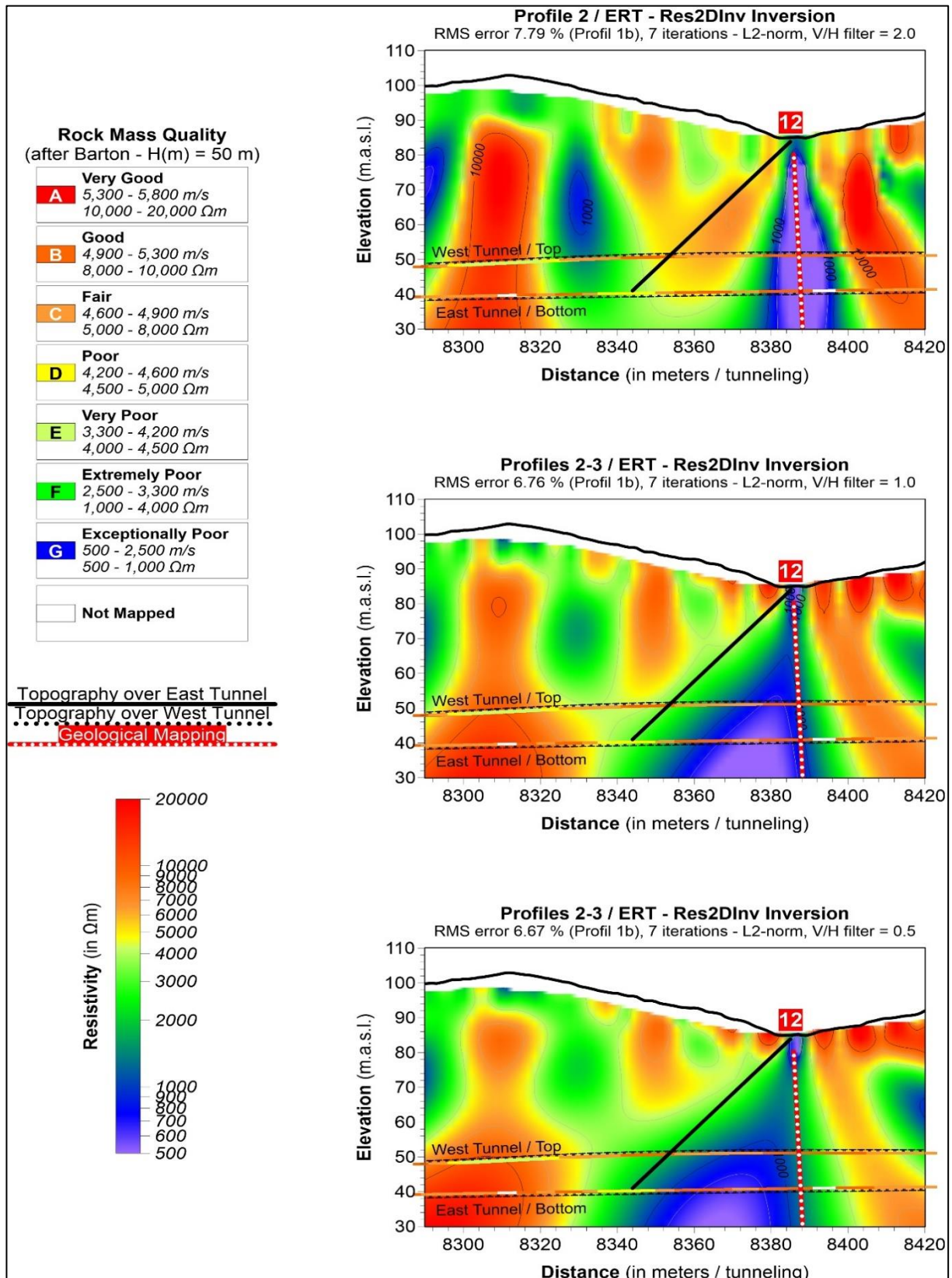
Eksemplet fra Ravneheitunnelen viser at det kan være greit å ha stor dybde- rekkevidde (> 100 m). Dette gav muligheten til å avgrense den generelle forvitringen mot dypet, og det gav et klarere bilde av svakhetssonenes fall, dette til tross for V/H-filer lik 2 ved inversjonen. I dette tilfellet påvirket ikke stor elektrodeavstand oppløsningen, men ved smalere svakhetssoner vil det være fordelaktig med kortere elektrodeavstand.

3.5.3 Valg av inversjonsprosedyre, svakhetssoners fall

Som beskrevet i avsnitt 3.1.3 kan en til en viss grad påvirke sluttresultatet ved å gjøre visse valg under inversjonen av resistivitetsdata med programvaren Res2DINV (Loke 2016). For svakhetssoner med fall kan dette ha kritisk påvirkning på det inverterte resultatet.

Innenfor prosjektet ForForUT er det utført mye arbeid ved Knappetunnelen som er en del av Ringveg vest i Bergen (Ganerød m.fl. 2009a, Rønning m.fl. 2016a og 2019a, Tassis m.fl. 2017 og 2018, Wåle 2009). NGUs resistivitetsmålinger fra 2009 viste en meget markert resistivitetsanomali som indikerte en vertikal svakhetszone hvor resistivetsnivået (ned mot 500 Ω m) skulle tilsi en leirsoner. Ved en sammenstilling av både resistivitetsdata og refraksjonsseismiske data med resultater fra tunneldrivingen kunne det ikke påvises noen svakhetszone i tunnelnivå ved denne anomalien, og det ble antydnet at det kunne skyldes en sulfid- eller grafitt-mineralisering (Rønning m.fl. 2016a). Måling av Indusert Polarisasjon (IP) ved det samme profilet viste imidlertid ingen anomali, noe en kunne forvente hvis årsaken til resistivitetsanomalien skyldes en mineralisering.

Ved en senere kritisk gjennomgang av observasjoner under tunneldrivingen kom det frem at denne klare resistivitetsanomalien skyldes en markert svakhetszone som sto frem med dårlig bergmassekvalitet i tunnelnivå. Sonen falt 45° og skjæring med tunnelen var forskjøvet med ca. 50 m i forhold til sonens utgående (Rønning m.fl. 2019a og 2019b). Ut fra denne informasjonen ble det besluttet å reprocessere data på nytt der en valgte alternative vertikal/horisontal filtrering.



Figur 3.31: Reprosessert resistivitet med varierende vertikal-horisontal-filter (V/H-filter) ved sone 12, Knappetunnelen i Bergen. Øverst: Opprinnelig prosessering med V/H filter lik 2. I midten: V/H filter lik 1. Nederst: V/H filter lik 0,5. Ved tunneldriving viste sone 12 et fall på ca. 45° mot sør (sort strek). Antatt forløp mot dyppet fra forundersøkelsene er indikert med rød og hvit stipling. Observert bergmassekvalitet i tunnelnivå er plottet langs tunnelens heng for vestlige tunnelløp og langs såle for østlige tunnelløp. Resistivitetsprofilen ligger nærmest østlige tunnel (Fra Rønning m.fl. 2019a).

Reprosessering av resistivitetsdata ved sone 12 ved Knappetunnelen i Bergen er vist i Figur 3.31. Øverste vises det opprinnelige resistivitetsbildet prosessert med V/H-filter lik 2, som favoriserer vertikale strukturer. Resistivitetsanomalien blir vertikal, og gir derved et feilaktig bilde av svakhetssonens fall. I midten er V/H-filteret satt til 1 (nøytral) og resistivitetsdata viser et helt annet bilde. Sonen står frem med en klart fall mot venstre, i samme retning som det påviste fallet denne svakhetssonen har. Med V/H-filter lik 0,5 (Figur 3.31 nederst) dras resistivitetsanomalien ytterligere mot svakhetssonens forløp. Legg merke til at «RMS-error» forbedres gradvis når V/H-filteret endres mot lavere verdier.

Resistivitetsdata gir ikke et klart bilde av svakhetssonens forløp mot dypet, men som modelleringen av resistivitetsdata på land viste (Avsnitt 3.2.4), får en ofte kunstige effekter med bredere sone mot dypet. Reprosesseringen av data med lavere V/H-filter indikerer imidlertid ett klart fall i samme retning som sonen virkelig faller. I avsnitt 7.4 blir resistivitetsdata fra Knappetunnelen sammenlignet med refraksjonsseismiske data, ingeniørgeologisk kartlegging og observasjoner under tunnelbygging.

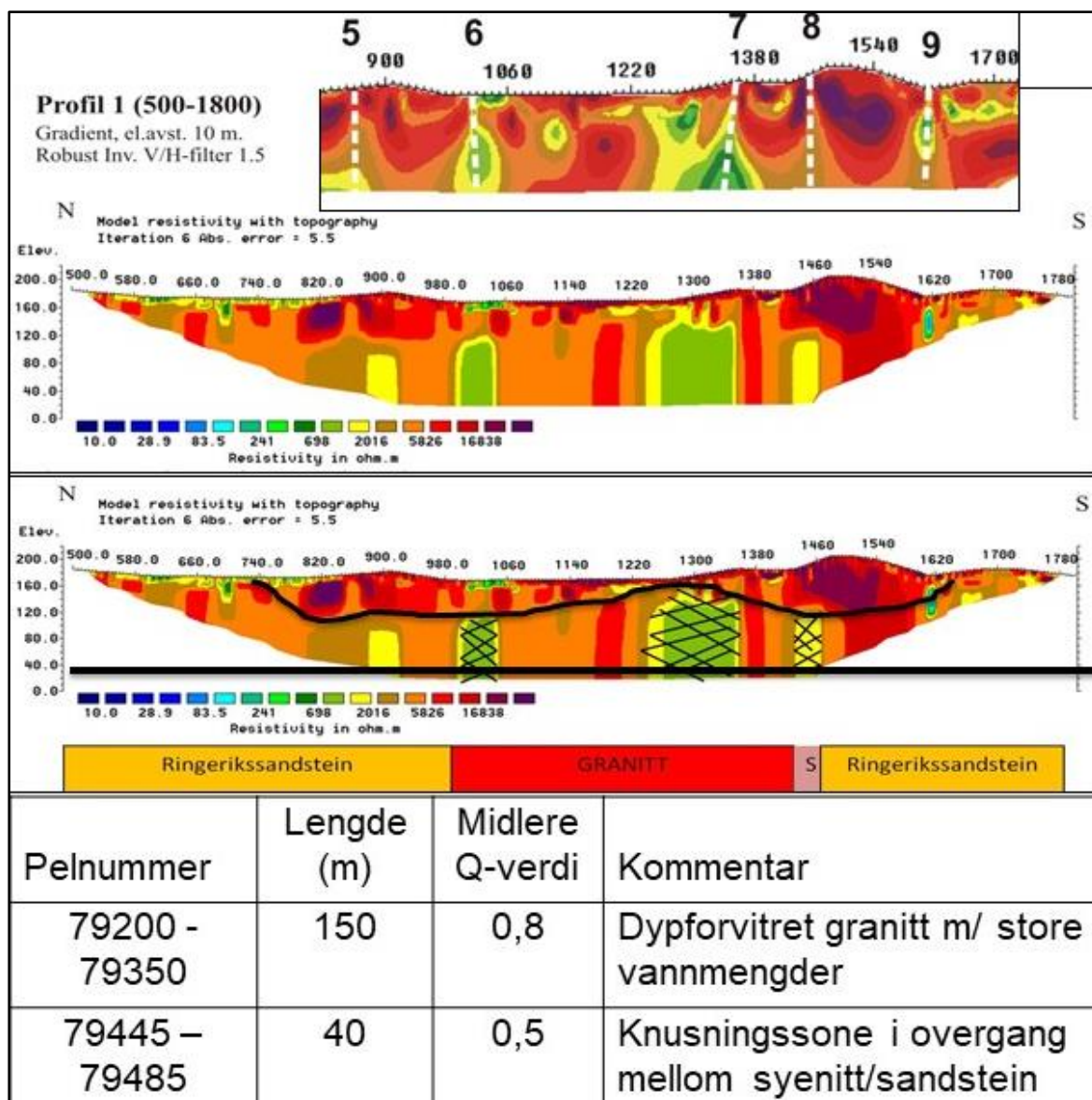
Læringspunkt:

Resistivitetsbildene en får ved invertering kan avhenge sterkt av hvilket V/H-filter som benyttes. Ved svakhetssoner med relativt slakt fall må en være oppmerksom på dette, og data bør prosesseres med flere valg av filterverdier, og gjerne også forskjellig inversjonsmetode (Standard og Robust).

3.5.4 Valg av inversjonsprosedyre, svakhetszone på dypet

Som en del av forundersøkelsene til det som etter hvert ble kalt Holmestrandporten, utførte NGU ca. 14 km resistivitetsmålinger (Ganerød m.fl. 2009b). Holmestrandporten er en 12,4 km lang dobbeltsporet jernbanetunnel inklusive stasjon i fjell ved Holmestrand. Under drivingen av tunnelen oppsto det problemer som gjorde at NGU så nærmere på data, og en reprosessering med påfølgende tolking ble presentert på Fjellsprengnings-konferansen i 2015 (Rønning m.fl. 2015). Flere forhold ved dette prosjektet gav god læring (se også avsnittene 3.5.5 og 3.5.6).

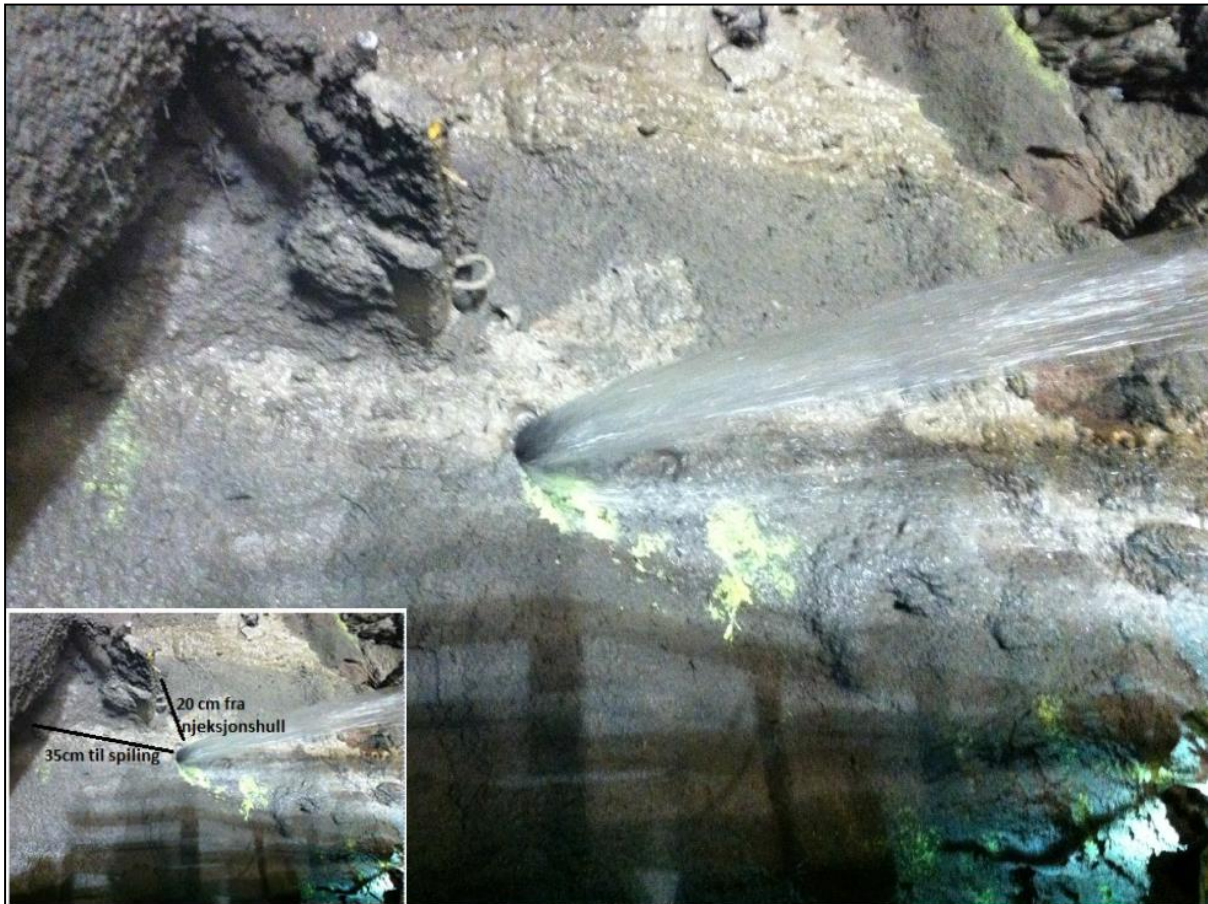
Under drivingen av tunnelen ble det påtruffet store vannlekkasjer (Rønning m.fl. 2015). Det ble hevdet at disse lekkasjesonene ikke kom frem ved noen av forundersøkelsene. Dette var grunnen til at NGU så på dette på nytt og foretok en reprosessering av data. Figur 3.32 viser øverst den opprinnelige prosesseringen (Standard inversjon med V/H-filter lik 2). Det indikeres i alt fem svakhetssoner i det aktuelle området for vannlekkasjene (nummerert 5 til 9) men ingen av disse gir en klar signatur i øvre deler av profilet. Reprosesseringen av data med Robust inversjon og V/H-filter lik 1,5 (Figur 3.32 i midten og nederst), viser de samme strukturene, men her kommer de mye klarere frem. De skarpeste anomaliene kommer på sonene 6, 7 og 8, og spesielt sone 8 gir et klarere bilde. Alle disse tre indikerte svakhetssonene viser et resistivitetsnivå fra ca. 700 Ωm og opp mot 2000 Ωm . Dette skulle ifølge NGUs tolkingsmodell (Avsnitt 3.4) være såkalte vannsoner, noe som passer meget godt med de store vannlekkasjene (Rønning m.fl. 2015).



Figur 3.32: Resistivitetsdata i område med store vanninnslag ved Holmestrandporten. Øverst: Opprinnelig prosessering (Standard inversjon med $V/H=2$). De to neste bildene viser den nye prosesseringen (Robust inversjon med $V/H=1,5$). Et tolket grunnvannsnivå i berget er vist med sort undulerende strek i nederste bilde mens tunnel er markert med sort tykk horisontal strek. Nederst vises ingeniørgeologisk beskrivelse av to soner. Profilet følger ikke tunneltraséen men sonene 6 og 7 representerer kontaktsonen til den indikerte granitten. S angir en syenittgang mellom en granitt og Ringerikssandsteinen. De to svakhetssonene mellom pelnummerene 79200–79350 og 79445–79485 representerer granittens kontaktsoner (Fra Rønning m.fl. 2015).

En kan undre seg på hvorfor ikke disse sonene ble viet oppmerksomhet ved tunneldrivingen. Sonene var annonsert med sonenummer og det var foretatt en geometrisk karakterisering av sonene (se Figur 3.36). På det opprinnelige resistivitetsbildet (Figur 3.32 øverst) er sonene diffuse og de går ikke helt opp til overflaten. Oppløsningen i resistivetsprofilene avtar mot dypet, og det kan derfor hende at disse sonene ble ansett som kunstige effekter. Reprosesseringen viser som sagt et skarpere bilde av svakhetssonene. Årsaken til at sonene ikke går helt til overflaten kan skyldes at profilet ligger nær en brattskrent ned mot sjøen, og det kan tenkes at øvre deler av berget og svakhetssonene er drenert. Dette gir seg utslag i spesielt høy resistivitet, noe som kan registreres over den sorte linjen i Figur 3.32 nedre del. Denne linjen kan representere et grunnvannsnivå i berget.

En annen mulig årsak til at sonene ble oversett kan ligge på et organisatorisk plan. Etter at undersøkelsen var gjennomført ble sentrale personer i planleggingen skiftet ut og nye konsulenter ble engasjert. Dialogen mellom NGU og prosjektledelsen opphørte, og det ble ikke mulig å diskutere prosesseringen og presentasjonen av resultatene. En bedre dialog på dette ville kanskje rettet fokus på mulige vannlekkasjer på et tidlig tidspunkt.



Figur 3.33: Store vannlekkasjer ved drivingen av Holmestrandporten (Foto: Jernbanelverket (BaneNor)).

Læringspunkt:

Inversjonen av resistivetsdata er ikke entydig, og data bør (må) prosesseres på forskjellige måter for å få frem all informasjon tilpasset problemstillingen på en klar måte. Resultatene bør diskuteres med aktuelle geofysisk aktør før endelig rapportering.

3.5.5 Valg av inversjonsmetode, dyp til berg

Ved drivingen av Holmestrandporten (se avsnitt 3.5.4) fikk en også problemer med at tunnelen gikk delvis ut i løsmasser (Drageset 2013). Figur 3.34 viser at løsmasser dekker nær en tredjedel av tunnestuffen. Også denne problemstillingen kunne vært forespeilet dersom resistivetsdata hadde vært prosessert på en bedre måte.

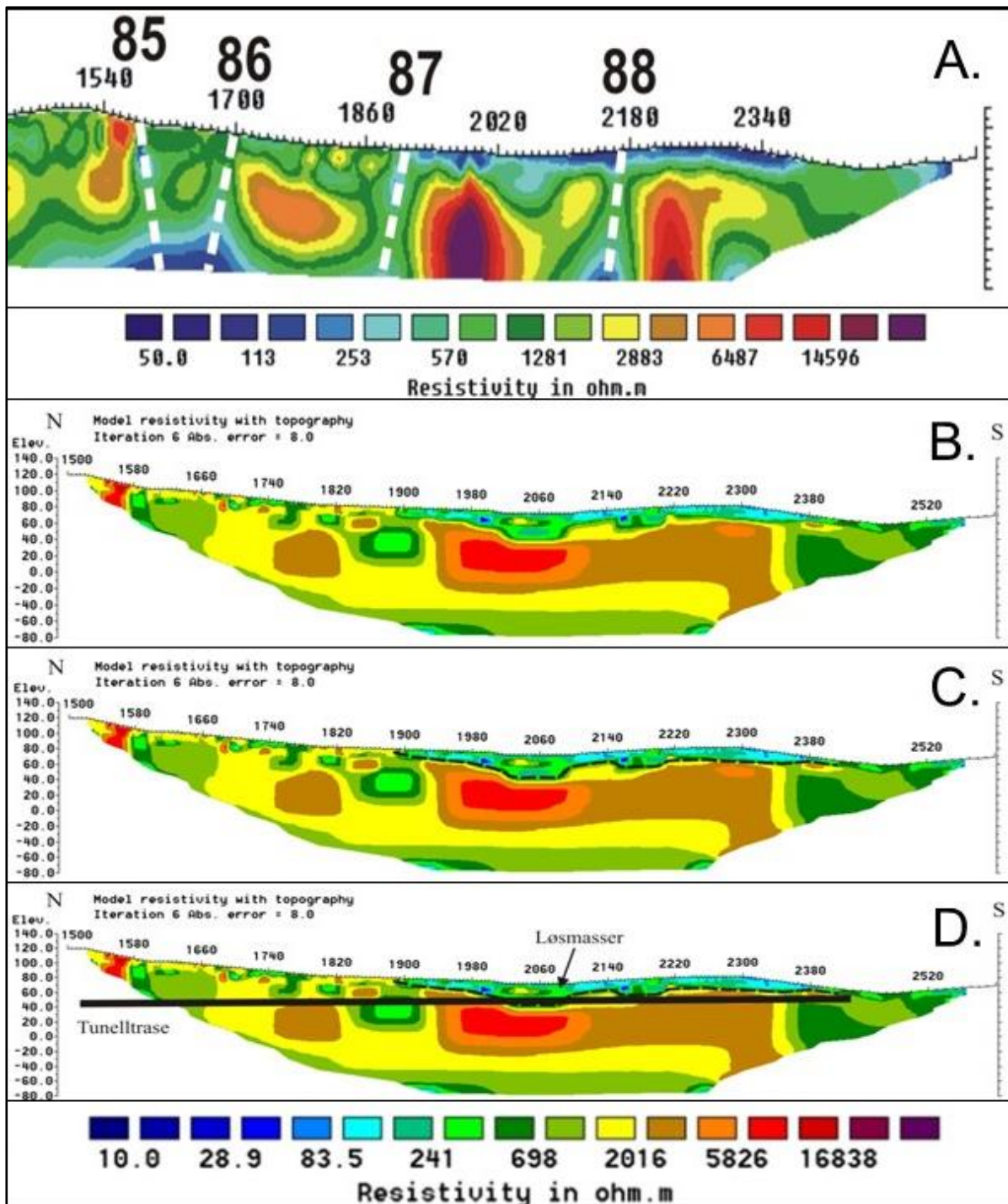


Figur 3.34: Løsmasser (over den grønne streken) på tunnelstuppen ved driving av Holmestrandporten. (Foto: Jernbaneverket / BaneNor).

Ved den opprinnelige prosesseringen av resistivetsdata fra målingene ved Holmestrand ble det fokusert på svakhetssoner i berg som ofte er vertikale (Ganerød m.fl. 2009b). Vertikal/horisontal-filter ble derfor satt til 2, noe som gjør subhorisontal lagdeling mer diffus (Figur 3.35A). Når problemene med liten/manglende bergoverbygning ble kjent, utførte NGU en reprosessering også ved denne delen av tunnelen (Rønning m.fl. 2015)

I Figur 3.35B er resistivetsdata invertert med Robust inversjon med V/H-filter satt lik 0,5. Dette vil da prøve å finne mer horisontal lagdeling som kan forklare de målte data. Robust inversjon gir en skarpere overgang mellom de forskjellige massene, og med den fargeskalaen som er benyttet i Figurene 3.35B, -C og -D, er det lett å tolke en overgang til berg der resistiviteten går fra å være mindre enn 500 Ωm over den sorte streken i Figur 3.35C til godt over 1000 Ωm under streken. Som vist i Figur 3.35D ligger tunnelen i dette området ved ca. 50 m.o.h..

Resistivitet er ikke den beste metoden til å bestemme dyp til berg, noe som bl.a. skyldes metodiske svakheter som "undertrykkings- og ekvivalensproblematikk" (Reynolds 2011). Tolket dyp til berg ligger noe lavere enn hva som ble observert i tunnelen (Drageset 2013). Resistivetsforløpet er imidlertid et klart signal om at her kan løsmassene komme til å nå ned til tunnelnivå. Det er et annet område ca. 120 m lengre mot sør hvor bergoverdekningen også kan være liten. Dersom dette hadde vært kjent tidlig under planleggingen, kunne drivemetode gjennom sonen med liten/manglende bergoverbygning vært bedre planlagt på forhånd.



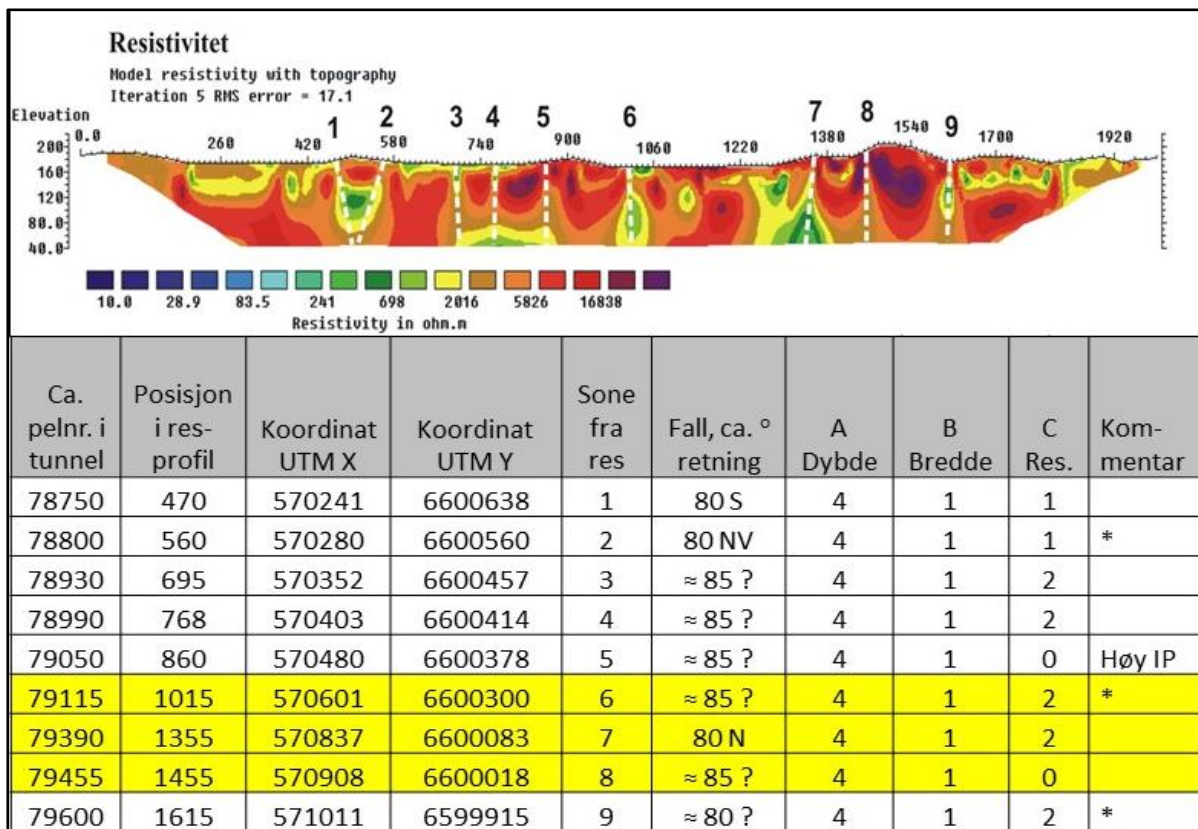
Figur 3.35: Resistivitetsdata ved lite/manglende bergoverdekning ved drivingen av Holmestrand-porten. Figur A viser opprinnelig prosessering (Standard inversjon og $V/H = 2$). Figurene B, C og D viser Robust inversjon med $V/H = 0,5$. Tolket bergoverflate er vist som sort stipling (C) og med tunneltracé i sort (D). (Fra Rønning m.fl. 2015).

Læringspunkt:

Inversjonen av resistivitetsdata er ikke entydig, og data bør (må) prosesseres på forskjellige måter for å få frem all informasjon tilpasset problemstillingen på en klar måte. Resultatene bør diskuteres med aktuelle geofysisk aktør før endelig rapportering.

3.5.6 Forslag til karakterisering av svakhetssoner kartlagt med resistivitet

Det er vist at resistivitetsmetoden kan gi informasjon om sprekkesoners bredde, dybderekkevidde og mulig leirromvandling på sprekkene (Kapitlene 3.2 og 3.4). Alle disse parameterne kan gi et inntrykk av hvor problematisk en sprekkesone kan være ved tunneldriving. Grunne soner, som kanskje ikke rekker ned til tunnelnivå vil være uproblematisk. Brede soner anses mer problematisk en tynne, og leirromvandling på sprekkene kan gi utfordringer med stabilitet. I tabellen vist i Figur 3.36 er det gitt eksempler på en slik klassifisering sammen med det målte resistivetsprofil. I tillegg vil det være nyttig å ha informasjon om sonenes fall. Klassifiseringen følger kriteriene vist i Tabell 3.5.



Figur 3.36: Opprinnelig resistivetsprofil og klassifisering av svakhetssoner ved Holmestrandporten. Klassifikasjonskriterier er vist i tabell 3.5 (Fra Ganerød m.fl. 2009b).

Tabell 3.5. Kriterier for klassifisering av soner. Sonene som er indikert ved hjelp av 2D resistivitet er klassifisert i klasse 0-4 ut fra dybtgående (A), bredde (B) og resistivitet (C). Det kan være behov for å justere resistivitetsintervallene fra ett geologisk område til et annet ut fra normal resistivitet i aktuelle bergart (Fra Granerød m.fl. 2009b).

A - Dybde på sone	B - Brekke på sone	C - Resistivitet i sone	Klasse
		> 2000 Ωm	0
0-20 m	0-10 m	2000-1000 Ωm	1
20-40 m	10-20 m	1000-500 Ωm	2
40-60 m	20-40 m	500-200 Ωm	3
> 60 m	> 40 m	< 200 Ωm	4

Alle de 9 angitte sonene i Figur 3.36 indikeres å gå dypere enn 60 m, og faller da i klasse 4. Alle sonene er tolket som relativt tynne basert på tykkelsen dagnært og plasseres da i klasse 1. Resistiviteten i de indikerte sonene er delvis større enn 2000 Ωm (Klasse 0), som ved dette tilfellet er definert som en svakhetszone av mindre betydning. Delvis ligger resistiviteten i sonene mellom 2000 Ωm og 1000 Ωm (Klasse 1) og delvis mellom 1000 Ωm og 500 Ωm (Klasse 2). Sonenes fall er også av betydning, men modelleringen (Kapittel 3.2) indikerte at tolking av fall er utfordrende, og kvantifiseringen er mer usikker. Lavere resistivitet kan også skyldes elektronisk ledende mineraler eller materialer i bakken, og dersom disse opptrer i større mengder vil de gi IP-effekt (Indusert Polarisasjon). Dersom en resistivitetsanomali er sammenfallende med IP-effekt, kan det være andre årsaker til lav resistivitet enn en svakhetszone.

NGU har vurdert å beregne en faktor som beskriver hvor problematisk en svakhetszone kan være. Produktet eller et veid produkt av de tre klassifiseringene kan være en måte å rette fokus på de verste sonene (brede dyptgående soner med lav resistivitet). NGU foretrekker imidlertid en individuell vurdering av de enkelte sonene og har gått bort fra dette. I denne sammenheng kan nevnes at sonene 6 eller 7 i Figur 3.36 gav store vannmengder mens sone 8 representerte en syenittgang (Kapittel 3.5.4). I den opprinnelige prosesseringen (Standard inversjon) ville produktene for dybderekkevidde, bredde og resistivitet blitt henholdsvis 8 (4 x 1 x 2), 8 (4 x 1 x 2) og 0 (4 x 1 x 0) for sonene 6, 7 og 8. Med den nye inversjonen (Robust, Figur 3.32) ville disse produktet blitt henholdsvis 24 (4 x 3 x 2), 32 (4 x 4 x 2) og 0 (4 x 2 x 0). Inversjonsmetode har en betydelig innflytelse på en slik klassifisering. Det betyr at hvilken inversjonsmetode som er benyttet må oppgis ved rapportering.

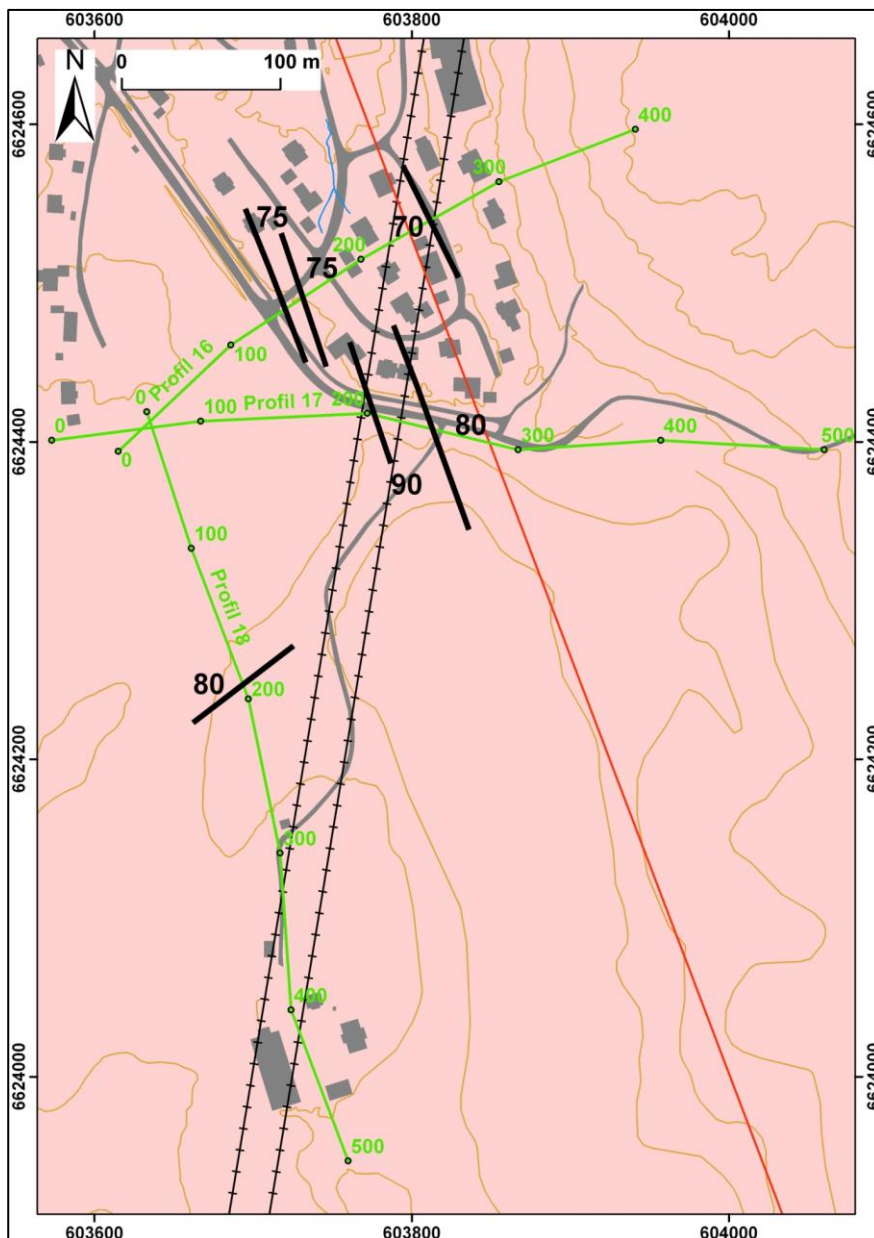
Læringspunkt.

En klassifisering av svakhetssoner ut fra dybderekkevidde, bredde og resistivitetsnivå kan bidra til å rette fokus på de antatt verste sonene. En videreutvikling av denne klassifiseringen er mulig, men NGU foretrekker en individuell vurdering av svakhetssonene.

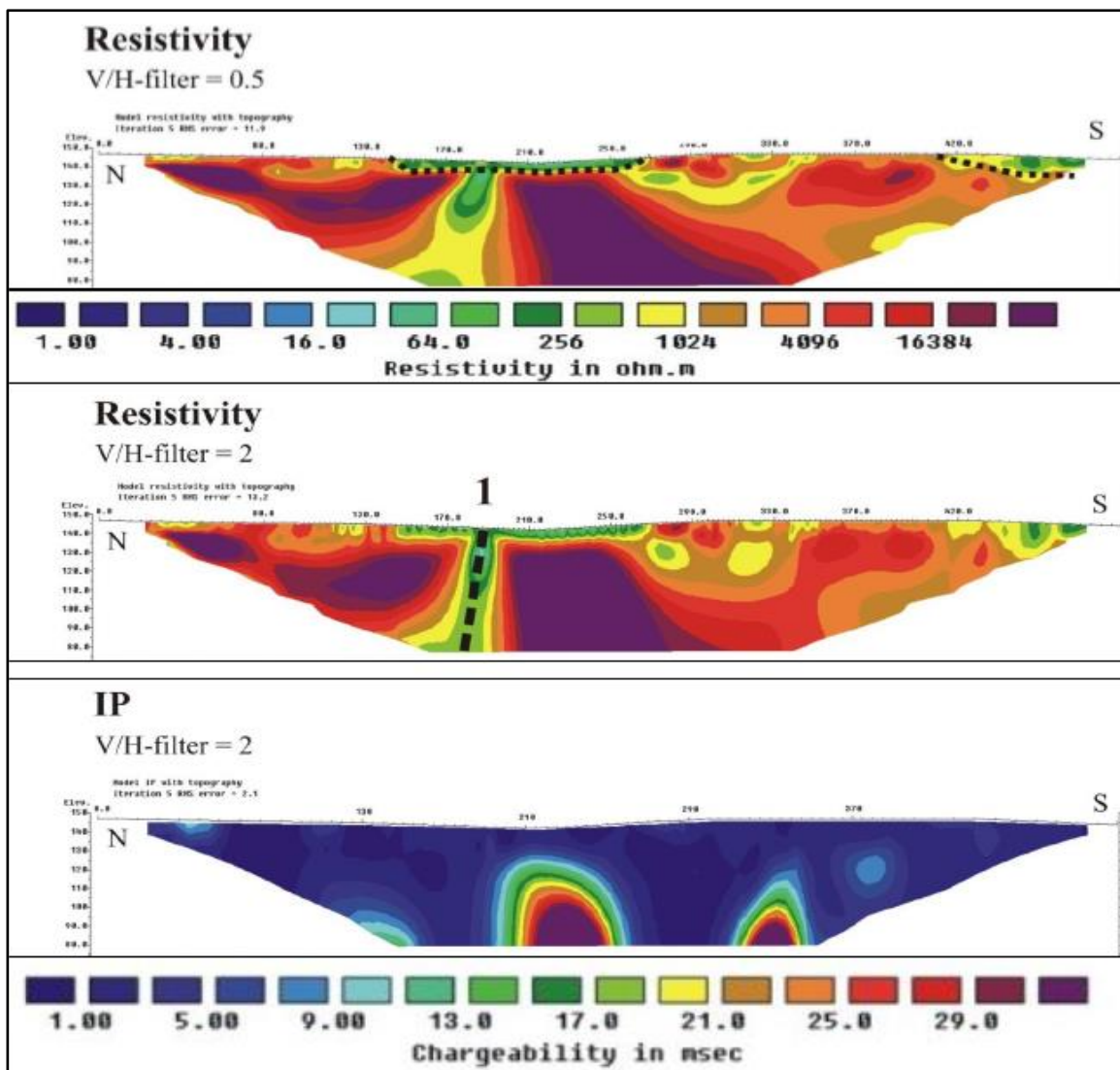
3.5.7 Resistivitet i tettbygde strøk, Follobanen Oslo – Ski

Lokal infrastruktur kan påvirke resistivitetmålinger på en uheldig måte. Dette kom klart frem ved NGUs resistivitetmålinger for Jernbaneverket (nå Bane NOR) langs Follobanen fra Oslo til Ski (Saintot m.fl. 2011). Figur 3.37 viser lokaliseringen av to resistivitets-profiler, Profil 18 i åpent terreng sør for Ekeberg og Profil 5A inne i bebyggelsen på Ekeberg. Begge profilene er målt med Gradient elektrode-konfigurasjon og elektrodeavstand 5 m.

Figur 3.38 viser resistivitetsdata og Indusert Polarisasjon (IP) langs profil 18. Resistivitetsdata viser normale verdier for resistivitet i grunnfjellsbergarter (> 3000 Ωm) både for V/H=0,5 og V/H=2 (Elvebakk 2011, Elvebakk & Larsen 2021). Stedvis kan det tolkes opp mot 10 m med løsmasser, og en ca. 15 m bred svakhetszone med et steilt fall mot nord kan tolkes ved ca. posisjon 185. Det er ingen IP-effekt koblet til denne sonen og en kan se bort fra eventuelle sulfidmineraliseringer og falske anomalier fra metalliske installasjoner. Svakhetssonen viser en skarpere respons ved V/H-filter lik 2.



Figur 3.37: Lokalisering av resistivitetsprofiler over «Follobanen» angitt som grønne linjer. Profil 18 i åpent terreng (øverst) og Profil 5A i tettbebyggelsen på Ekeberg (nederst). Tunneltrasé er vist som tynne sorte streker. Sorte stiplede streker viser tolkede svakhetssoner med tolket fall angitt i grader på fallsiden (Fra Saintot m.fl. 2011).

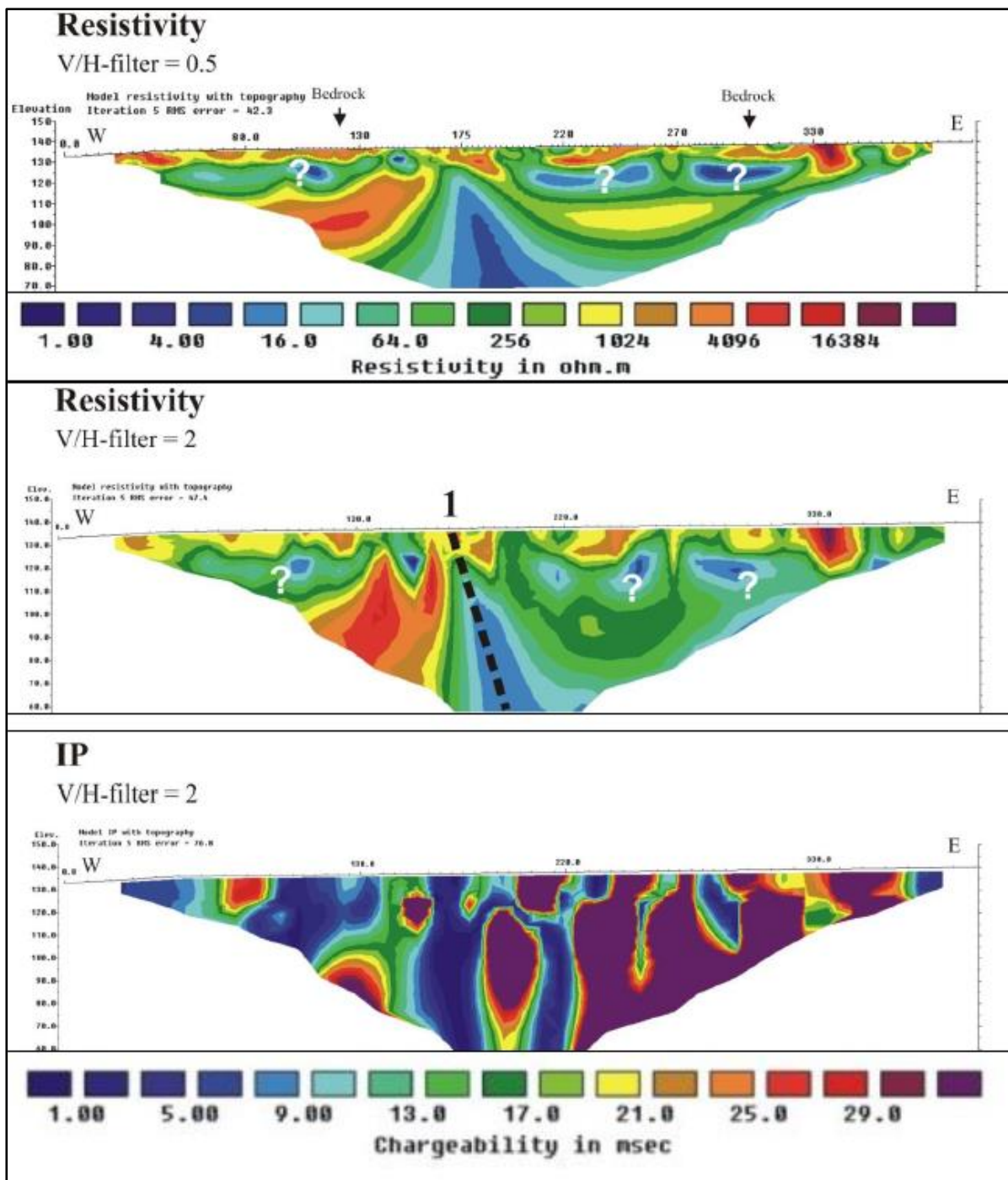


Figur 3.38: Standard inversjon av resistivetsprofil 18 ved Follobanen. Øverst resistivitet med V/H-filter 0,5. I midten: Resistivitet med V/H=2. Nederst: Indusert Polarisasjon ved samme profil. (Fra Saintot m.fl. 2011).

Figur 3.39 viser resistivetsdata og Indusert Polarisasjon (IP) langs profil 5A. Profilet er målt i villabebyggelse inne på Ekeberg, og data er åpenbart påvirket av tekniske installasjoner i bakken. Resistivetsmønsteret er meget uryddig og nivået meget lavt (<500 Ω m) i forhold til det en kan forvente i aktuelle grunnfjellsbergarter. Et meget uryddig mønster av til dels høye IP-anomalier bekrefter at bakken her inneholder metallisk infrastruktur som påvirker måledata. Til tross for disse forstyrrelsene er det mulig å tolke en struktur som kan være en svakhetszone.

Læringspunkter:

Resistivetsmålinger i tett bebygde områder kan være en utfordring. Tekniske (metalliske) installasjoner i bakken kan påvirke strømforløpet på en måte som gjør resistivetsdata vanskelig å tolke. Det kan likevel være mulig å lokalisere svakhetssoner, men det blir umulig å karakterisere disse både geometrisk og mineralogisk. Indusert polarisasjon, som måles samtidig med resistivitet, kan bidra til avdekke påvirkning fra metallisk infrastruktur i bakken.



Figur 3.39: Standard inversjon av resistivitetsprofil 5A ved Follobanen. Øverst resistivitet med V/H-filter 0,5. I midten: Resistivitet med V/H=2. Nederst: Induserte Polarisasjon fra samme profil. (Fra Saintot m.fl. 2011).

3.5.8 Resistivitet i saltvannsmiljø, 3D-effekt

Som en oppfølging til modelleringen av resistivitetmålinger i marine miljø (Kapittel 3.3) utførte NGU en testmåling ved Arsvågen i nordenden av ROGFAST-prosjektet (Kapittel 2.4). Figur 3.40 viser lokaliseringen av det målte profilet og Figur 3.41 de inverterte data med elektrodekonfigurasjon Multi-Gradient (MG) og 5 m elektrodeavstand.

Modelleringen viste oss at det var mulig å benytte resistivitetmålinger i marine miljø (saltvann) dersom sjøvannet ikke var dypere enn 5 m ved flytende elektroder og 10 m ved elektroder på sjøbunnen, men at en måtte ha kontroll på sjødyb og vannets ledningsevne (Kapittel 3.3.3). Ved det aktuelle profilet var disse kravene innfridd. Profilet ble lagt ut for å følge tunneltracéen mest mulig, men samtidig måtte en sørge for å få alle kontakter og måleutstyr på land. Dette for å unngå strømløkkasjer og krypstrømmer i kabelkoblingene.

Sjødyb og vannets ledningsevne ble målt for hver 5 m i de fem sundene profilet krysset (se Figur 3.40). Største sjødyb var 4,6 m som er på kanten av det akseptable for flytende elektroder, men vel innenfor grensene for elektroder på sjøbunnen. Resistiviteten i sjøvannet var på 0,20 Ωm , noe som er noe lavere enn det som ble benyttet i den teoretiske modelleringen (0,25 Ωm , Kapittel 3.3). Ved deler av profilet ble det gjort forsøk med pol-dipol og dipol-dipol elektrodekonfigurasjoner både med flytende elektroder og elektroder på sjøbunnen i tillegg til Multi-Gradient elektrodekonfigurasjon. En rask analyse ute i felt viste at beste resultater ble oppnådd med sistnevnte elektrodekonfigurasjon og elektroder på sjøbunnen og denne ble benyttet for hele profilets lengde på 1600 m.

Måledata ble invertert med Robust inversjon og med vertikal/horisontalfilter lik 1 og 1,5. Sistnevnte for å fremheve mulig vertikale svakhetssoner. Denne inversjonsmetoden takler best store resistivitetsforskjeller langs profilet.

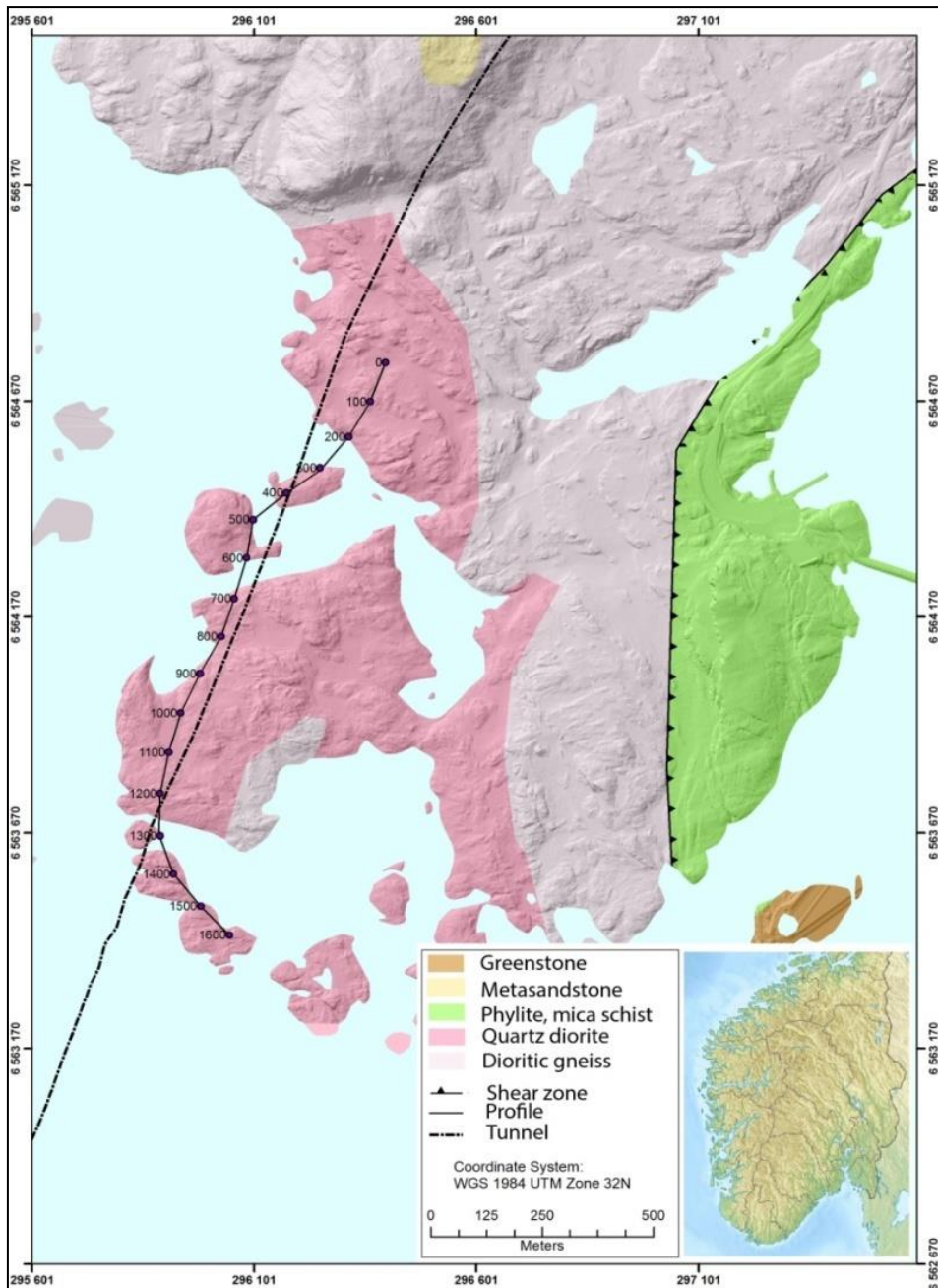
Både utførelse i felt og inversjon av måledata ble gjort på antatt beste måte, likevel oppsto flere utfordringer og kunstige effekter i det inverterte datasettet (Figur 3.41):

1. Datasettet inneholdt mye støy og var vanskelig å invertere
2. Alle sundene kom ut med lav resistivitet i berg i hele bredden
3. Lav resistivitet kunne påvises under alle øyene
4. Ekstremt høye resistivitetsverdier til side for sundene.

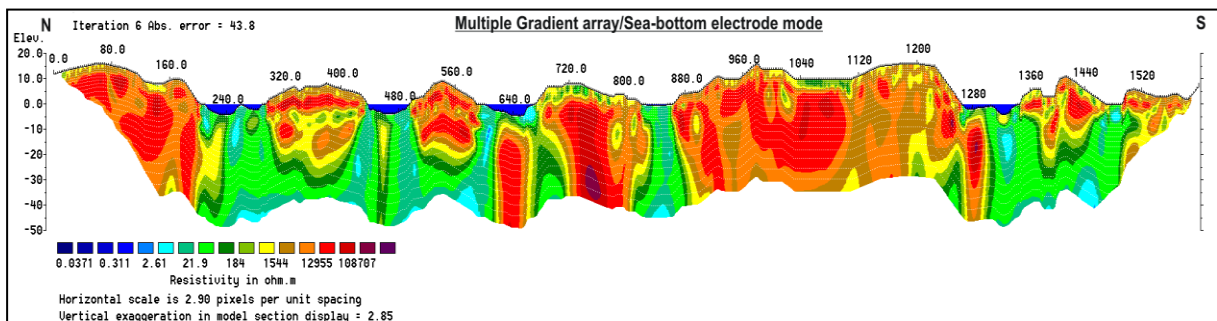
Det ble målt i alt 6936 enkeltmålinger med forskjellige elektrodekonfigurasjoner langs profilet. Av disse var 1438 (21 %) beheftet med så mye støy at de måtte slettes fra datasettet før inversjon. Likevel var det ikke mulig å få en bedre «Absolute error» enn ca. 43 %, noe som NGU betrakter som ubrukelige data (Kapittel 3.1.2). NGU har søkt å benytte andre inversjonsprogrammer for å se om resultatet kunne bli bedre uten hell. En vesentlig grunn for dette er det store resistivitetsspennet som finnes her. Resistivitetsverdiene går fra 0,20 Ωm i sjøvannet til mer enn 10 $\text{k}\Omega\text{m}$ i berggrunnen, variasjoner på over 5 dekadere.

Alle de fem sundene og områder hvor profilet går nært sjøen fremstår som svært godt ledende vertikale soner med resistivitet lavere enn 100 Ωm , noe som betraktes som svært lavt. Enkelte partier i sundene med noe høyere resistivitet kunne kobles til mindre sjødyb.

Under øyene fremstår lav resistivitet mer eller mindre på 20 til 30 m meters dyp. Dette er en klar indikasjon på at strømmen velger å gå i sjøen rundt øyene i stedet for å gå i berg med høy resistivitet på dypet. Samme effekt ser en også når profilet ligger nært sjøkanten. Dette er da en effekt av tredimensjonal geologi (3D) der inversjonen er todimensjonal og tar hensyn til resistivitetsvariasjoner langs profilet og mot dypet, men ikke på tvers av profilet. Et forsøk på 3D inversjon mislyktes.



Figur 3.40: Lokalisering av testprofil med 2D resistivitet delvis i salt sjøvann ved Arsvågen i Bokn kommune Rogaland. Planlagt tunneltracé som stiplet linje (Fra Tassis m.fl. 2014c).



Figur 3.41: 2D resistivetsprofil i strandsonen ved Arsvågen i Bokn kommune i Rogaland. Blå resistivetsverdier ($< 0,3 \Omega\text{m}$) representerer sjøvann. Røde resistivetsverdier ($> 13000 \Omega\text{m}$) viser meget god bergmassekvalitet (Fra Tassis m.fl. 2014b).

Ekstreme resistivitetsverdier til side for sundene er mest sannsynlig en kunstig effekt som også er påvist ved modellering av syntetiske data (Figurene 3.7 og 3.23). Resistivitetsverdier opp mot 100 kΩm er langt over det en kan forvente i krystalline bergarter (Elvebakk 2011, Elvebakk & Larsen 2021), og opptrer bare i områder med permafrost eller ekstremt drenerte masser (Dalsegg & Tønnesen 2004, Dalsegg & Rønning 2012).

Læringspunkt:

Resistivitetsmålinger nært ved og i salt sjøvann er en stor utfordring. Målingene ved Arsvågen viser at 3D-effekter også kan være en utfordring.

3.6 Andre tunnelundersøkelser med 2D resistivitet

NGU har innenfor samarbeidsprosjektet med Vegdirektoratet og i samarbeid med vegvesenets regionkontor, utført resistivitetsmålinger også ved andre tunnelprosjekter. I det følgende blir det gjort en kort oppsummering av disse.

Ved nordlige del av Knappetunnelen i Bergen ble det målt et lengre profil med resistivitet (Ganerød m.fl. 2009a). I dette området ble det også målt mye refraksjonsseismikk (Wåle 2009). I kapittel 7.4 blir resistivitetsdata samtolket med de opprinnelige tolkingene av refraksjonsseismikken og NGUs retolking av denne med tomografisk inversjon.

Langs E39 sørøst for Fana i Bergen har NGU målt resistivitet i to områder, Svartevatn og Endeløsskogen (Dalsegg 2011b). Sistnevnte er målt utenfor tunneltrasé, og gir ingen mulighet for oppfølgende korrelasjoner mot bergmassekvalitet. Ved Svartevatn indikeres seks svakhetssoner ved geologisk kartlegging og 11 ved den geofysiske kartleggingen. Tre av de geologisk kartlagte sonene gir ikke signatur på resistivitetsdata. Sett på bakgrunn av resultater fra Knappetunnelen noe lengre nord i Bergen (Rønning m.fl. 2016a og 2019a), burde det også her vært utført en samtolkning av måldata med observasjoner under tunnelbygging.

I forbindelse med oppgraderingen av KRIFAST-sambandet ble det målt to resistivetsprofiler over Eikrem-tunnelen langs Rv 70 mellom Øydegard-Brunneset i Tingvoll kommune (Dalsegg m.fl. 2010). Her ble resistivitetsdata samtolket med strukturgeologiske observasjoner i nærområdet. Resistivitetsdata ble sammenholdt med observasjoner under tunneldriving av Arntsen (2012) i hennes masteroppgave ved NTNU.

Ved Rv 80 i Bodø ble det målt fire resistivetsprofiler delvis i tettbebygde område og ved jernbane (Dalsegg 2011a). Resistivetsprofilene indikerer noen av de geologisk kartlagte sonene, men ikke alle. Sonene er klassifisert på samme måte som ved Holmestrandporten (Kapittel 3.5.6). Det indikeres støy fra tekniske anlegg i bakken og fra jernbane i deler av profilene. Dette er tilsvarende problemer som ved Ekeberg (Kapittel 3.5.7). Arbeidet avdekket uheldig plassering av to seismiske profiler. NGU har ikke gjort forsøk på å sammenstille indikasjonene fra resistivetsmålingene med hva som ble påvist ved tunneldriving, noe som burde gjøres.

På Bjarkøya er det målt to resistivitetsprofiler først og fremst for å kartlegge forvitret berggrunn (Dalsegg & Elvebakk 2012). Logging av seks borebrønner påviste høy radioaktivitet og det gjøres en beskrivelse av oppnådde resultater fra dette arbeidet i kapittel 5 (Radioaktivitet).

NGU har målt to resistivitetsprofiler langs tunneltrasé på E6 mellom Langslett og Sørkjosen i Nordreisa kommune (Dalsegg 2012b). Undersøkelsen indikerte flere svakhetssoner som ble klassifisert etter beskrevne prosedyrer. Det ble også indikert er bredere parti med klart lavere resistivitet. Prosjektmedarbeidere antydte spesielt oppsprukket berg i sistnevnte område, men dette er ikke sammenholdt med observasjoner under tunneldrivingen. En sammenstilling av bergmassekvalitet og data fra resistivitetmålingene burde absolutt vært foretatt her.

I fellesprosjektet E6 og Dovrebanen langs Mjøsa ble det målt resistivitet i tre områder. (Rønning m.fl. 2009c). I disse var det også tilgang på refraksjonsseismiske data som ble tolket tradisjonelt i tillegg til tre automatiske tolkingsmetoder, blant disse to forskjellige varianter av seismisk tomografi. De ulike tolkingene viste til dels store avvik, og det henvises til rapporten for detaljer (Rønning m.fl. 2009c).

4. SEISMIKK, BERGMASSEKVALITET OG DYP TIL BERG

Seismiske målinger kan utføres som refraksjonsseismikk, refleksjonsseismikk eller tomografi (gjennomlysning). Førstnevnte benytter seg av bølger som brytes etter Snells lov mens refleksjonsseismikk benytter reflekterte bølger for bestemmelse av dyp til laggrenser. Tomografi er tradisjonelt benyttet mellom et borehull og sjøbunnen, eller mellom to borehull. I de siste årene er det blitt vanlig å tolke refraksjonsseismikk ved tomografisk inversjon.

Refraksjonsseismikk har vært benyttet i Norge siden starten av 1950-tallet, først og fremst for klassifisering av bergmasser, men også til beregning av dyp til berg og klassifisering av løsmasser. Refleksjonsseismikk er forsøkt benyttet på land i Norge på 1990-tallet. Meget gode resultater er oppnådd, men metoden er følsom overfor de massene det arbeides i (Mauring & Rønning 1990 og 1995, Mauring m.fl. 1990). I fjordkrysningsprosjekter har det lenge vært vanlig å benytte marin refleksjonsseismikk for bestemmelse av dyp til berg.

NGU har vært knyttet nært opp mot flere større tunnelprosjekter der seismikk er benyttet. Erfaring fra disse tas med i denne oppsummeringen.

4.1 Refraksjonsseismikk, metodebeskrivelse

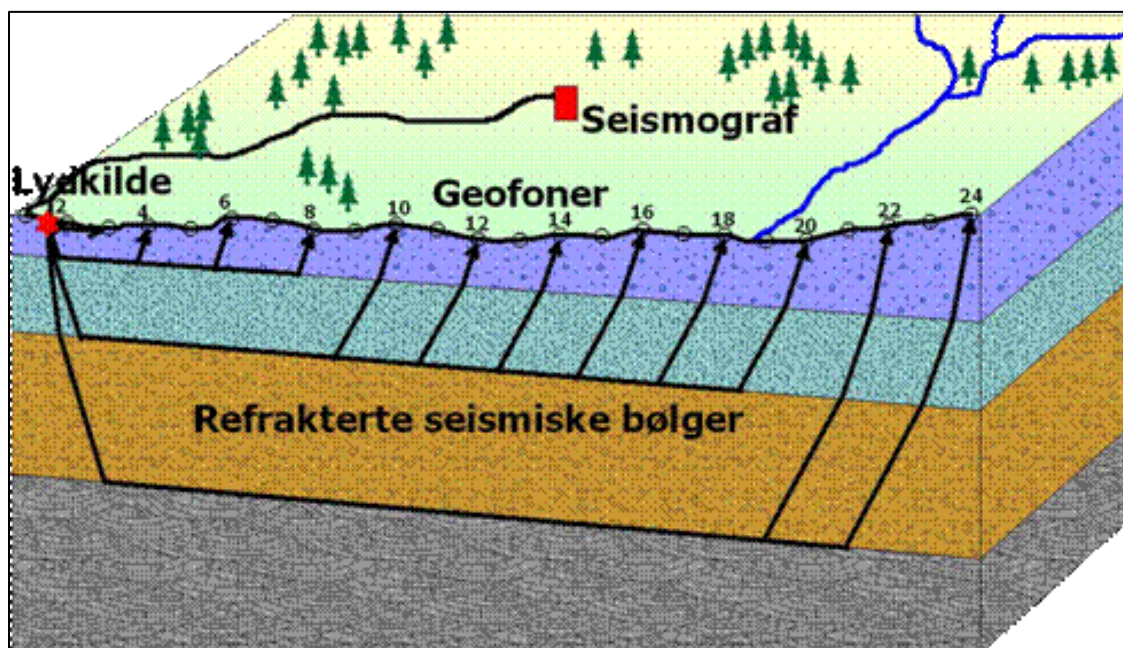
I dette avsnittet beskrives kort utførelse og ulike tolkingsmetoder for refraksjonsseismikk og muligheter og begrensninger med metoden skisseres. Tolkning av refraksjonsseismikk med tomografisk inversjon og mulighetene med dette, er studert gjennom omfattende modellering (Tassis m.fl. 2017, 2018 og Rønning m.fl. 2020b). Fremgangsmåten er at det ut fra en definert modell beregnes syntetiske data, og disse blir så invertert som om de var målte data. Siden fasiten er kjent ved denne prosedyren, er dette en utmerket måte å studere muligheter og begrensninger med en metode.

I Norge har det inntil nylig vært vanlig å tolke refraksjonsseismikk med tradisjonelle manuelle teknikker som Hagedoorns metode (Hagedoorn 1959) eller ABC-metoden som den også kalles (Sjøgren 1984). GRM-metoden (Generalised Reciprocal Method, Palmer 1980) som er en videreutvikling av Hagedoorns metode, benyttes også av enkelte aktører. Trolig vil fremdeles tradisjonelle tolkinger som disse være hovedmetode for tolking av svakhetssoner i berg i fremtiden. I løpet av de siste 10 – 12 årene har flere og flere aktører tatt i bruk tomografisk inversjon for tolking av refraksjonsseismikk. NGU har interessert seg for sistnevnte og utført mye modelleringsarbeid for å avklare muligheter og begrensninger med denne metoden, og ikke minst hvordan den bør utføres.

4.1.1 Refraksjonsseismikk, utførelse av målinger

Refraksjonsseismiske målinger på land, uavhengig av tolkingsmetode, foretas ved å sette ut geofoner (registreringsenheter) på bakken og disse knyttes opp mot en seismograf med en eller flere seismiske kabler (Figur 4.1). Geofonavstand kan være alt fra 1 m til 20 m. Antall geofoner er ofte 24 eller 48 for enkle undersøkelser, men kan også være 72, 96 eller 120. Som energikilde kan en benytte slegge, fall-lodd, akselerert fall-lodd eller aller helst dynamitt. Ved marine undersøkelser benyttes en eller flere hydrofonkabler, hvor avstanden mellom hydrofonene ofte er 5 m.

Refraksjonsseismiske undersøkelser forutsetter økende hastighet i lagene mot dypet, at lagene er tykkere enn bølgelengden til signalet, at lagenes tykkelse øker og at lyd-bølgene går i vertikalplanet. Refraksjonsseismikk ser utlukkende på impulser som når geofonene først. Siden p-bølger går raskere enn alle andre bølgetyper (s-bølger og overflatebølger) vil en alltid benytte seg av p-bølger ved refraksjonsseismikk.

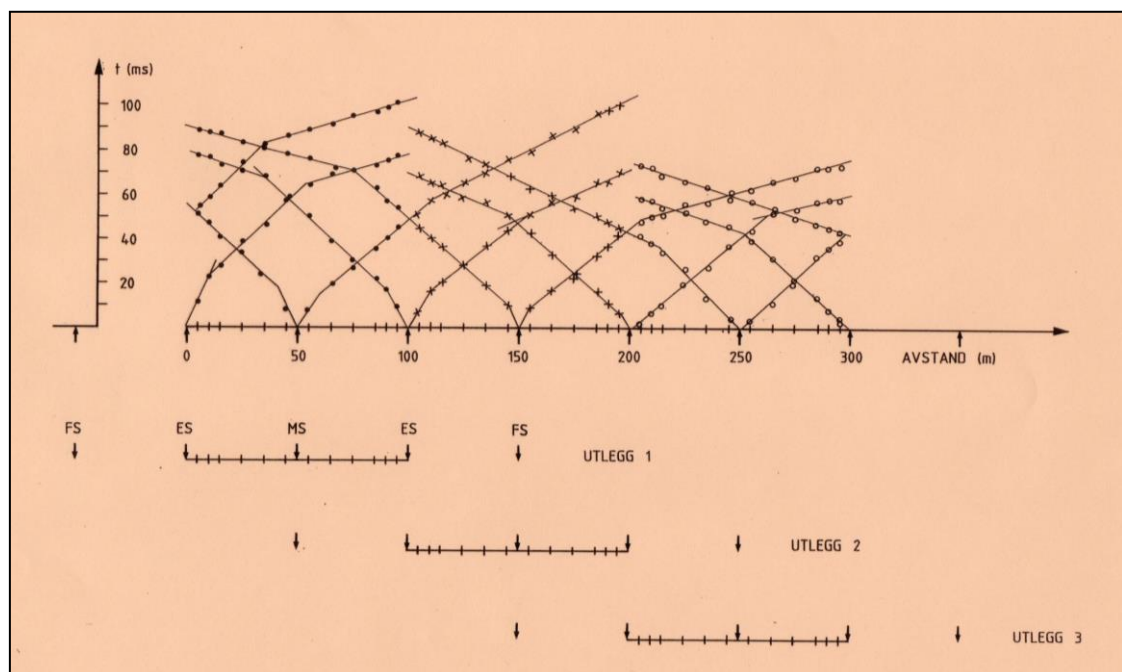


Figur 4.1: Prinsippskisse for refraksjonsseismikk (Bilde fra GeoPhysix.no).

4.1.2 Refraksjonsseismikk, tradisjonell tolking

Gangtider fra skudd i forskjellige posisjoner plottes opp i et gangtidsdiagram (anvendt tid som funksjon av avstand fra skudd) som vist i Figur 4.2.

Ut fra ankomsttider til de nærmeste geofonene fra et skudd kan hastigheten i lag nr. 1 beregnes som den inverse stigningskoeffisienten. For å kunne beregne hastigheten i de dypere lagene trengs det alltid skudd i motsatt retning (motskudd). Ut fra avstand til krysningspunkt mellom linjesegmentene, og linjesegmentenes skjæring med tidsaksen, kan dypet ned til laggrensene beregnes under hvert skuddpunkt. Dyp til laggrenser mellom skuddpunktene kan beregnes med Hagedoorns pluss-metode. Hastigheten i berg mellom skuddpunktene kan bestemmes med Hagedoorns minus-metode (Reynolds 2011).



Figur 4.2: Forenklet gangtidsdiagram for utlegg med 12 geofoner. MS angir midtskudd, ES endeskudd mens FS angir posisjoner for fjernskudd. Etter å ha skutt i alle posisjoner med utlegg 1, flyttes dette til neste posisjon og skytingen gjentas i nye posisjoner. På denne måten kan en skyte så lange profiler som ønskelig.

Forutsetninger for å benytte Hagedoorns pluss-minus-metode er at lagene er homogene og isotrope (en hastighet, samme i alle retninger), at det er klare hastighetskontraster fra lag til lag, og at helningen på laggrensene ikke er større enn 10° i forhold til overflaten. Sistnevnte kan ofte være en utfordring som det kan synes mot.

Hagedoorns metode ble videreutviklet av Palmer (1980). I stedet for å se på gangtider fra to skudd til en og samme geofon, benyttes gangtider til to geofoner på hver side av den geofonen en vil bestemme dyp til laggrenser og hastigheten i lagene. Dette gir en bedre stråledekning i dypet, derved bedre tolking. Metoden er blitt kalt GRM (Generalised Reciprocal Method).

4.1.3 Metodiske begrensninger ved tradisjonelle tolkinger

Selv om de fleste forutsetningene for å utføre refraksjonsseismikk er til stede, er det likevel enkelte situasjoner som gjør tolkinger mer usikre og laggrenser kan bli umulig å avdekke. Disse er (Reynold 2011):

1. Hastighetsinversjon
2. Manglende hastighetskontrast
3. Blindsonelag
4. Stor geofonavstand.

Hastighetsinversjon innebærer at hastigheten i et dypere lag er lavere enn i laget over. Dette betyr at bølgene som ifølge Snells lov skulle vært brutt (refraktert) fra et innfallslodd blir brutt mot innfallsloddet. Strålebanen vil da gå ned til en dypere laggrense og bli brutt normalt der. Effekten av dette er at laget med lavere hastighet ikke lar seg avdekke ved tradisjonell refraksjonsseismikk.

Manglende hastighetskontrast kan oppstå når to geologiske lag har samme hastighet. Et eksempel på dette kan være vannmettet sand/grus over leire. Begge disse materialtypene kan ha en p-bølgehastighet på ca. 1500 m/s, og dette vil ikke gi en bryting av strålebanene som gjør at laggrensen kan avdekkes.

Ved **blindsonelag** er forutsetningen om økende hastighet i lagene mot dypet oppfylt. Tykkelsen av det aktuelle laget og hastighetskontrasten gjør likevel at det er raskere å for lyden gå ned i et underliggende lag med enda høyere hastighet. Siden en alltid ser på førsteankomst til geofonene, vil det i visse situasjoner være fysisk umulig å avdekke et blindsonelag.

Ved **stor geofonavstand**, kan det være umulig å avdekke det mellomliggende kurvesegmentet som representerer refraksjoner fra dette mellomliggende laget. Også dette vil føre til at laget oversees.

I tillegg til disse fire svakhetene knyttet til refraksjonsseismikk må en også vurdere mulighetene for **siderefraksjoner**. Dette er en effekt av 3-dimensjonal (3D) geologi. Lydbølgene går ikke i vertikalplanet som forutsatt, men sidelengs til f.eks. en forhøyning i berget. Derved kartlegges avstanden til berg og ikke dyp til berg. Dette kan avdekkes med flere parallelle profiler eller kryssende profil.

Westerdahl (2003) viste at **fordypninger i bergoverflaten og kabelheng** ved regelmessig sjøbunnstopografi kunne feiltolkes som svakhetssoner i berg.

Et annet fenomen som kan gi feil dybdetolkinger er anisotrope forhold dvs. forskjellige hastigheter i forskjellige retninger. Forskjellig hastighet f.eks. vertikalt kan være vanskelig å avdekke med refraksjonsseismikk alene, noe som resulterer i feil i tolket dyp.

Tradisjonelt har det vært vanlig å angi usikkerhet i tolket dyp til en laggrense (overgang til berg) til $\pm 1\text{m}$ ved dyp mindre enn 1 m og $\pm 10\%$ av dyp når dette er større enn 10 m (Sjøgren 1984). Kvalitetsanalyser utført under dette arbeidet antyder at sistnevnte kan være $\pm 15\%$ av dypet når dette er større enn 10 m (Avsnitt 4.5).

De metodiske svakhetene som er listet her, er kanskje ikke alltid like kjent for brukere av refraksjonsseismikk. Forfatteren har erfart at de tolkinger som presenteres fra en undersøkelse, oppfattes som fasit og at det ikke tas tilstrekkelig høyde for usikkerheter som ligger i tolkingene. Dette er noe av grunnen til interessen for tomografisk inversjon og denne tolkingsmetodens muligheter og begrensninger. En annen grunn er at metoden har vært benyttet ukritisk og vist til dels misvisende resultater.

4.1.4 Geologisk tolking ut fra seismiske hastigheter

I Norge er det lange tradisjoner i å tolke løsmasstyper og bergmassekvalitet ut fra seismiske hastigheter.

Karakterisering av løsmasser

Løsmasser kan til en viss grad karakteriseres ut fra p-bølgehastighet. Refraksjonsseismisk arbeid ved NGU gjennom flere titalls år har resultert i empiriske data som vist i Tabell 4.1. Andre aktører kan ha noe avvikende verdier, men i hovedsak tilsvarende verdier.

Tabell 4.1: P-bølgehastighet i noen løsmasstyper og i enkelte bergarter (Fra www.ngu.no).

Løsmasse	P-bølgehastighet (m/s)	Bergart	P-bølgehastighet (m/s)
Myr	150 – 500	Sandstein	3000 – 3500
Leire (tørr)	600 – 1200	Kalkstein	4000 – 6000
Sand (tørr)	400 – 900	Dolomitt	2500 – 6500
Grus (tørr)	400 – 1000	Kvartsitt	5500 – 6000
Morene (tørr)	400 – 1600	Granitt	4800 – 5500
Leire (våt)	1200 – 1600	Gneis	4700 – 5800
Sand (våt)	1400 – 1800	Diabas	5700 – 6500
Grus (våt)	1400 – 1900	Gabbro	6200 – 6700
Morene (løs)	1500 – 1900	Ultramafisk	6500 – 7500
Morene (hard)	1900 – 2800		

Overlappende hastighetsintervaller for de forskjellige massetypene gjør det vanskelig å gi en entydig tolking. En har også sett at i tilfeller med hastighetsinversjon og blindsoneproblematikk er det fysisk umulig å påvise geologiske lag, og en karakterisering blir derfor umulig (Rønning m.fl. 2020b). Resistivitetmålinger kan ofte gi bedre karakterisering av løsmasstyper.

En mer nyansert oversikt av p-bølgehastigheter i norske lite oppsprukne bergarter er kartlagt ved borehullslogging (Elvebakk & Larsen 2021). Et sammendrag av dette arbeidet er vist i kapittel 7.1.

Karakterisering av bergmassekvalitet

Ut fra beregnet p-bølgehastighet i berg, er det mulig å tolke bergmassekvalitet og bergsikringsklasse. Tabell 4.2 viser hastighetsintervaller som ble benyttet i prosjektet «E39 Kryssing av Romsdalsfjorden» (Rønning m.fl. 2020a). En entydig klassifisering

kan være vanskelig da hastigheten i forskjellige bergarter kan variere (Tabell 4.1). En mer detaljert analyse av p-bølgehastighet i ikke oppsprukne bergarter er presentert i Kapittel 7.1, og her fremgår at vulkanske og metamorfe bergarter kan ha noe høyere hastigheter enn i sedimentære bergarter.

Tabell 4.2: Eksempel på tolket bergklasse ut fra p-bølgehastighet med tilhørende kvalitetsbeskrivelse.

Bergklasse	P-bølgehastighet (m/s)	Karakteristikk
A/B	> 5000	God til svært god bergmassekvalitet
C	4600 - 5000	Middels bergmassekvalitet
D	4000 - 4600	Dårlig bergmassekvalitet
E	3000 - 4000	Svært dårlig bergmassekvalitet
F	2000 – 3000	Ekstremt dårlig bergmassekvalitet
G	< 2000	Eksepsjonelt dårlig bergmassekvalitet

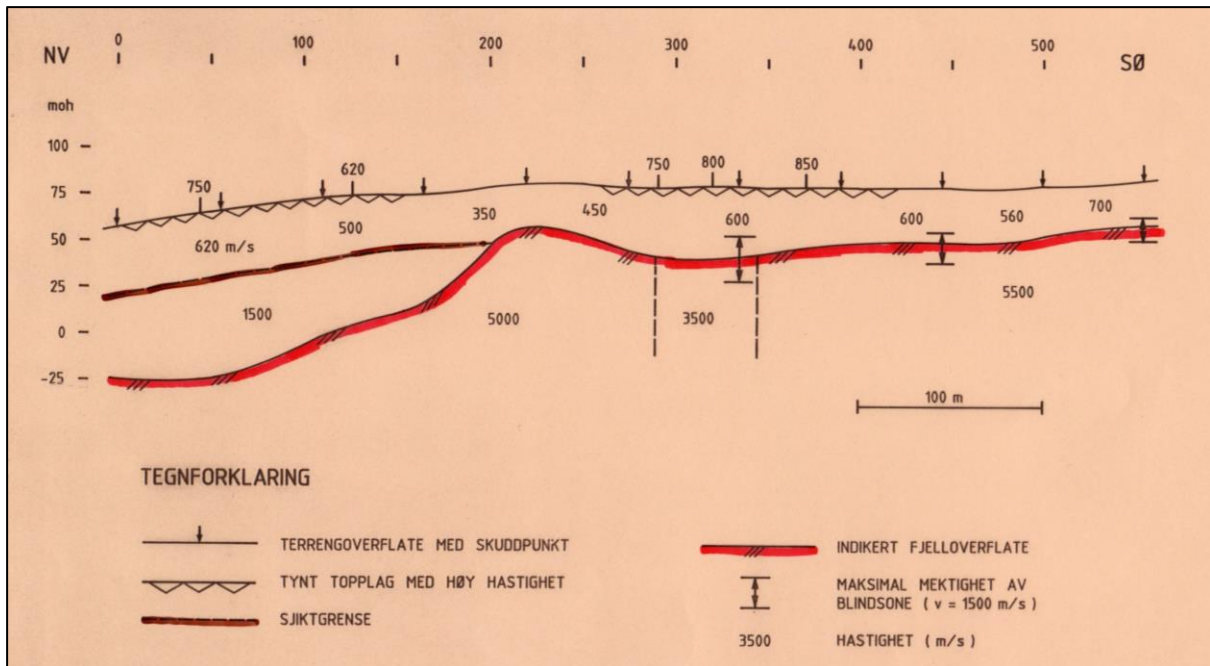
Nick Barton (2007) har studert sammenhengen mellom beregnet p-bølgehastighet og bergmassekvalitet og publisert en numerisk sammenheng mellom p-bølgehastighet og Q-verdi. Ut fra det som vites om usikkerheter i tolkingen av refraksjonsseismikk, kan dette kanskje dras en tanke for langt. Men, at det er en viss sammenheng mellom p-bølgehastighet og bergmassekvalitet ble vist ved to masteroppgaver ved NTNU i 2013 (Eidesen 2013, Gjelsnes 2013). I en felles del i disse to oppgavene dokumenteres en meget klar sammenheng mellom Q-verdi bestemt ved kjernelogging og beregnet ut fra p-bølgehastighet fra refraksjonsseismiske profiler.

4.1.5 Eksempel på tradisjonell tolking av refraksjonsseismikk

Et eksempel på tradisjonell tolking av et refraksjonsseismisk profil er vist i Figur 4.3. Dette profilet illustrerer godt muligheter og begrensninger knyttet til refraksjonsseismiske tolkinger.

I toppen av profilet indikeres et tynt lag med løsmasser der hastigheter er fra 620 m/s og opp mot 850 m/s. Under dette er hastigheten noe lavere (350 – 700 m/s) og dette tolkes som tørre sand – og grusmasser (Tabell 4.1). Høyere hastighet i toppen viser eksempel på hastighetsinversjon, som normalt er vanskelig å avdekke. I dette tilfellet er «høyhastighetslaget» tynt og opptrer bare stedvis, noe som gjør det mulig å avdekke de lavere hastighetene under. Dersom dette ikke ble avdekket, ville tykkelsen av de tørre grusmassene blitt tolket for stor.

Til venstre i profilet, mot nordvest, indikeres et lag med hastighet 1500 m/s. Dette kan tolkes som vannmettet sand og grus, men med overlapp i hastigheter kan dette lik godt vært marin leire eller løst lagret (tørr) morene (Tabell 4.1). Her kan det også finnes to geologiske lag, begge med hastighet 1500 m/s (f.eks. vannmettet sand/grus over marin leire, Tabell 4.1). Siden de to geologiske lagene har nær samme hastighet, er det umulig å avdekke dette med refraksjonsseismikk. I prinsippet kunne en også ha et morenelag med hastighet 2000 – 2200 m/s rett over berg uten at dette kunne avdekkes på grunn av blindsoneproblemet.



Figur 4.3: Eksempel på tradisjonell tolking av refraksjonsseismikk (Tønnesen 1979).

Indikert total tykkelse av løsmassene er ca. 80 m lengst i nordvest i profilet (mot venstre). Dersom det her finnes morene med hastighet ca. 2200 m/s i en blindsoner rett over berg, kan løsmassetykkelsen være betydelig høyere, og tykkelsen av laget med hastighet 1500 m/s desto tynnere.

Til høyre i profilet, mot sørøst, indikerer måledata at tørr sand og grus ligger direkte på berg. Her kan imidlertid vannmettet sand og grus med hastighet 1500 m/s ligge i en blindsoner. Vertikale piler viser hvor tykt et slikt lag kan være på det aktuelle dypet uten at de er mulig å oppdage det. Dyp til berg kan her være fra ca. 20 m til ca. 30 m på grunn av vannmettet sand/grus i blindsoner.

Sentralt i profilet er det avdekket en forhøyning i bergoverflaten. Dersom det er store variasjoner i terrenget vinkelrett på profilet, kan dette skyldes en siderefraksjon, og da indikeres avstanden til berg og ikke det vertikale dypet. For å avklare dette trengs parallelle profiler, eventuelt et profil som står vinkelrett på det viste profilet.

P-bølgehastigheten i berg er i hovedsak 5000 m/s eller høyere. Dette indikerer god til svært god bergmassekvalitet (Tabell 4.2). Midt i profilet fremstår imidlertid en ca. 50 m bred sone med hastighet 3500 m/s. Siden den klart ligger i berg, tolkes dette som svært dårlig bergmassekvalitet (Tabell 4.2).

Læringspunkt

Tradisjonell refraksjonsseismikk kan gi verdifull informasjon om løsmassemektheter (dyp til berg), løsmassetyper og bergmassekvalitet. Problemer knyttet til hastighetsinversjon, blindsoner og siderefraksjoner kan gi usikre tolkinger av løsmassemektheter, og overlappende hastigheter gir usikre tolkinger av løsmassetyper.

4.1.6 Muligheter med tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk

Ved **tomografisk inversjon** av refraksjonsseismikk, må det først defineres en startmodell som består av regelmessige celler med en gitt hastighet. Ut fra denne startmodellen beregnes (forlengs modellering) hvilken respons denne modellen gir, og denne sammenlignes med de målte data. Avviket mellom modellens respons og de målte data angis som en RMS-feil (Root Mean Squared) i prosent eller i ms (millisekund). Hastigheten i cellene endres på en måte som gir bedre tilpasning til målte data. Responsen fra den nye modellen beregnes og denne sammenlignes med de målte data (første iterasjon). Denne prosessen gjentas (flere iterasjoner) inntil endringene gir minimale forbedringer eller at et gitt antall iterasjoner er gjennomført. I noen tilfeller kan inversjonen utføres i flere runder (multi-run) der inversjonsparametere endres for hver runde. Ofte blir inversjonsprosessen kalt Eiconal Wavelet Traveltime (WET).

Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk er en relativt ny metode i Norge. De første data som ble tolket på denne måten var muligens refraksjonsseismikk utført for «Fellesprosjektet E6 – Jernbane langs Mjøsa» av Rambøll DK (Wisén 2008). I ettertid har flere aktører tolket sine data med tomografi, og en må dessverre si at alt arbeid er ikke like bra. Dette har trigget NGU til å se nærmere på muligheter og begrensninger ved **modellering av refraksjonsseismisk tomografi**. Dette går ut på at det defineres en geologisk/geofysisk modell og ut fra denne beregnes syntetiske data (forlengs modellering). Disse data blir ofte tillagt noe støy, og så invertert som om det var målte data. Siden en kjenner den syntetiske modellen (fasiten), kan metodens muligheter og begrensninger undersøkes ved å sammenligne den inverterte modellen med modellen de syntetiske data ble beregnet fra.

Dersom forutsetningene for tradisjonelle tolkinger ikke er til stede, er tomografisk inversjon av refraksjonsseismikken et godt alternativ. Dette gjelder spesielt i tilfeller der hastigheten i grunnen øker gradvis slik at en ikke får noen markerte knekkpunkter i gangtidskurvene (se Figur 4.2). Tomografisk inversjon kan også fungere bedre ved hastighetsvariasjoner i de enkelte lag. Spørsmålet er da om tomografisk inversjon også kan takle problemer knyttet til hastighetsinversjon, blindsonelag og fordypninger i berget som feiltolkes som svakhetsone. De andre svakhete knyttet til refraksjonsseismikk kan ikke tomografisk inversjon gjøre noe med (manglende hastighetskontrast, for liten geofonavstand og siderefraksjoner).

Internasjonalt har det vært jobbet mye med å utvikle tolking av refraksjonsseismikk med tomografisk inversjon (se bl.a. Sheehan m.fl. 2005, Zelt m.fl. 2013). Flere programsystemer er kommersielt tilgjengelig som f.eks. DW Tomo (www.geogiga.com), Seislmager (www.geometrics.com/software/), GeoCT2 (www.harbourdom.de/geo_ct.htm). Mange aktører, NGU inklusive, benytter programmet Rayfract (Intelligent Resources 2019). Programmet er kort beskrevet i avsnitt 4.2.2, men det er under konstant utvikling og oppdateringer legges jevnlig ut, nå siste med forbedret glatting (Zelt & Chen 2016).

Ved all inversjon av geofysiske data er det nødvendig med en startmodell. Ofte benyttes en en-dimensjonal startmodell der hastigheten øker gradvis mot dypet. I programmet Rayfract kan en startmodell genereres på flere måter, også to-dimensjonale. NGU har gjennom flere år utforsket mulighetene for påvising og

karakterisering av svakhetssoner i berg med programmet Rayfract (Tassis m.fl. 2017 og 2018, Rønning m.fl. 2016a, 2019a og 2019b, 2020b). Riktig valg av startmodell har stor innflytelse på hvor bra sluttproduktet blir. I kapittel 4.3 oppsummeres erfaringer med bruken av Rayfract frem til 2019. Dette er utdrag av artikkel presentert på Bergmekanikkdagen 2019 (Rønning m.fl. 2019b). I kapittel 4.4 oppsummeres modelleringer foretatt i ettertid (Rønning m.fl. 2020b) der en også ser på hvor gode tolkinger av dyp til berg det er mulig å få til i tillegg til påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg.

4.2 Refleksjonsseismikk, metodebeskrivelse

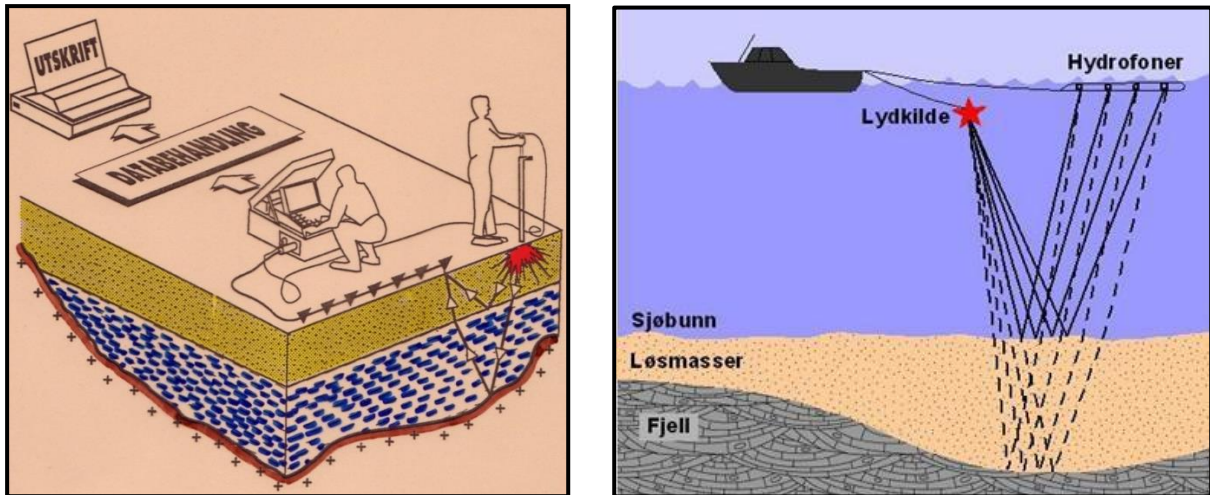
Ved refleksjonsseismiske undersøkelser benyttes reflekterte bølger fra laggrenser i bakken (Figur 4.4) og ikke brutte (Refrakterte) bølger som i refraksjonsseismikken. Disse bølgene går nær vertikalt ned mot dypet og får en kortere gangbane enn refrakterte bølger. Det betyr at svakere energikilder kan benyttes (Mauring & Rønning 1991). Den vertikale oppløsningen er avhengig av bølgelengden (frekvensen) i det utsendte signalet og det er viktig at denne er så kort som mulig (høyt frekvensinnhold) for å få god oppløsning.

4.2.1 Refleksjonsseismikk, utførelse av målinger

Ved refleksjonsseismiske undersøkelser på land, kan det benyttes geofoner med fast kobling til bakken, eller det kan benyttes slepet kabel. Sistnevnte forutsetter spesielle geofoner som en ikke trenger å trykke ned i bakken. Det har vært vanlig å benytte haglskudd (stålhagl) som energikilde (Mauring & Rønning 1990, 1995a og 1995b), men elektriske tennere er også benyttet ved undersøkelser i Norge (Hansen et al. 2002). Dynamitt kan benyttes, men denne energikilden har et lavt frekvensinnhold og gir derved mindre vertikal oppløsning.

Ved ingeniørgeologiske undersøkelser i sjø, benyttes hydrofoner i stedet for geofoner, og disse er ofte bygd inne i en slange med avstand 5 m eller mindre («Streamer»). Også ved marine undersøkelser kan det benyttes en fiksert hydrofonkabel på sjøbunnen eller en kan slepe en «streamer» i sjøoverflaten. Som energikilde kan det benyttes «Pinger» (høy frekvens, lav energi) for grunne høyoppløselige undersøkelser, «Boomer» (medium frekvens og energi) for undersøkelser ned til ca. 100 m eller «Sparker» (noe lavere frekvens, høy energi) for dypere undersøkelser (> 100 m). I noen tilfeller har også dynamitt vært benyttet, men da var undersøkelsen primært utført som refraksjonsseismikk (IMPAKT 2020, Rønning m.fl. 2020a).

Skuddene kan plasseres i en fast avstand til første geofon/hydrofon, men det kan også skytes mellom disse. På land er det viktig å finne en riktig avstand fra skuddpunkt til geofonene (optimum window) slik at en støy fra overflatebølger kan minimaliseres (Mauring & Rønning 1991).



Figur 4.4: Prinsippskisse for refleksjonsseismikk på land (Figur fra ngu.no) og i sjø (Fra Geophysix.no).

4.2.2 Muligheter og begrensninger ved refleksjonsseismikk

Ved refleksjonsseismikk kan en få et godt bilde av løsmassenes oppbygning og tykkelse. Sistnevnte forutsetter at målingene gjøres på riktig måte slik at hastighet i de enkelte lagene kan bestemmes. Metoden kan takle problemer knyttet til hastighetsinversjon og blindsoneproblematikk dersom tykkelsen av lagene er stor nok. Metoden kan også avdekke lag som ikke kommer frem ved stor geofonavstand ved refraksjonsseismikk. I noen sammenhenger kan metoden også avdekke laggrensener uten kontrast i seismisk hastighet. Refleksjonene styres av akustisk impedans som er produktet av seismisk hastighet og materialenes tetthet. Med lik hastighet, men med tilstrekkelig stor kontrast i tetthet, kan det være mulig å få reflekser på geologiske materialer med samme hastigheter.

Ved målinger på land kan massene det måles på gi utfordringer. Metoden krever finkornige gjerne vannmettede sedimenter. Tørre avsetninger vil dempe energien og filtrere ut høye frekvenser slik at oppløsningen avtar. Ved marine undersøkelser er dette vanligvis ikke noe problem da både skudd og hydrofoner plasseres i homogene vannmasser. Stor mektigheter krever mer energi (andre energikilder) og da vil frekvensinnholdet i utsendt signal ofte avta og derved den vertikale oppløsningen.

Refleksjonsseismikk kan gi meget gode hastigheter i ulike lag, men dette forutsetter at kabelutlegg er langt nok for sikre hastighetsanalyser (Rønning m.fl. 2020a). Gode hastighetsanalyser gjør det ofte lettere å tolke løsmassetype. Metoden har begrensede muligheter for å bestemme hastighet i berg noe som gir dårlige muligheter for karakterisering av bergmassekvalitet.

4.2.3 Prosessering av refleksjonsseismikk

Prosesseringen av refleksjonsseismikk er tradisjonelt mer omfattende enn ved refraksjonsseismikk. Dette har endret seg etter at det har blitt vanlig med tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk.

Prosesseringen kan deles inn i tre trinn, pre-prosessering, prosessering og visualisering. En fullstendig beskrivelse av prosesseringen vil føre for langt i denne sammenheng da forskjellige aktører gjør dette på forskjellige måter. Nedenfor listes hovedtrekkene i prosesseringen.

Pre-prosessering:

- **Tilrettelegging** (organisering) av data for prosesseringen
- **Sletting** av data med mye ekstern støy (undersøkelser på land)
- **Fjerning** av systemgenerert støy (undersøkelser i sjø)

Prosessering

- **CMP-sortering**, finne frem til data som kommer fra samme sted i dypet (Common Mid-Point)
- **Hastighetsanalyse**, bruke refleksjonenes form til å finne hastighet ned til lagene
- **NMO-korreksjon**, korrigere for ekstra gangtid ved økende avstand mellom skudd og geofon/hydrofon
- **Stacking**, setter sammen NMO-korrigerede traser som kommer fra samme punkt i undergrunnen slik at reduserer støyen
- **Fjerning av multipler**, energi som har gått to ganger ned til sjøbunnen (kabel i overflaten), fjerning av refleks fra overgang sjø til luft (kabel på sjøbunnen).
- **Migrering**, fører kunstige reflekser tilbake til stedet de kom fra; hyperbler fra punktreflektorer og spredninger (diffraksjoner) fjernes, skråstilte lag får riktig vinkel, kunstig effekt fra fordypning i reflektor («bow-tie») fjernes.
- **Dekonvolvering**, materialenes påvirkning av signalet reduseres, refleksene blir skarpere
- **Båndpassfiltrering**, uheldige frekvenser i signalene som kan gi forstyrrelser i bildet (støy) fjernes

Visualisering

- Det prosesserte bilde av refleksjonsseismikken presenteres i gråtoner, i farger eller som bilder av det reflekterte signalets amplitude (wiggle trace) med passende tidsavhengig forsterkning (økende forsterkning av senere reflekser).

Det er ikke nødvendig å gjennomføre alle trinnene i denne prosesseringsrekken, men jo flere av trinnene som vellykket gjennomføres, jo bedre blir det endelige bilde av undergrunnen. For at brukere skal kunne vurdere kvaliteten av et presentert refleksjonsseismisk bilde, må prosesseringstrinnene rapporteres.

4.2.4 Eksempel på refleksjonsseismisk profil

Et eksempel på et ferdig prosessert refleksjonsseismisk profil er vist i Figur 4.5. Innsamlingsparametere er listet i Tabell 4.3. Data er samlet inn med en 150 m lang hydrofonkabel («streamer») med 48 hydrofongrupper. Dette gir opp til 24 refleksjoner fra hvert punkt i undergrunnen (24 fold). Avstanden mellom hydrofongruppene er

3,125 m, og disse slepes ca. 0,7 m nede i sjøen 6,33 m bak og 7 m til side for energikilden (SPARKER, GSO 540 tip). Skudd avfyres hver 3,125 m ca. 0,5 m nede i vannet.

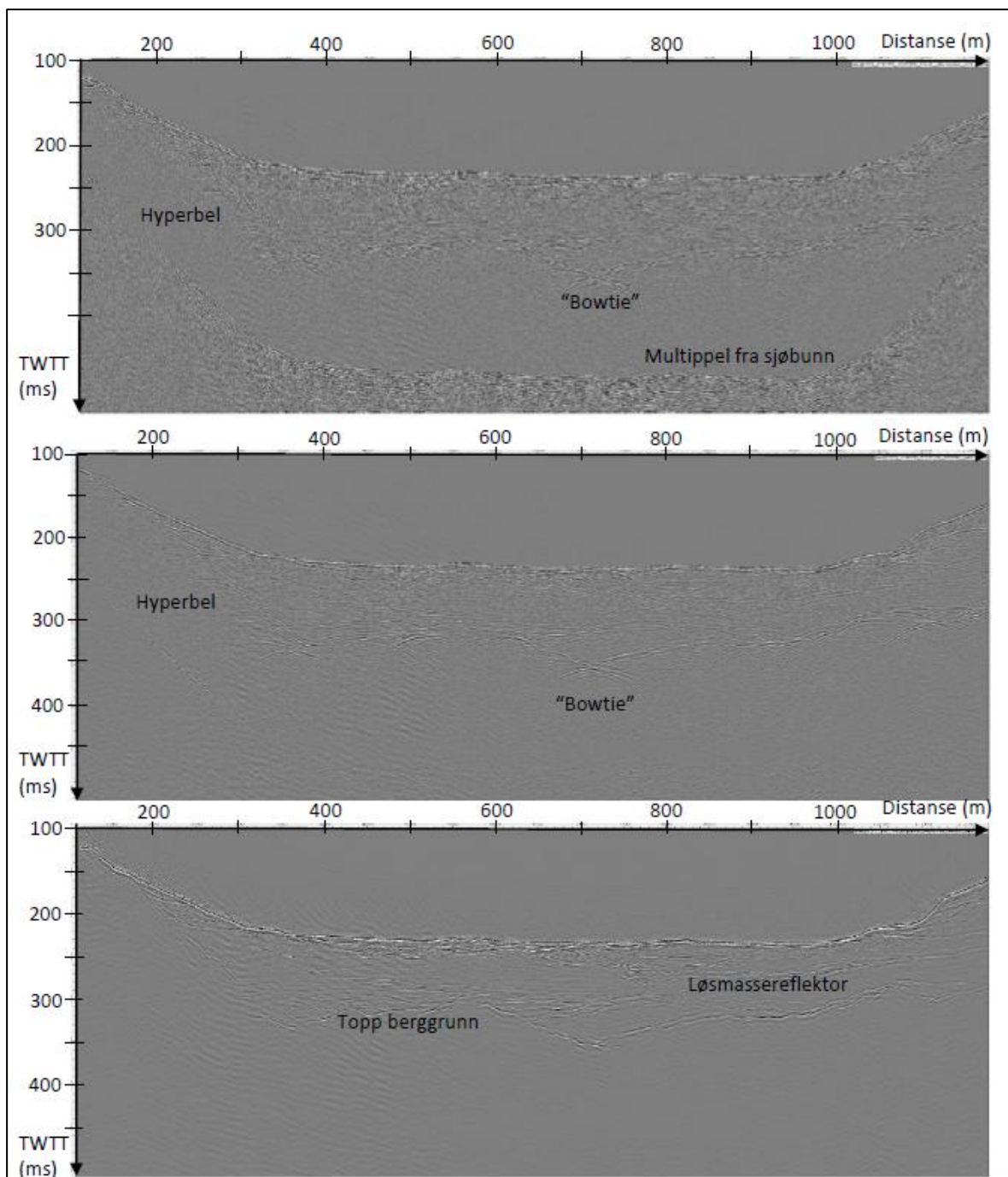
Opptakssystemet har også 48 kanaler og i tillegg 4 frie kanaler for annen benyttelse. Samplingsintervallet er på 0,125 ms som gir en samplingsfrekvens på 8000 Hz. Dette er tilstrekkelig for opptak av data med et frekvensinnhold opp mot 4000 Hz. Opptakstiden (TWTT, Two Way Travel Time) er på 1100 ms som er mer enn nok til å penetrere opp mot 1000 m med løsmasser (1600 m/s – 2200 m/s).

Seismic Equipment	
Geo-Eel streamer	1
Active length	150 m
Number seismic groups	48
Fold	24
Group spacing	3.125 m
Group length	3.125 m
Streamer depth	0.7 m ± 0.2 m
Inline offset	6.33 m
Lateral offset	7 m
Source	GSO 540 tip sparker
Shot point interval	3.125 m
Source depth	0.5 m ± 0.2 m
Recording System	
Number of auxiliary channels	4
Number of seismic channels	48
Sample interval	0.125 ms
Record length	1100 ms
Format	SEG-D (demuxed)

Tabell 4.3: Innsamlingsparametere for FUGROs refleksjonsseismiske undersøkelser i Romsdalsfjorden (fra FUGRO 2018a).

De innsamlede data er prosessert med alle trinnene vist i kapittel 4.2.3. I øverste bildet i Figur 4.5 er det foretatt preprosessering (rydding i data), CMP-sortering, hastighetsanalyse, NMO-korreksjon og «stacking» (laget gjennomsnitts-trace av refleksjoner fra samme punkt i undergrunnen). Bildet i midten viser effekten av å fjerne multippel av sjøbunnsreflektoren mens kunstige effekter fra forhøyninger i bergoverflaten (hyperbler) og effekt av forsenkninger i bergoverflaten («Bow-tie») fremdeles er synlig. I det nederste bildet er det foretatt migrering (hyperbler og «bow-tie») er fjernet, reflektorene er skarpere ved at det er foretatt dekonvolving og uheldige frekvenser er tatt bort med tidsavhengig båndpassfiltrering (100 Hz – 1200/800 Hz). Dessverre må bildet forstørres noe for å få frem detaljene. Det er viktig å være klar over at refleksjonsbildet kan inneholde 3D-effekter med sidereflekser langs profilet og til side for profilet.

Alle presentasjonene i Figur 4.5 er vist med tovegs gangtid (TWTT) langs vertikalaksen. I kapittel 4.5.4 blir viktigheten av å benytte korrekte hastigheter i dybdekonverteringen diskutert.



Figur 4.5: Eksempel på refleksjonsseismisk prosessering, Romsdalsfjorden profil H07R_01019 (modifisert fra FUGRO 2018a). Øverst: Rå-data hvor metodisk støy er filtrert bort. I midten: Profilet etter at multippel fra sjøbunnen er fjernet. Nederst: Endelig plott hvor det er foretatt migrering, båndpassfiltrering og dekonvolvering (se teksten for forklaring).

Læringspunkt

Med refleksjonsseismikk er det mulig å få detaljerte bilder av løsmassene. Metoden er ikke så god til å påvise og karakterisere svakhetssoner i berg. Profesjonell prosessering av måledata er viktig for å komme frem til pålitelige bilder av løsmassene.

4.3 Modellering av refraksjonsseismisk tomografi,

NGUs arbeid med modellering av muligheter og begrensninger ved tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk ble presentert på Bergmekanikkdagene i 2017 og 2019 (Rønning m.fl. 2017a, Rønning m.fl. 2019b). I det følgende presenteres modelleringsdelen av artikkelen fra 2019 med noen mindre oppdateringer.

HVORDAN BØR REFRAKSJONSSEISMIKKEN UTFØRES, TOLKES OG PRESENTERES? Tradisjonell tolkning eller tomografisk inversjon

Jan Steinar Rønning, Seniorforsker NGU, Førstemanuensis II, NTNU
Georgios Tassis, Forsker/Geofysiker NGU
Terje Kirkeby, Senioringeniør Vegdirektoratet
Morgan Wåle, Overingeniør GeoPhysix
Siegfried Rohdewald, President Intelligent Resources Inc.

SAMMENDRAG

I et samarbeid med Statens vegvesen Vegdirektoratet, har Norges geologiske undersøkelse (NGU) studert tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data med bruk av programmet Rayfract®. Metodens muligheter og begrensninger ved sprekkesonepåvisning er studert ved å beregne syntetiske data fra kjente modeller og så se hvordan den inverterte modellen stemmer med utgangsmodellen. Flere metoder for generering av startmodell og forskjellige inversjonsprosedyrer er testet. NGU mener at antatt beste prosedyre er å generere en startmodell med Hagedoorn's Pluss-Minus-metode, foreta en «multi-run» inversjon med metoden «Conjugate Gradient», vekte data med metoden «Cosine Squared» og benytte minimal glatting.

4.3.1 Innledning

I de senere årene har forundersøkelser for tunneler endret seg. Resistivitet er introdusert som en ny metode, og tolkning av refraksjonsseismikk presenteres ofte som tomografisk inverterte hastighetsprofiler i farger. En sammenstilling av ny og gammel tolkning av refraksjonsseismikk har vist sprikende resultater og disse stemmer nødvendigvis ikke med resistivitetstolkninger (Rønning m.fl. 2009c). I et samarbeid med Statens vegvesen Vegdirektoratet, har NGU studert tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data. Arbeidet har resultert bl.a. i fire NGU-rapporter (Rønning m.fl. 2016a og 2019b, Tassis m.fl. 2017 og 2018). Noen resultater fra de eldste rapportene ble presentert på Bergmekanikkdagen i 2017 (Rønning m.fl. 2017a).

En meget viktig del av dette arbeidet er å se hvordan forskjellige tolkingsalternativer av refraksjonsseismikken og resistivitetsdata stemmer med det en finner under tunneldriving. Arbeidet presentert på Bergmekanikkdagen 2017, handlet mye om dette. Resultater fra geofysikken ble sammenholdt med ingeniørgeologiske observasjoner fra drivingen av de to tunnellopene ved nordre del av Knappetunnelen ved Ringveg Vest i Bergen. Et metodestudie antydte at en ved tomografisk inversjon kunne påvise flere potensielle svakhetssoner enn hva tradisjonelle tolkninger kunne (Rønning m.fl. 2017a). Ved å sammenholde dette med hva som ble påvist ved

tunneldrivingen viste det seg at tomografisk inversjon viste mange falske svakhetssoner, og det var flere soner med dårlig bergmassekvalitet som ikke ble påvist. Studiet viste at tradisjonelle tolkinger hadde tilnærmet det samme antall treff på svakhetssoner (17 vs. 16) som den tomografiske inversjonen, men at det var resistivitetsmålinger som påviste flest soner (18). I ettertid har det vist seg at inversjonsprosedyren ved dette arbeide ikke var den beste.

Det meste av arbeidet som presenteres i denne artikkelen bygger på modellering av syntetiske data. Ut fra en definert syntetisk modell beregnes hvilke ankomsttider en vil få fra forskjellige skuddposisjoner til ett sett geofoner. Disse data kan så inverteres med valgte prosedyrer. Fordelen med dette er at en kan velge både geofonavstand og skuddpunkt plasseringer fritt. Invertert modell blir så sammenlignet med den modellen de syntetiske data ble beregnet fra. På denne måten kan muligheter og begrensninger med metodikken studeres.

NGU har benyttet programmet Rayfract[®] ved sine inversjonsstudier. Inversjonen kan deles inn i tre trinn: organisering av måledata, generering av en startmodell og selve inversjonen (se Figur 4.6). Startmodell kan i prinsippet genereres på fem forskjellige måter, og ved selve inversjonen er det mange prosedyrer å velge i. NGUs modelleringer av refraksjonsseismikk har vist at valg av startmodell og inversjonsprosedyre kan ha stor innflytelse på hvor godt resultatet blir. NGU har konkludert med at for kartlegging av svakhetssoner i berg er antatt beste prosedyre for tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data å benytte en 2D startmodell generert med Hagedoorn's Pluss-Minus-metode, «multi-run» inversjon med metoden «Conjugate Gradient» med «Cosine-Squared» vektning og minimal glatting (Tassis m.fl. 2017). Ved all inversjon som presenteres i denne artikkelen benyttes denne prosedyren, men med forskjellig valg av startmodell.

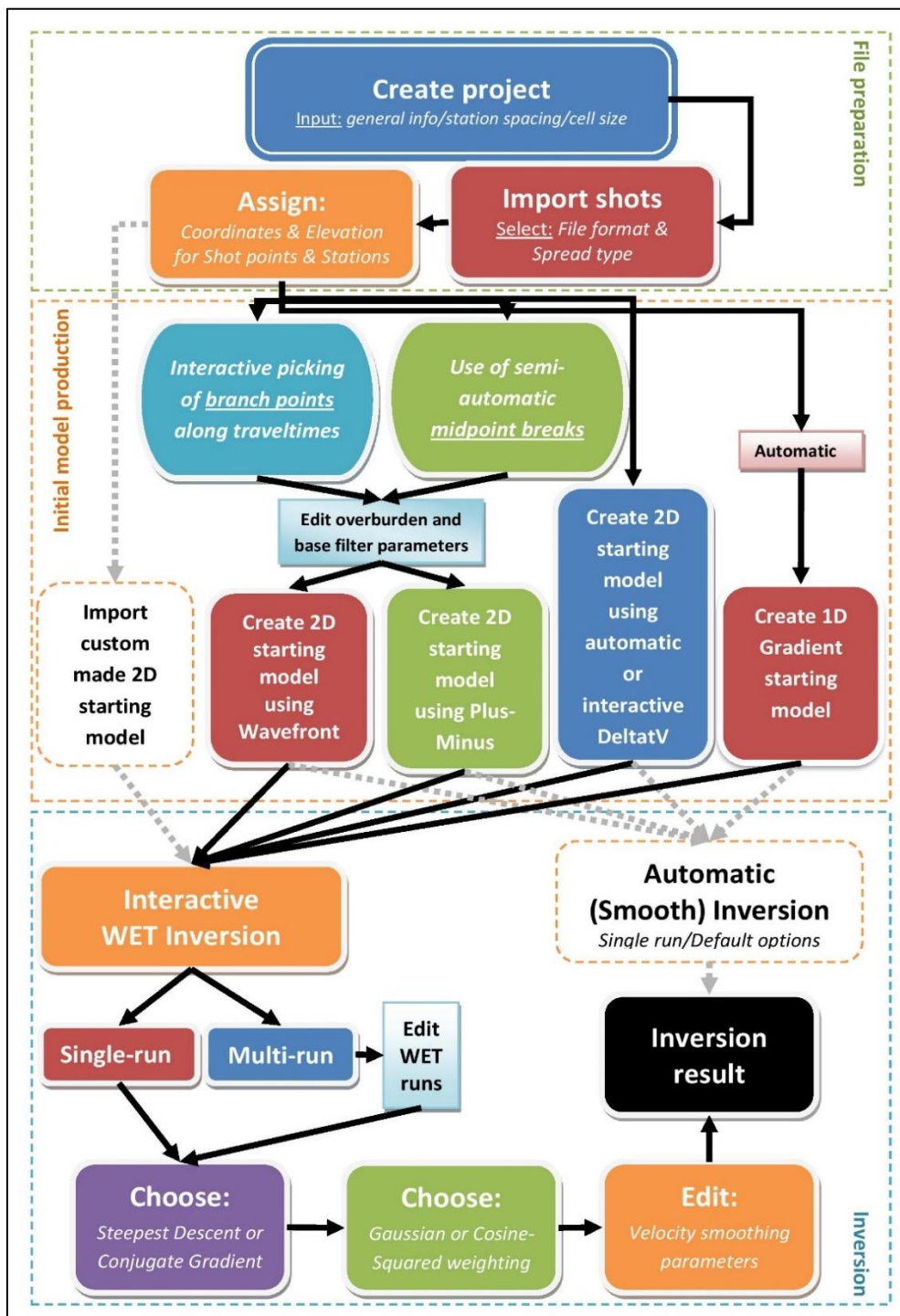
Ved arbeidet presentert på Bergmekanikkdagen i 2017 (Rønning m.fl. 2017a), ble startmodeller generert ved 1 D Standard glatt inversjon (Intelligent Resources 2019) og 2 D Plus-Minus-metoden (Hagedoorn 1959) uttestet. Det ble konkludert med at startmodell generert med DeltatV-metoden (Gebrande & Miller 1985) og Bølgefront-metoden (Bruckl 1987, Ali Ak 1990) også burde testes for å kunne gi et komplett bilde av hvor godt tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data fungerer. I ettertid er dette utført (Tassis m.fl. 2018) og noe av dette arbeidet presenteres i denne artikkelen.

Ved tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data er det viktig å ha kort geofon- og skuddpunktavstand. I dette arbeidet er effekten av geofonavstand på 1 m med skuddavstand 3 og 4 m samt geofonavstand 2 m med skuddpunktavstand 6 og 8 m studert i detalj. Dette er langt mer detaljert enn hva som hittil har vært praksis i Norge. Undersøkelsene vil selvsagt bli dyrere og spørsmålet blir hva en får i informasjonsgevinst.

Georgios Tassis (NGU) har utført det aller meste av modelleringsarbeidet. Siegfried Rohdewald, som har utviklet programvaren Rayfract, har bidratt med råd og i tillegg foretatt modelleringen med metoden DeltatV/XTV. Morgan Wåle ved GeoPhysix har tolket refraksjonsseismikken med tradisjonelle teknikker.

4.3.2 Kort beskrivelse av programmet Rayfract®

Ved NGUs arbeid med tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data er programsystemet Rayfract® benyttet. En studie av Sheehan m.fl. (2005) sammenlignet flere kommersielt tilgjengelige inversjonsprogrammer for flere problemstillinger og Rayfract kom gunstig ut av denne testen og er det programmet de aller fleste aktører benytter i dag. Et flytskjema for programmet Rayfract® er vist i Figur 4.6.



Figur 4.6: Flytskjema for programmet Rayfract®. Svarte piler viser prosedyrer som er benyttet i NGUs arbeid mens grå stiplede linjer er muligheter som hittil ikke er benyttet av NGU.

Rayfract® kan prosessere både P-bølge og S-bølge refraksjonsseismikk og i tillegg borehulls-undersøkelser. Programmet er meget avansert og benytter flere tolkningsmetoder. Første versjon (v. 1.3) ble sluppet i 1998. Ved arbeidet som ble presentert på Bergmekanikkdagen i 2017 ble versjon 3.33 fra 2015 benyttet, mens det i arbeidet som her rapporteres ble benyttet versjon 3.35 publisert i 2018 (Intelligent Resources 2019). Programsystemet utvikles kontinuerlig slik at nye rutiner og forbedringer av eksisterende gjøres tilgjengelig.

Noe som kan oppfattes som en ulempe med programmet er at hastighetsprofiler ofte presenteres i farger uten angivelse av hastighetsverdier. Dersom en ønsker å tolke hastighet i en svakhetszone, må en derfor benytte fargeskalaen for å tolke denne. For å få gode hastighetsprofiler må ikke skudd- og geofonavstanden være for stor. Ideelt bør det være ett skudd for hver tredje geofon og gjerne 2 m mellom geofonene. I noen tilfeller kan ett skudd per 6. geofon aksepteres. Programmet varsler hvis en prøver å tolke kompliserte modeller med for liten datadekning.

Med programmet Rayfract® kan hastighetsprofiler tolkes automatisk. Programmet kan bedre takle reelle geologiske variasjoner som vertikal hastighetsgradient innenfor lag, hastighetsinversjoner (Reynolds 2011), utkiling av lag, forkastninger og hastighetsanomalier (Intelligent Resources 2019). Om en vil ha mer kontroll med startmodell for inverteringen, kan en benytte tradisjonelle tolkningsteknikker til dette.

Ved all inversjon av måledata må en ha en startmodell. Rayfract® kan generere en slik startmodell automatisk eller styrt av operatør på flere måter. En kan begynne med en 1D eller en 2D hastighetsmodell som kan være generert ved (se Figur 4.6):

- 1 D Standard glatt inversjon (Intelligent Resources 2019)
- 2 D DeltatV-metoden (Gebrande & Miller 1985)
- 2 D Plus-Minus-metoden (Hagedoorn 1959)
- 2 D Bølgefront-metoden (Bruckl 1987, Ali Ak 1990)

I tillegg kan en også benytte en egendefinert startmodell. Bølgefront-metoden kan betraktes som en optimalisert versjon av GRM-metoden (Generalized Reciprocal Method, Palmer 1980). Ved Pluss-Minus-metoden og Bølgefront-metoden kan en manuelt plukke knekkpunkter (branch points) i gangtidskurvene eller automatisk ved såkalte «Midpoint breaks» der en ser på gangtidskurver for CMP-data (Common MidPoint), data som viser gangtid for økende avstand mellom skudd og geofon.

Med utgangspunkt i en av disse startmodellene, er neste trinn en inversjonsrutine som blir kalt "Wavepath Eikonal Traveltime" WET, (Schuster & Quintus 1993, Watanabe m.fl. 1999). Denne inversjonen produserer 2D hastighetsmodeller. Som vist i Figur 4.6 kan en også her velge blant flere metoder, «Single-run» eller «multi-run», «Steepest Descent» eller «Conjugate Gradient» inversjon, «Gaussian» eller «Cosine» vektning og flere glattingsmuligheter. Ved «Multi-run» kan inversjonsparametere endres for hver inversjonsrunde. For presentasjon av hastighetsprofiler benyttes programmet Surfer (Golden software). Forlengs modellering av førsteankomster benytter rutiner publisert av Lecomte m.fl. (2000).

4.3.3 Modellering med varierende geofon- og skuddpunktavstand

Kort geofon- og skuddpunktavstand er viktig for å få et godt resultat ved tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data. I dette avsnittet studeres resultatene ved å benytte geofonavstand 5 m, som hittil har vært vanlig i Norge, og kortere geofonavstand (1 m og 2 m).

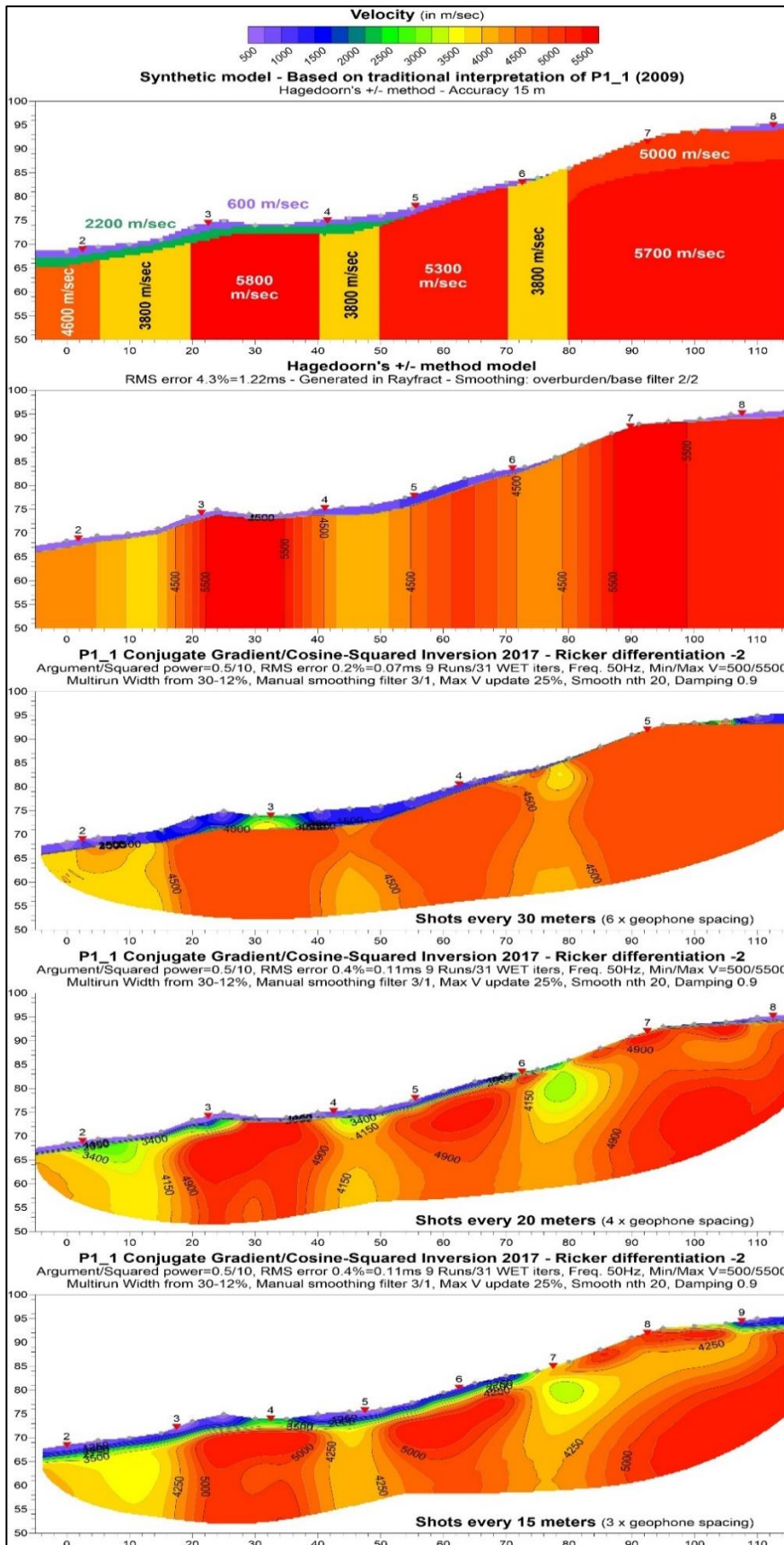
Geofonavstand 5 m og varierende skuddpunktavstand

I Figur 4.7 benyttes en geofonavstand på 5 m og med skuddpunktavstander 30 m, 20 m og 15 m. Den syntetiske modellen vist øverst er identisk med tradisjonell tolking av linje P1-1 fra Knappe-tunnelen i Bergen (Wåle 2009). Under denne vises den automatiske tolkingen med Hagedoorn's Pluss-Minus-metode. De tre nederste bildene viser tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre med henholdsvis 30 m, 20 m og 15 m skuddpunktavstand.

Den **syntetiske modellen viser to løsmasselag** med hastigheter 600 m/s og 2200 m/s. Ved den automatiske tolkingen med Hagedoorn's metode (Figur 4.7, bilde nr. 2) blir løsmassene framstilt som ett tynnere lag med lav hastighet. Årsaken til dette er for lite data til å kunne tolke to lag. Ved den tomografiske inversjonen med 30 m skuddpunktavstand (Figur 4.7 i midten) nyanseres løsmassehastighetene noe og den totale tykkelsen er mer likt utgangsmodellen. Ved tettere skuddpunktavstand (15 m, Figur 4.7 nederst) kan det se ut som om en har tre løsmasselag med ca. hastigheter 600 m/s, 1500 m/s og 2500 m/s. Tolkingen av løsmasselagene er ikke spesielt vellykket.

Den **automatiske tolkingen med Hagedoorn's metode** viste små variasjoner når skuddpunktavstanden avtok, og derfor vises bare en av tolkingene. Tolkingen viser de samme tre svakhetssonene som i den syntetiske modellen. Også sonen i starten av profilet med hastighet 4600 m/s indikeres. Tykkelsen av de tre svakhetssonene med hastighet 3800 m/s i utgangsmodellen varierer noe, og sonene er delvis noe forskjøvet til side. Hastigheten i den første sonen fra venstre er noe lavere enn i utgangsmodellen, mens de to andre viser noe høyere hastigheter. Den tredje sonen avviker mest og viser en hastighet mellom 4250 og 4500 m/s. Den automatiske tolkingen med Hagedoorn's metode viser et relativt godt bilde av svakhetssonene i den syntetiske modellen, dette til tross for at denne tolkingen er ment som en startmodell for den tomografiske inversjonen.

Den **tomografiske inversjonen** vist i de tre nederste bildene i Figur 4.7 er utført med antatt beste prosedyre der tolkingen med Hagedoorn's metode er startmodell. Alle de tre bildene med skuddpunktavstand henholdsvis 30 m, 20 m og 15 m viser respons på alle tre svakhetssonene. Sonene kan følges ned til maksimal penetrasjon som er på ca. 25 m. Korteste skuddpunktavstand 15 m viser det beste bildet av sonene, spesielt av sonen i midten. Hastigheten sentralt i sonene stemmer bra for sonen til venstre (3500 – 3750 m/s). Hastigheten i sonen i midten er noe høy (4000 – 4250 m/s), men hastigheten i sone til høyre er delvis under (3250 – 3500 m/s) og delvis over (4250 – 4500 m/s) hastigheten i utgangsmodellen.



Figur 4.7: Tomografisk inversjon av en syntetiske data, utgangsmodell vist øverst. Bilde nr. 2 viser automatisk tolking med Hagedoorn's metode som benyttes som startmodell ved inversjonen (geofonavstand 5m). Deretter følger tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre hvor skuddpunktavstanden er 30 m, 20 m og 15 m.

Til høyre i den syntetiske modellen er det lagt inn en sone med noe forvitret berg (5000 m/s). Denne avdekkes ikke ved den automatiske tolkingen med Hagedoorn's metode og heller ikke ved inversjonen med skuddpunktavstand 30 m. Ved kortere skuddpunktavstand (20 m og 15 m) fremstår denne sonen som en kunstig effekt med hastighet ned mot 4000 m/s under materiale med høyere hastighet (hastighetsinversjon).

Modelleringen viser at tettere skuddpunktavstand gir et bedre bilde av den syntetiske modellen, og det er derfor interessant å se om enda kortere geofon- og skuddpunktavstand kan forbedre inversjonen.

Tettere geofon- og skuddpunktavstand

For å studere effekten av tett geofon- og skuddpunktavstand er det tatt utgangspunkt i den samme syntetiske modellen som i Figur 4.7, og generert syntetiske data på følgende måter:

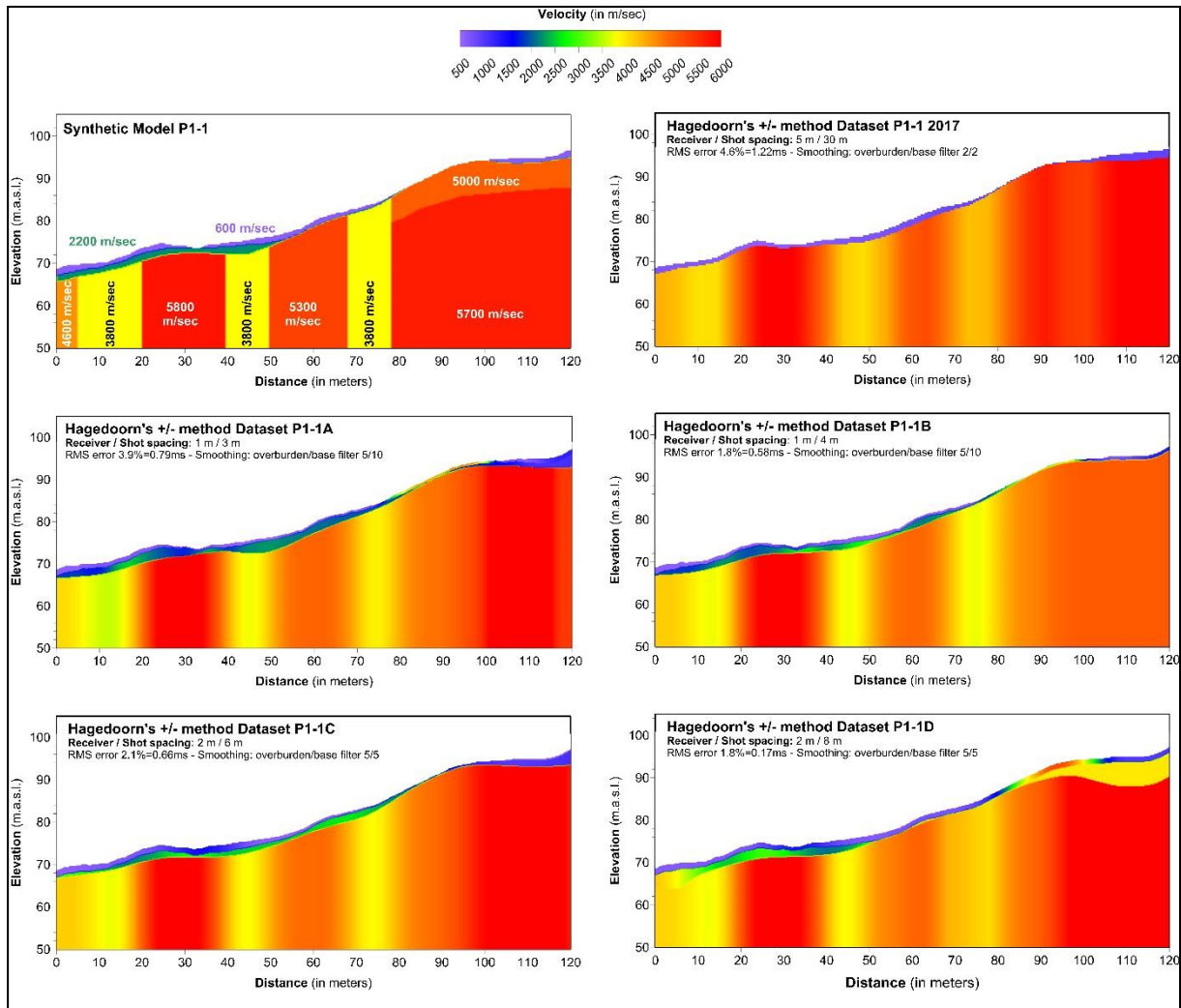
- Profil P1-1A: Geofonavstand 1 m, skuddpunktavstand 3 m
- Profil P1-1B: Geofonavstand 1 m, skuddpunktavstand 4 m
- Profil P1-1C: Geofonavstand 2 m, skuddpunktavstand 6 m
- Profil P1-1D: Geofonavstand 2 m, skuddpunktavstand 8 m

Figur 4.8 viser **startmodeller generert med Hagedoorns** Pluss-Minus-metode for disse fire datasettene. For å kunne sammenligne resultatene er også den automatiske Hagedoorn-tolkingen med geofonavstand 5 m og skuddpunkt-avstand 30 m tatt med (øverst til høyre). Tettere geofon- og skuddpunktavstand påviser alle de tre svakhetssonene og gjør sonenes plassering noe bedre. Sonenes bredde stemmer meget godt med bredden i utgangsmodellen. Hastighetsfordelingen internt i sonene blir mer nyansert, spesielt ved 1 m geofonavstand. Svak grønn farge tilsvarer hastigheter i intervallet 3500 m/s til 3750 m/s og ligger like under hastigheten i utgangsmodellen. Ren gulfarge representerer hastigheter i intervallet 3750 m/s til 4000 m/s og stemmer meget bra med hastigheten i utgangsmodellen. I gjennomsnitt er hastigheten i sonene tilnærmet lik hastigheten i utgangsmodellen.

Også løsmassene avtegnes mye bedre med kortere geofon- og skuddpunktavstand. Det er mulig å tolke de to løsmasselagene og den totale mektigheten stemmer meget bra med utgangsmodellen. Det er ingen tvil om at tettere geofon- og skuddpunkt-avstand kan gi bedre tolkingresultater.

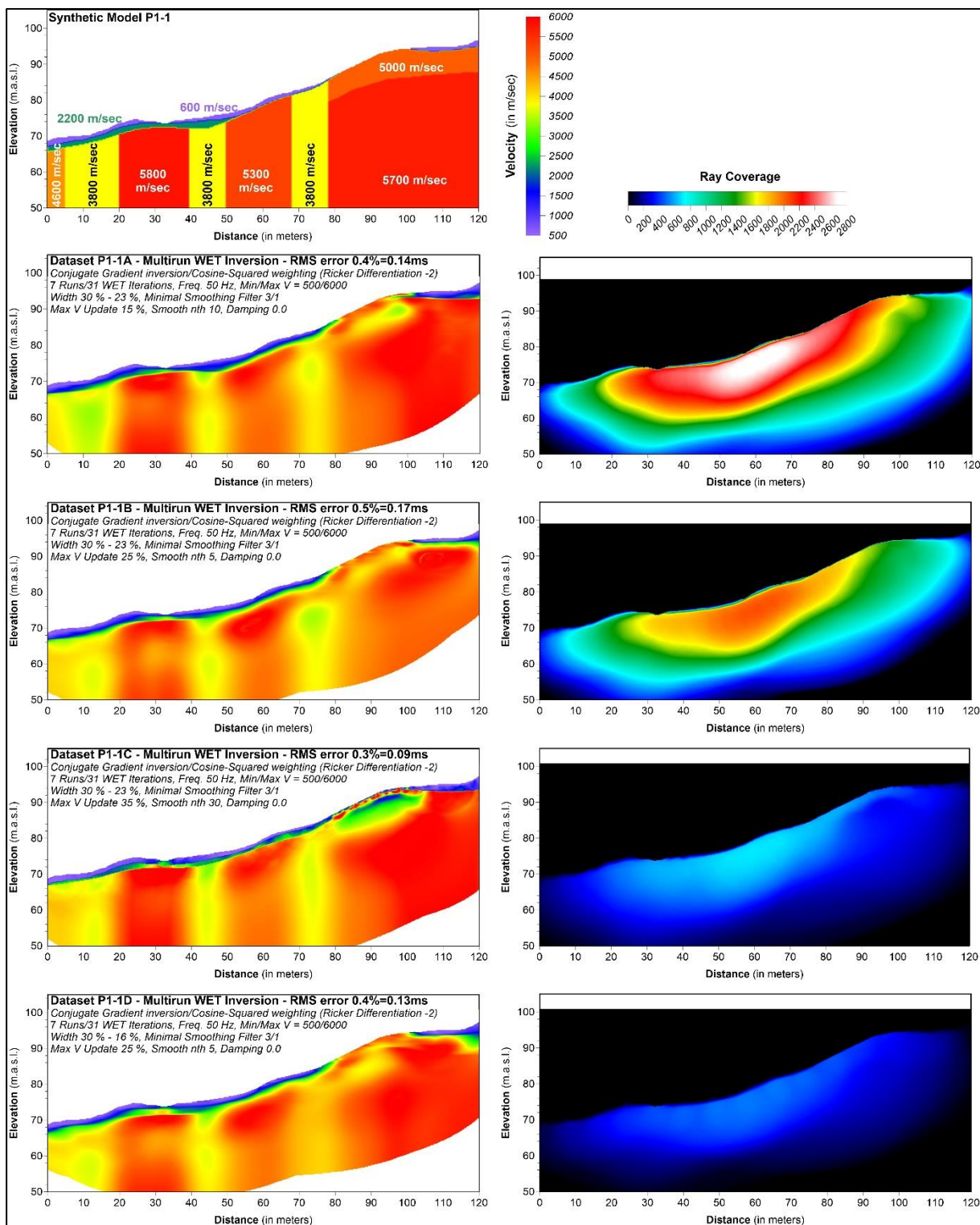
Figur 4.9 viser **tomografisk inversjon** med antatt beste prosedyre av de fire profilene med liten geofon- og skuddpunktavstand til venstre og tilsvarene stråledekning til høyre. Startmodellene er generert med Hagedoorn's metode og er de samme som vist i Figur 4.8. Øverst til venstre vises den syntetiske modellen (utgangsmodellen). Alle fire inversjonene påviser de tre svakhetssonene. Sammenlignet med startmodellene (Figur 4.8), er imidlertid forløpet mot dypet noe mer diffust, og det er vanskeligere å gi en tolking av sonenes bredde. Hastigheten internt i sonene ligger i hovedsak i intervallene 3500 – 3750 m/s (lys grønn farge) og 3750 – 4000 m/s (ren gul farge), noe som stemmer meget bra med utgangsmodellen. Alle fire inversjonene gir et godt bilde av løsmassetykkelsen med hastigheter som

varierer fra ca. 600 m/s dagnært (tørre masser), via ca. 1500 m/s (vannmettede masser) til ca. 2200 m/s (morene) rett over berg. Forvitret berg i overflaten med hastighet 5000 m/s til høyre i profilet viser kunstige effekter på alle inverterte datasett og spesielt for profil P1-1C (geofonavstand 2 m, skuddpunktavstand 6 m). Her kan det se ut som om tettere skudd (P1-1A og P1-1C) gir større kunstige effekter.



Figur 4.8: Startmodeller generert med Hagedoorn's Plus-Minus-metode. Syntetisk modell (linje P1-1) er vist øverst til venstre. Øverst til høyre vises generert startmodell med geofonavstand 5 m og skuddavstand 30 m. Deretter følger startmodeller for modellene P1-1A til P1-1D (se teksten).

Stråledekningen (Ray coverage) viser opp mot 3000 stråler gjennom hver celle i modellen på det meste (Linje P1-1A). Selv i profilet med størst geofon- og skuddpunktavstand (P1-1D) er stråledekningen over 100 stråler i hver celle, noe som burde være tilstrekkelig for en sikker beregning av hastighetsvariasjonene mot dypet.



Figur 4.9: Tomografisk inversjon med startmodell generert med Hagedoorn's +/-metode for modellene P1-1A til P1-1D (se teksten for detaljer). Til høyre vises stråledekningen (ray coverage) for de samme modellene.

4.3.4 Modellering av syntetiske data med forskjellig startmodell

I dette avsnittet presenteres resultater fra antatt beste inversjonsprosedyre der en benytter forskjellige startmodeller. For mer utfyllende detaljer vises det til rapporter fra NGU (Tassis m.fl. 2017 og 2018).

Startmodell fra Hagedoorn's Pluss-Minus-metode

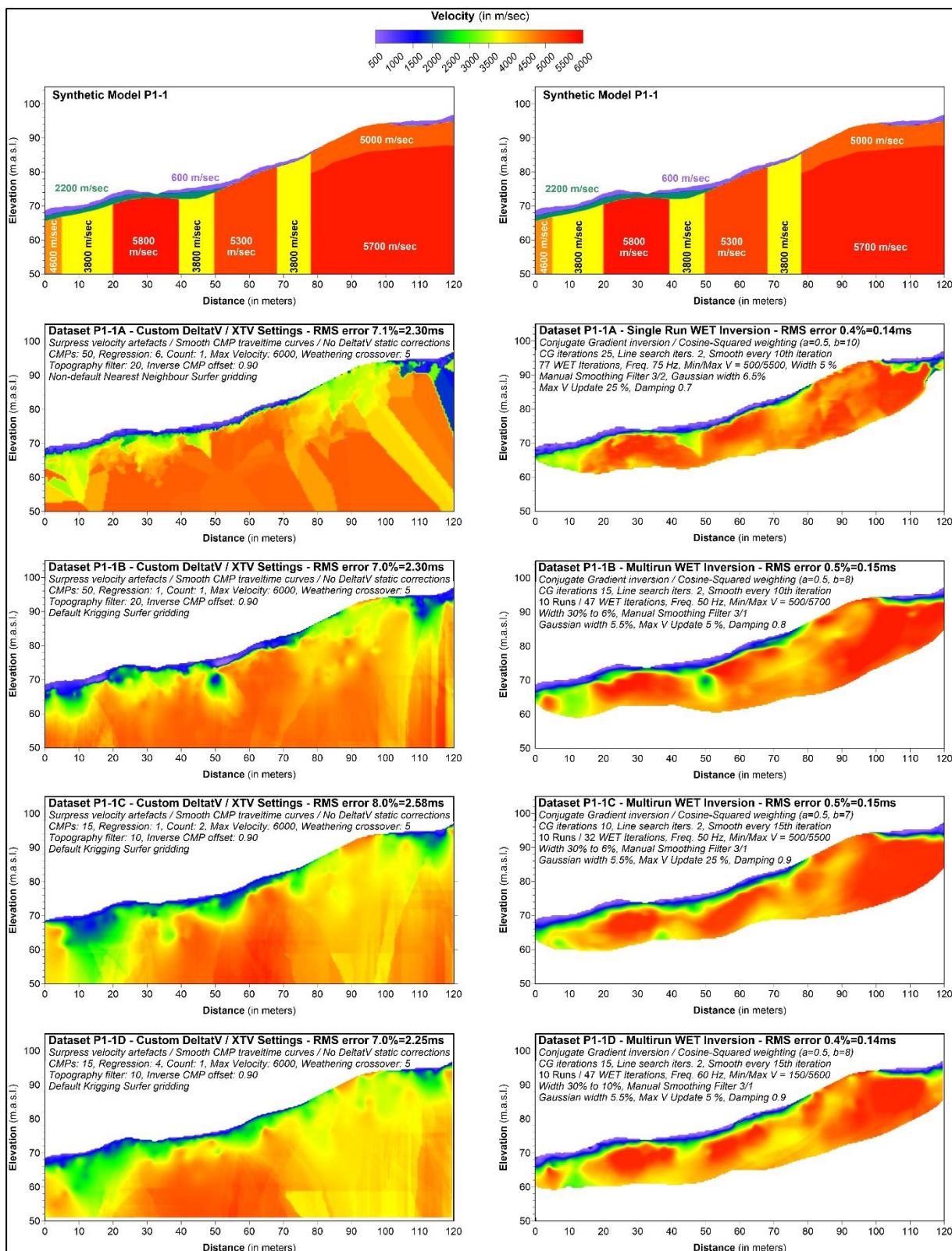
Antatt beste inversjon med startmodell generert med **Hagedoorn's metode** for de fire profilene P1-1A til P1-1D er vist i Figur 4.8 og diskutert i forrige avsnitt som omhandlet geofon- og skuddpunktavstand. Denne inversjonsprosedyren kan gi gode og sannferdige hastighetsprofil, spesielt med liten geofon- og skuddpunktavstand. Startmodellene viste kanskje vel så gode tolkinger av svakhetssonene som de inverterte bildene (Figur 4.9). **Tomografisk inversjon** må likevel utføres da dette kan prosessere bort falske svakhetssoner som skyldes innsynkninger i bergoverflaten (Westerdahl 2003). Inversjonen kan også synliggjøre mulige kunstige effekter som skyldes at forutsetningene for å benytte Hagedoorn's metode ikke er oppfylt (lagenes fall $> 10^\circ$). De tomografiske inversjonene viste gode bilder av løsmassene både for tykkelse og hastighet. En forvitringssone dagnært førte til noen kunstige effekter.

Startmodell fra DeltatV- og DeltatV/XTV-metoden

For å gjøre utprøvingen av programmet Rayfract komplett, har NGU foretatt inversjon av datasettene P1-1A til P1-1D og et annet profil (P1-6/7A til P1-6/7 D) med antatt beste prosedyre, men med startmodell generert med en enkel variant av DeltatV-metoden. Resultatene fra dette arbeidet var ikke imponerende (Tassis m.fl. 2018).

Siegfried Rohdewald, som har utviklet programmet Rayfract, har invertert de samme datasettene med en mer avansert versjon av DeltatV-metoden kalt XTV. Resultatene foreligger i NGU-Rapport (Tassis m.fl. 2018). Figur 4.10 viser resultatene av genererte startmodeller og inverterte profiler med DeltatV/XTV-metoden.

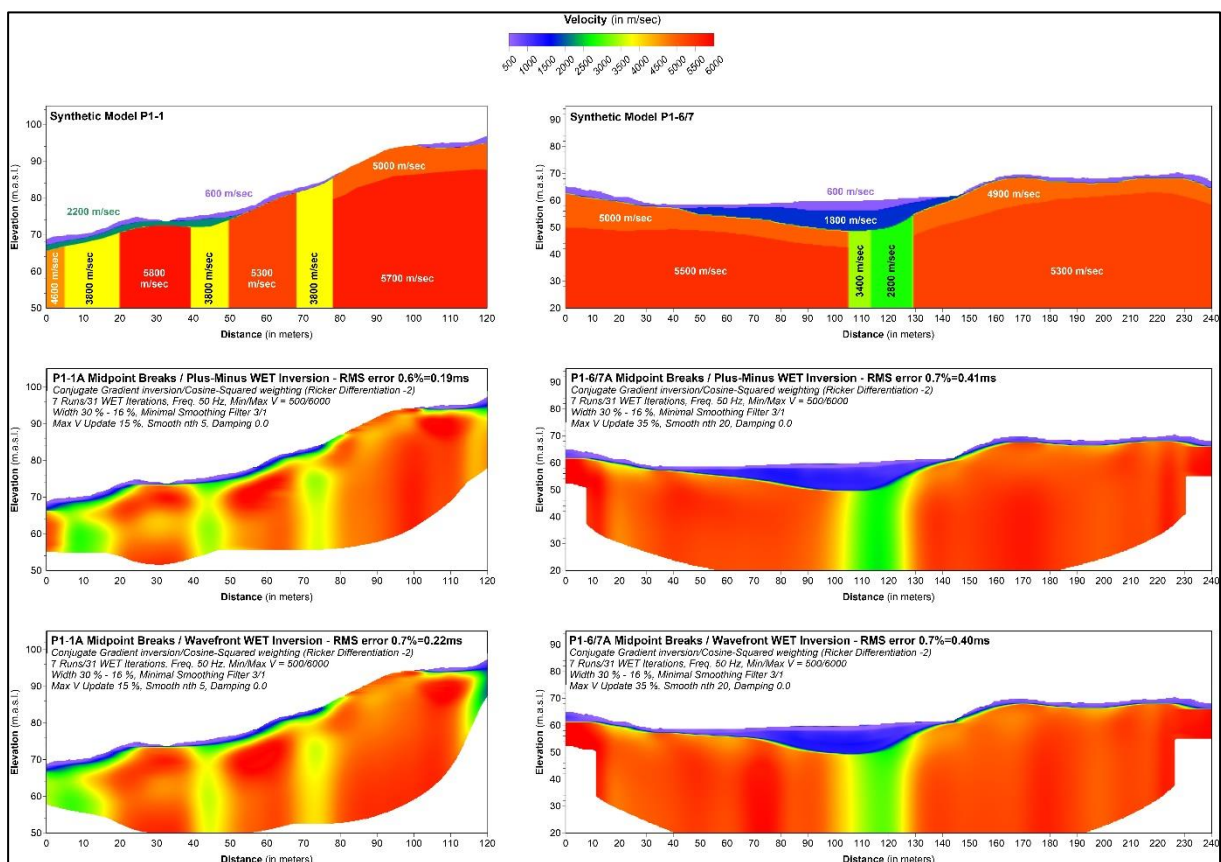
Startmodellene generert med **DeltatV/XTV-metoden** viser meget uklare bilder som det er vanskelig å trekke noe informasjon ut av. Det er heller ikke meningen da dette utelukkende er ment som startmodell for inversjonen. De **tomografisk inverterte** hastighetsprofilene er vist i høyre del av Figur 4.10. Tykkelsen av løsmassene er relativt godt angitt, men hastigheten i disse er jevnt over for lave, spesielt for modellene P1-1A og P1-1B der hastigheten er jevnt over ca. 600 m/s (fiolett farge). Alle de tre svakhetssonene indikeres, men bildene av de er uklare. Sonen til venstre strekker seg mot dypet i hele profilet, men hastigheten synes noe lav (< 3500 m/s, grønn farge). Bredden av sonen er vanskelig å tolke da den flyter sammen med lavhastighetssonen i starten av profilet (P1-1A) og smalner inn til ca. 5 m ved profil P1-1D. Den midtre sonen markeres klart på P1-1A med bredde ca. 10 m som i utgangsmodellen, men sonen strekker seg bare 5 – 10 m mot dypet. På de andre profilene blir bildene mer diffuse. Posisjonen forskyves mot høyre (P1-1B), ingen av profilene viser at sonen strekker seg spesielt dypt og hastigheten er stedvis over 4000 m/s. Svakhetsssonene påvises, men bildet av de er klart dårligere enn ved inversjonen med startmodell generert med Hagedoorn's metode.



Figur 4.10: Tomografisk inversjon med startmodell generert med metoden «DeltatV/XTV». Den syntetiske modellen er vist øverst på begge sider. Til venstre vises startmodellene for linjene P1-1A til P1-1D (se teksten for detaljer). Til høyre vises de tomografisk inverterte profilene for de samme modellene.

Startmodell fra Bølgefrontmetoden

Tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre av profilene P1-1A (til venstre) og P1-6/7A (til høyre) er vist i Figur 4.11. Utgangsmodell (syntetisk modell) for disse to profilene er vist øverst, deretter følger inversjon med startmodell generert med Hagedoorn's metode (se også Figur 4.8) og nederst med Bølgefront-metoden. Ved begge disse metodene er knekkpunkter på gangtidskurvene plukket halvautomatisk. Dette betyr at knekkpunktene er plukket automatisk, men manuelt tilordnet de forskjellige lagene i modellen. Dette på grunn av et meget stort antall skudd og geofonplasseringer (mange gangtidskurver). Bølgefront-metoden er en variant av GRM-metoden (Generalised Reciprocal Method) publisert av Palmer (1980) og som er en videreutvikling av Hagedoorn's metode (Reynolds 2011).



Figur 4.11: Tomografisk inversjon av de syntetiske profilene P1-1A og P1-6/7A (vist øverst) der startmodellen er generert ved Hagedoorn's Pluss-Minus-metode (midten) og Bølgefront-metoden (nederst). Ved begge metodene er det plukket knekkpunkter i gangtidskurvene på halvautomatisk måte (se tekst).

Som tidligere diskutert, gir antatt beste inversjon med startmodell generert med Hagedoorn's metode et relativt godt bilde av utgangsmodellen for profil P1-1A. Dette gjelder også for modell P1-6/7A som vist i midten til høyre i Figur 4.11.

Antatt beste inversjon med startmodell generert med Bølgefront-metoden for de samme to profilene er vist nederst i Figur 4.11. Metoden gir et relativt godt bilde av utgangsmodellen både for profil P1-1A og for profil P1-6/7A. Dette gjelder både for svakhetssonene og for løsmassefordelingen. Inversjoner med startmodell generert med Bølgefront-metoden påviser de tre svakhetssonene i profil P1-1A, men bildet er

kanskje noe mere diffust enn ved startmodell generert med Hagedoorn's metode. Hastigheten i sonene stemmer godt for sonene i midten og til høyre. Den første sonen viser en noe for lav hastighet (< 3500 m/s), og sonen smelter sammen med sone med moderat hastighet i starten av profilet. Kunstig effekt som kan skyldes forvitret berg i overflaten til høyre i utgangsmodellen gir en mer markert kunstig effekt. En annen kunstig effekt kan ses mellom sone en og to i profilet, ved posisjon 30.

Inversjonen av **profil P1-6/7** (Figur 4.11 til høyre) gir et meget godt bilde av utgangsmodellene både med startmodell generert med Hagedoorn's metode og med startmodell generert med Bølgefront-metoden. Svakhetssonen i midten av profilet fremstår med korrekt bredde og med tilnærmet korrekt hastighet (ca. 3000 m/s). Ingen av de to metodene gir et godt bilde av hastighetsvariasjonen internt i sonen (3400 m/s og 2800 m/s).

Løsmassetykkelsen i profil P1-6/7A er noe større enn i profil P1-1A, totalt ca. 10 m. Begge inversjonene gir et relativt godt bilde av disse både når det gjelder total mektighet og intern hastighetsfordeling (ca. 600 m/s og ca. 1800 m/s). Rett over svakhetssonen er det noe avvik i hastighetsfordelingen.

Langs hele profil P1-6/7A er det i utgangsmodellen angitt en sone med forvitret berg med hastighet 5000 m/s og 4900 m/s. Denne indikeres ved begge metodene, men som en tynnere sone med lavere hastighet (ca. 3900 m/s) og med en gradvis uregelmessig overgang til høyere hastigheter mot dypet. Årsaken er nok at dette laget har liten hastighetskontrast til underliggende lag og at det ikke er identifisert ved plukkingen av knekkpunkter i gangtidskurvene. Dette er ikke noe stort problem da slik overflateforvitring i praksis vil ha en gradvis overgang til høyere hastighet. Styrken med de to inversjonsmetodene er at slik overflateforvitring kan fremstå på tolkingene. Bølgefront-metoden gir tilnærmet samme gode respons som Hagedoorns metode, både for løsmasser og svakhetssoner i berg.

4.3.5 Diskusjon og konklusjoner

I denne artikkelen legges det vekt på muligheter og begrensninger ved tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data. Effekten av å bruke forskjellig startmodell og effekten av varierende geofon- og skuddavstand diskuteres. I den opprinnelige artikkelen (Rønning m.fl. 2019b) diskuteres også ingeniørgeologiske forhold.

Valg av startmodell ved tomografisk inversjon

Tidligere undersøkelser i Norge har vist at tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data kan avvike fra tradisjonelle tolkinger (Rønning m.fl. 2009c). I et samarbeid med Statens vegvesen Vegdirektoratet har NGU studert muligheter og begrensninger ved metoden gjennom flere år. Prosedyren her går ut på å beregne syntetiske data fra en kjent modell og så gjøre en inversjon av disse. En sammenligning av utgangsmodell med invertert sluttprodukt gir et bilde av hvor god inversjonsprosedyren er. Dette arbeidet har resultert i flere rapporter og artikler som beskriver erfaringene (Rønning m.fl. 2016a, 2017a og 2019b, Tassis m.fl. 2017 og 2018).

Mange som arbeider med tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk benytter programmet Rayfract. Her finnes fem valg for generering av startmodeller og flere valg for selve inverteringen av data. På Bergmekanikkdagen i 2017 ble en antatt beste prosedyre for tomografisk inversjon presentert (Rønning m.fl. 2017a) men samtidig anbefalt en uttesting av alle metoder for generering av startmodeller for inversjonen.

NGU har tidligere testet inversjon av syntetiske data beregnet fra kjente modeller der startmodeller ble generert med 1D Gradient modell og 2D modell generert med Hagedoorn's metode (Tassis m.fl. 2017, Rønning m.fl. 2017a). Dette arbeidet viste klart at inversjon med en 2D startmodell generert med Hagedoorn's metode var å foretrekke. I en videreføring av dette arbeidet (Tassis m.fl. 2018) ble også startmodeller generert med DeltatV-metoden og Bølgefrontmetoden utprøvd. I denne artikkelen presenteres inversjoner av syntetiske data der startmodeller er generert med de tre metodene.

En enkel generering av startmodell med **DeltatV-metoden** viste forvirrende startmodeller, og den tomografiske inversjonen av disse med antatt beste prosedyre viste ikke noe godt bilde av svakhetssonene og løsmassene i den syntetiske modellen (presentert i Tassis m.fl. 2018). En mer avansert variant av samme metode, **DeltatV/XTV** utført av eksperten Siegfried Rohdewald, viste et noe bedre bilde (Figur 4.10). Svakhetssonene ble påvist, men ikke så bra som ved å benytte startmodell generert med Hagedoorn's metode, dette til tross for geofonavstand på 1 m og skuddavstand 3 m eller 4 m. Geofonavstand 2 m og skuddavstand 6 m og 8 m indikerte svakhetssonene, men det ble vanskelig å tolke svakhetssonenes bredde og hastighet.

Et forsøk med å generere startmodell med Bølgefront-metoden viste relativt gode bilder av svakhetssonene og løsmassene. En kan imidlertid konkludere med at tilsvarende inversjoner med startmodell generert med Hagedoorn's metode var noe bedre.

Modelleringen med syntetiske data har vist at en ved tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data kan få gode bilder av svakhetssoner i berg, men det er meget viktig at inversjonen utføres på rette måten. Antatt beste prosedyre er å generere en startmodell med Hagedoorn's metode for deretter å gjøre en «multi-run» inversjon med metoden «Conjugate gradient» og «Cosine squared» vekting og med minimal glatting.

Valg av geofon- og skuddavstand

Figurene 4.7 og 4.8 viser at en startmodell generert med Hagedoorn's metode kan være en god selvstendig tolking av svakhetssoner selv med en geofonavstand på 5 m og en skuddavstand på 30 m. Svakhetssonene fremstår imidlertid med noe forhøyet hastighet, men det gis et relativt godt bilde av sonenes bredde. Tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre gir gode bilder av utgangsmodellen, og disse blir bedre med kortere avstand mellom skuddpunktene (20 m og 15 m). Med en geofonavstand på 5 m er det ikke mulig å dele inn tynne løsmasser i mer enn ett lag. Dette gjør at både løsmassenes tykkelse og hastighet blir noe feil ved den

automatiske tolkingen med Hagedoorn's metode. Bildet av løsmassene forbedres ved tomografisk inversjon.

Modellering har vist at med geofonavstand 1 m og med skuddavstand 3 m og 4 m kan det oppnås svært gode bilder av svakhetssoner både som startmodell generert med Hagedoorn's metode og som tomografisk inverterte bilder. Dette gjelder både sonenes bredde og hastighet, men også løsmassenes tykkelse og hastigheter. Det samme kan sies for geofonavstand 2 m og skuddpunktavstander på 6 m og 8 m, men her kan kunstige effekter være mer fremtredende.

Det er åpenbart at kortere geofonavstand og skuddavstand gir mer sannferdig bilder av svakhetssoner og løsmasser. Spørsmålet blir om den faglige gevinsten kan forsvare merkostnader ved datainnsamlingen og om det er praktisk mulig å skyte refraksjonsseismikk med tett geofonavstand.

Læringspunkter.

Kortere skuddpunktavstand og geofon-/hydrofonavstand gir et mer korrekte bilder av hastighetsprofilene. Ideelt sett bør geofonavstanden være 1/3 av svakhetssonenes bredde. Dette må selvsagt veies opp mot kostnader ved feltarbeid. Hydrofonavstand på 1 – 2 m og skuddpunktavstand på 6 – 8 m ved større undersjøiske undersøkelser er lite realistiske.

Med tradisjonell geofon-/skuddpunktavstand, henholdsvis 5 m og 30 m, kan det være utfordrende å få gode bilder av løsmasselagene.

Startmodell generert med Hagedoorns metode kan gi gode bilder av svakhetssoner i berg. Tomografisk inversjon med denne som startmodell kan bidra til at falske effekter reduseres eventuelt tas bort. Bølgefrontmetoden kan også vise gode tolkinger av svakhetssoner både direkte og med denne som startmodell ved tomografisk inversjon. En avansert versjon av DeltatV-metoden (DeltatV/XTV) indikerer mulige svakhetssoner, men gir et dårlig og usikkert bilde av disse og karakterisering av bergmassekvalitet blir umulig. DeltatV-metoden viste et så dårlig bilde av svakhetssonene i aktuelle modelleringer at disse ikke ble presentert.

Ved modelleringene presentert her, er løsmassetykkelsen begrenset til 0 til 5 m. For å vurdere løsmassetykkelsens innflytelse på mulighetene til å se svakhetssoner under tykkere løsmasser er det utført nye modelleringer (se kapittel 4.4).

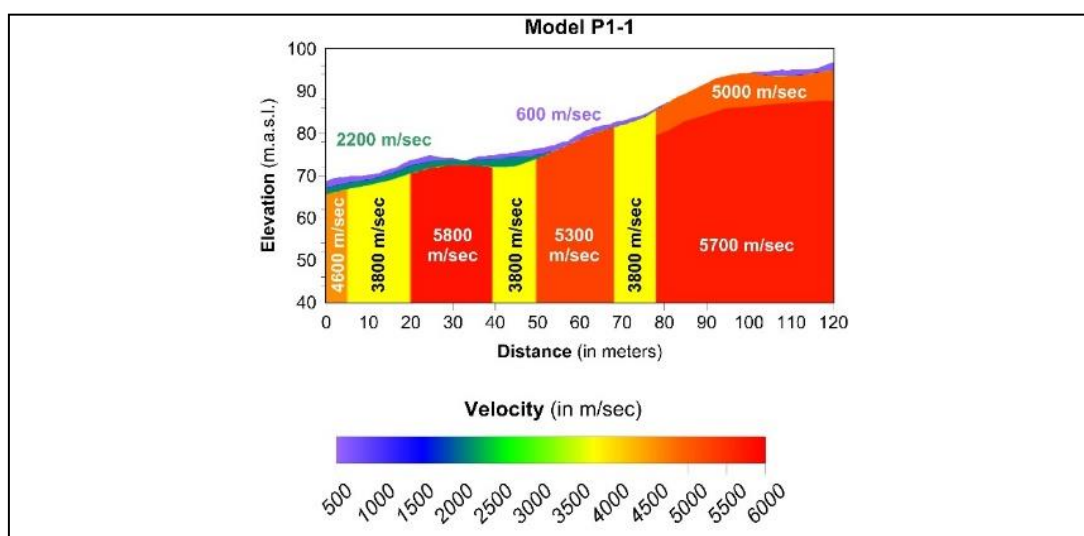
4.4 Ny modellering med refraksjonsseismisk tomografi

I løpet av 2020, har NGU sammen med IMPAKT Geofysik foretatt nye modelleringer med tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk. Disse bygger på tidligere modelleringer (Tassis m.fl. 2017 og 2018) men fokuserer mer på betydningen av fjernskudd, varierende hastighet og dyptgående av svakhetssoner, effekten av blindsoner og alternative inversjoner. Nytt i dette arbeide var et mer detaljert studium av nøyaktigheten på tolking av dyp til berg. Resultatene fra dybdetolkninger i Romsdalsfjorden (Kapittel 4.5 og Rønning m.fl. 2020a) var en medvirkende årsak til at disse modelleringene ble gjennomført.

Også ved dette arbeidet har NGU valgt å benytte programmet «Rayfract» (Intelligent Resources 2019). I utgangspunktet benyttes det som NGU oppfatter som «antatt beste prosedyre» for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg (startmodell generert med Hagedoorns metode, «multirun Conjugate Gradient» inversjon, «Cosine Squared» vektning og minimal glatting. Dette er nødvendigvis ikke beste prosedyre for bestemmelse av dyp til berg og alternativ prosedyre og programvare er benyttet for dette. Arbeidet er dokumentert i NGU-Rapport (Rønning m.fl. 2020b).

4.4.1 Syntetiske modeller

Som en gjennomgående modell ved dette arbeidet, benyttes en modell som ble tolket frem av Morgan Wåle (2009) ved undersøkelser ved Knappetunnelen i Bergen (Rønning m.fl. 2016a og 2019b). Modellen består av tre svakhetssoner, alle med p-bølgehastighet 3800 m/s (Figur 4.12). Hastigheten i vertsbergarten er gjennomgående større enn 5300 m/s bortsett fra en mindre sone med hastighet 4600 m/s i starten av profilet, og en forvitret sone i berget øverst til høyre (5000 m/s). Løsmassene har tykkelsen i sin helhet mindre enn 5 m, og den består delvis av to lag (600 m/s og 2200 m/s). Ved all modellering presentert her var geofonavstanden 5 m. Modellen er den samme som er benyttet ved NGUs tidligere modelleringer (Tassis m.fl. 2017 og 2018).



Figur 4.12: Surfer 15 grid basert på tradisjonell tolking av profil P1-1 fra Knappetunnelen i Bergen (Wåle 2009). Høyde er angitt i meter over havet (meters above sea level, m.a.s.l.).

Denne syntetiske modellen stammer fra tradisjonelle manuelle tolkinger og er derved en reell modell. Modellen er svært detaljert, og et viktig spørsmål blir hvordan den horisontale oppløsningen endrer seg ved økende løsmassetykkelse.

Utvalgte resultater fra denne nye modelleringen, som viser interessante og viktige erfaringer, er vist i Figurene 4.13 til 4.19. I alle figurene unntatt Figurene 4.15 og 4.19 presenteres den syntetiske modellen øverst, deretter følger startmodellen for inversjonen beregnet med Hagedoorns metode eller DeltatV-metoden (se Figur 4.6). Under dette presenteres det tomografisk inverterte bildet og nederst strålegjennomgangen i profilet. Sistnevnte sier noe om kvaliteten på inversjonen. I Figur 4.15 presenteres den syntetiske modellen, tradisjonelle tolkinger fortatt av Bjørn Toresson (Impakt Geofysik AB). For sammenligning vises også NGUs tomografiske inversjon i denne figuren. Figur 4.19 viser den syntetiske modellen, to varianter av inversjoner med programvare fra Geogiga (2019) utført av Roger Wisén (Impakt Geofysik AB).

For flere detaljer ved disse nye modelleringene, henvises det til den opprinnelige rapporten (Rønning m.fl. 2020b).

4.4.2 Påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg

Tidligere modelleringer (Tassis m.fl. 2017 og 2018) har vist at det er godt mulig å få gode bilder av svakhetssoner i berg ved tomografisk inversjon med programmet Rayfract, i alle fall hvis løsmassetykkelsen er liten (< 5 m). I de nye modelleringene er mulighetene for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg modellert med 20 m, 40 m og 80 m løsmassetykkelse. Under dette arbeidet er det fokusert på effekten av varierende avstand til fjernskudd og til en viss grad variasjoner i svakhetssoners dyptgående.

4.4.2.1 Effekten av varierende løsmassetykkelse og avstand til fjernskudd

Figur 4.13 viser modelleringer med **20 m løsmassetykkelse**, 5 m med tørre masser (600 m/s) over 15 m med vannmettede masser (1600 m/s). I modellen til venstre er det benyttet ett fjernskudd 30 m til side for endegeofonene på hver side. I midterste modellen er det to fjernskudd (30 m og 60 m) til hver side mens modellen til høyre benytter tre fjernskudd på hver side (30 m, 60 m og 90 m) for endegeofonene. Med ett fjernskudd (modellen til venstre) er det en tendens til at de tre svakhetssonene flyter sammen i **startmodellen beregnet med Hagedoorns metode**. Ved flere fjernskudd bedres oppløsningen, og modellen til høyre (tre fjernskudd) indikerer tre svakhetssoner som i den syntetiske modellen, men de er noe forskjøvet sidelengs og første sone flyter sammen med partiet med lavere hastighet i starten av profilet. Hastigheten i de indikerte sonene stemmer relativt bra med de virkelige hastighetene i den syntetiske modellen, kanskje noe lavere (ca. 3500 m/s) spesielt i modellen med tre fjernskudd.

Også de **tomografisk inverterte bildene** (nest nederst i Figur 4.13) viser økende horisontal oppløsning med økende antall fjernskudd. Med ett fjernskudd indikeres to svakhetssoner, med to fjernskudd (i midten) indikeres svakt en tredje sone i starten

av profilet. Denne fremstår klarere ved tre fjernskudd på hver side (modell til høyre). Sonene får et mer uregelmessig forløp ved den tomografiske inversjonen, både i form og indre hastighet. Bedret horisontal oppløsning med økende antall fjernskudd ved de tomografisk inverterte bildene, skyldes utelukkende forbedret startmodell (Hagedoorn-tolking), da den tomografiske inversjonen med programmet Rayfract ikke benytter fjernskudd i avstand mer enn to ganger geofonavstanden utenfor geofonrekken (Intelligent Resources 2019).

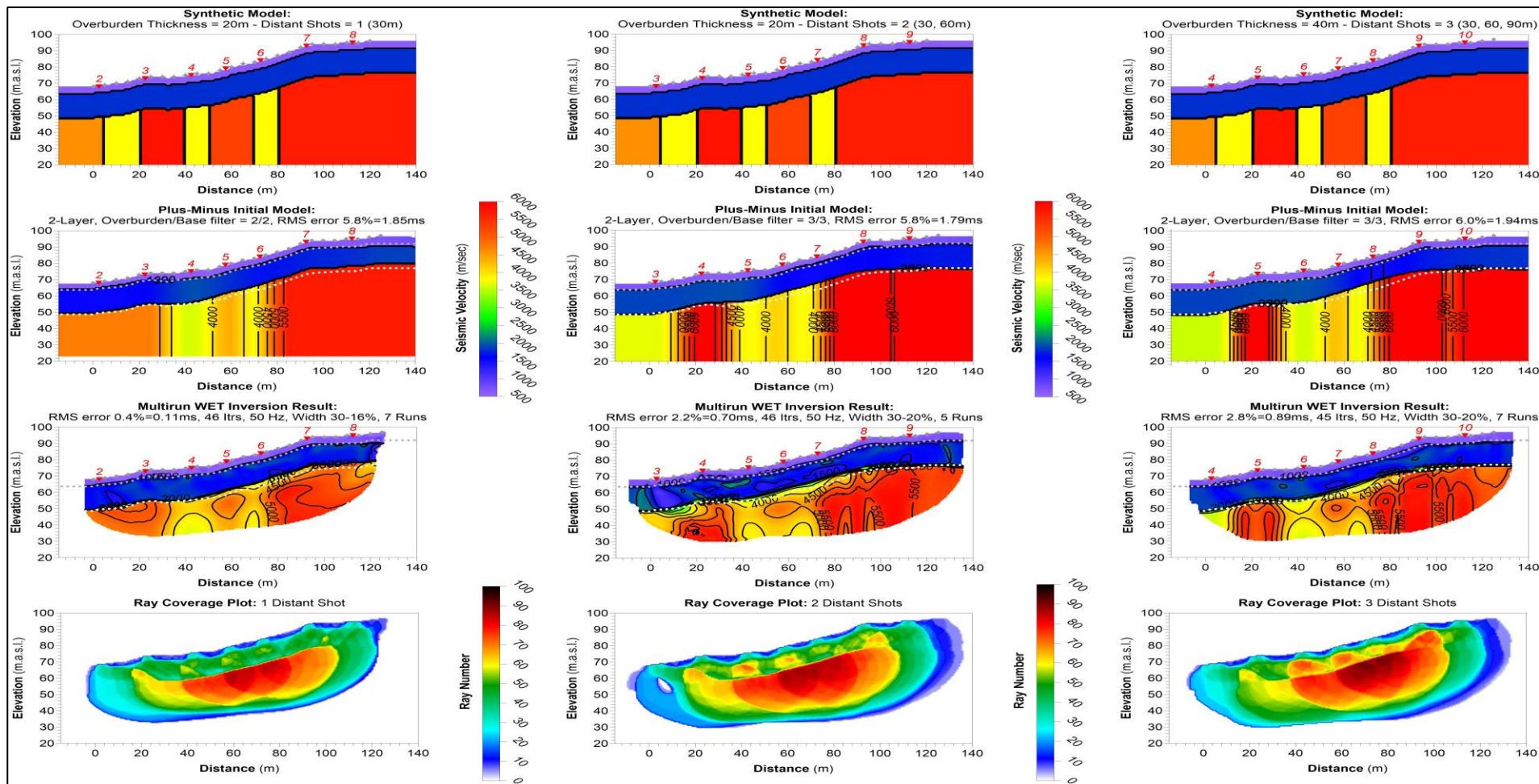
Figur 4.14 viser modelleringer med **40 m løsmassetykkelse**, 5 m med tørre masser (600 m/s) over 35 m med vannmettede masser ($V=1600$ m/s), mens hastighetene i berg er de samme som i Figurene 4.12 og 4.13. Avstand til fjernskudd på hver side av geofonene er 30 m i modellen til venstre. For hver modell mot høyre, legges det til ett fjernskudd på hver side og dette plasseres 30 m fra det ytterste i forrige modell. Modellen til høyre får derved 5 fjernskudd på hver side, og det ytterste er 150 m fra endegeofonene. Ved de to første modellene (avstand til fjernskudd 30 og 30 + 60 m), når ikke refraksjoner fra berg frem til geofonene før responsene fra løsmassene, verken ved Hagedoorn-tolkingen eller den tomografiske inversjonen. Her indikeres bare løsmasser med hastigheter fra ca. 1500 m/s til ca. 2500 m/s i tillegg til det ca. 5 m tykke laget i toppen med ca. hastighet 600 m/s.

I den midtre modellen i Figur 4.14 med tre fjernskudd (30 + 60 + 90 m), registreres refrakterte bølger fra berg langs hele profilet. De tre svakhetssonene flyter sammen til en sone både ved **Hagedoorn-tolkingen og den tomografiske inversjonen**. I tillegg indikeres lavere hastigheter i starten av profilet som i den syntetiske modellen, men i mye større bredde. Med fire og fem fjernskudd (de to modellene til høyre i Figur 4.14) nyanseres bildet noe, men fremdeles flyter de tre svakhetssonene sammen til en sone. Det er åpenbart at den automatiske tolkingen med Hagedoorns metode og påfølgende tomografisk inversjon slik de er utført, ikke har god nok oppløsning ved denne løsmassetykkelsen, uansett hvor mange fjernskudd som benyttes. En interessant observasjon er at den indikerte sonens bredde ved begge inversjonene er tilnærmet lik summen av bredden i de tre sonene i den syntetiske modellen, mens hastigheten er noe lavere (ca. 3500 m/s) enn i de tre sonene i den syntetiske modellen (3800 m/s).

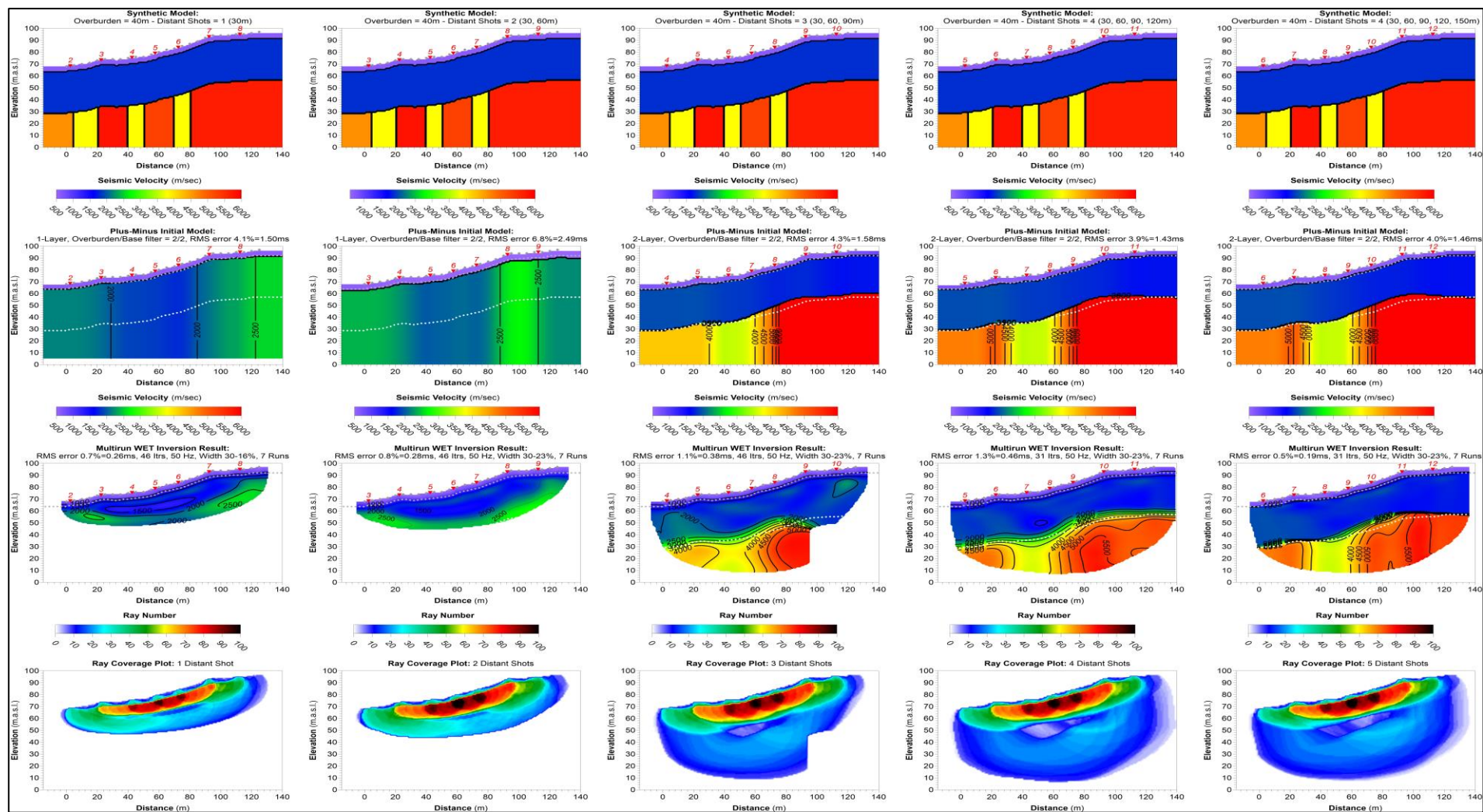
Modellering der **løsmassetykkelsen er 80 m**, 5 m med tørre masser (600 m/s) over 75 m med vannmettede masser ($V=1600$ m/s), kunne ikke påvise svakhetssoner i berg verken ved Hagedoorns metode eller ved den påfølgende tomografiske inversjonen (Rønning m.fl. 2020b). Disse modelleringene er derfor presentert her.

Introduksjonen av et **løsmasselag med hastighet 2100 m/s i blindsoner** over berg (Figur 4.17), påvirker ikke mulighetene for å påvise og karakterisere svakhetssoner i berg i nevneverdig grad.

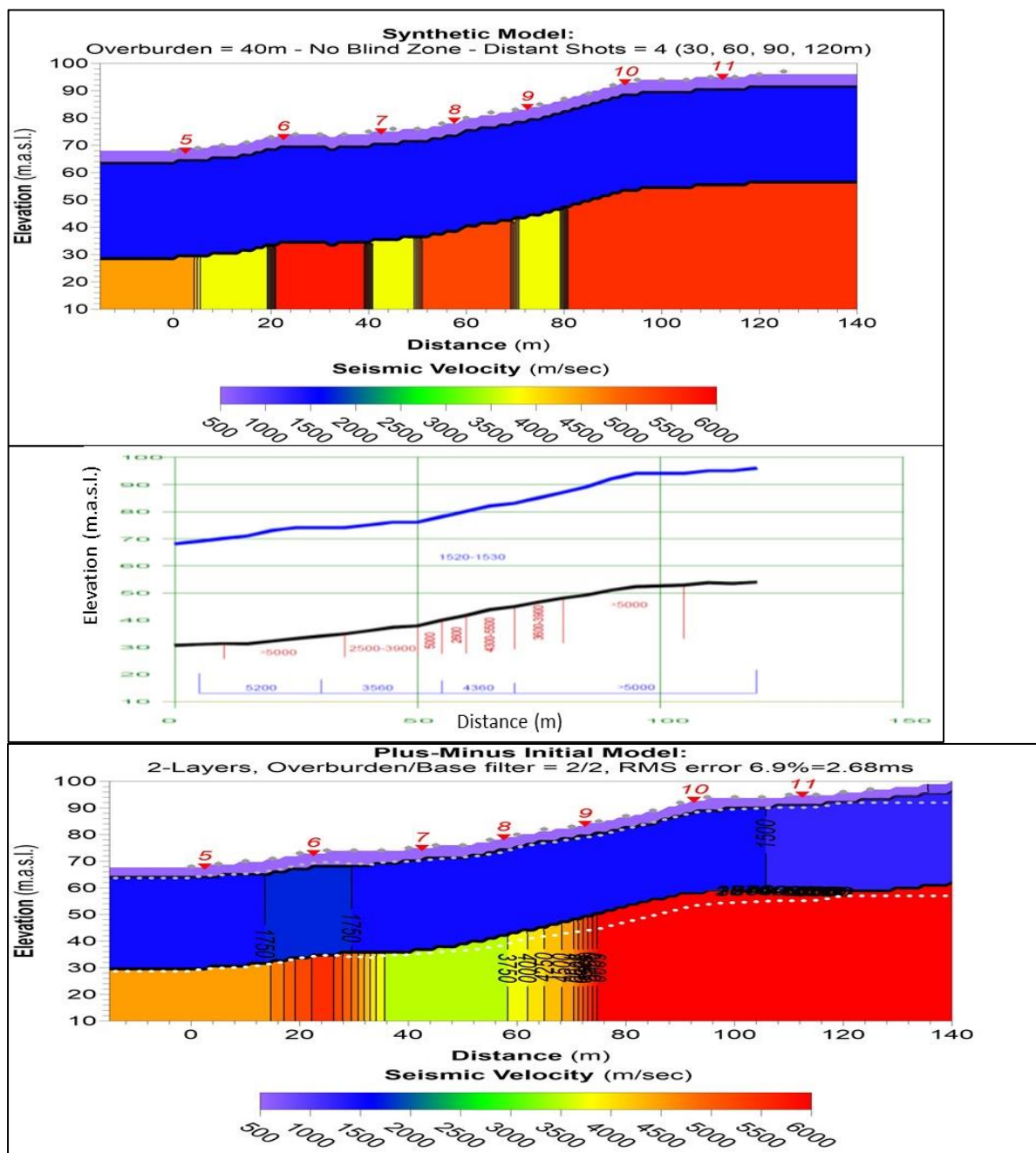
Modellering med Rayfract der startmodellen er beregnet med **DeltatV-metoden** og påfølgende tomografisk inversjon (Figur 4.18), viser ingen klare svakhetssoner, uansett hvor mange fjernskudd som benyttes. Dette bekrefter tidligere konklusjon om at denne metoden er mindre egnet til å påvise og karakterisere svakhetssoner i berg. Modellering med **programmet DW Tomo 9.1** (Geogiga 2019) utført av IMPAKT AB, der det benyttes 1D gradient startmodell, viser heller ikke noen indikasjoner på svakhetssoner i berg (Figur 4. 19).



Figur 4.13: Modellering av effekten av varierende fjernskudd ved 20 m løsmasser med Hagedoorns metode. Til venstre: Datasett A1, fjernskudd 30 m fra endegeofonene. Midten: Datasett A2, fjernskudd 30 m og 60 m fra endegeofonene. Til høyre: Datasett A3, fjernskudd 30 m, 60 m og 90 m fra endegeofonene. Lagenes sanne forløp er angitt med hvit stipling.



Figur 4.14: Modellering av effekten av varierende fjernskudd ved 40 m løsmasser med Hagedorns metode. Første datasett (til venstre): Datasett B1, fjernskudd 30 m fra endegeofonene Datasett B2, fjernskudd 30 m and 60 m fra endegeofonene. Datasett B3, fjernskudd 30 m, 60 m og 90 m fra endegeofonene. Datasett B4, fjernskudd 30 m, 60 m, 90 m og 120 fra endegeofonene. Datasett B5 (til høyre), fjernskudd 30 m, 60 m, 90 m, 120 m og 150 m fra endegeofonene. Lagenes sanne forløp er angitt med hvit stipling.



Figur 4.15: Tradisjonell Hagedoorn-tolking av Datasett B1. Øverst: Den syntetiske modellen med 40 m løsmasser. I midten: Den tradisjonelle tolkingen av datasettet utført av IMPAKT Geofysik AB. Blåe tall viser tolket hastighet som gjennomsnitt over flere geofoner, røde tall viser tolket hastighet mellom hver geofon. Nederst: NGUs automatiske tolking med Hagedoorns metode.

Figur 4.15 viser i tillegg til den syntetiske modeller (øverst), **tradisjonelle tolkinger med Hagedoorns metode** utført av Bjørn Turesson (Impakt Geofysik AB) og NGUs tomografi med startmodell generert med Hagedoorns metode (nederst). Som tidligere diskutert, har ikke automatiske tolkinger med Hagedoorns metode og tomografisk inversjon med denne som startmodell god nok oppløsning for å kunne indikere de tre svakhetssonene i den syntetiske modellen slik modelleringen er utført.

Den **tradisjonelle tolkingen** (midten i Figur 4.15) viser to alternative tolkinger. Gjennomsnittlige hastigheter over flere geofoner vises med blåe tall. Denne tolkingen indikerer en ca. 40 m bred svakhetsone der hastigheten er tolket til 3560 m/s og 4360 m/s. Dette er noe tilsvarende som NGUs automatiske Hagedoorn-tolking, som også indikerer en ca. 40 m bred sone med hastigheter som varierer fra 4500 m/s til ca. 3500 m/s. Hastighetsfordelingen internt i sonen er imidlertid forskjellig og sonen er noe forskjøvet. **En mer detaljert tradisjonell tolking**, hvor en ser på hastighetsvariasjoner fra geofon til geofon, vist med røde tall i midten i Figur 4.15, indikerer tre svakhetssoner. Den første (til venstre) er ca. 20 m bred og har hastigheter fra 2500 – 3900 m/s, sone i midten er ca. 5 m bred med hastighet 2600 m/s mens den tredje sonen er ca. 10 m bred med hastigheter fra 3600 til 3900 m/s. Sistnevnte er svært lik den tredje sonen i den syntetiske modellen og ligger på samme sted. De to andre varierer noe både i bredde og hastighet. Denne testen, som dessverre ikke var mulig å utføre med andre modeller, indikerer at tradisjonelle tolkinger er å foretrekke ved tolking av svakhetssoner under tykke lag av løsmasser.

Læringspunkter.

Automatisk inversjon med programmet Rayfract kan påvise og karakterisere svakhetssoner ved mindre løsmassetykkelse (<10 m). Dette er også mulig ved større overdekning, men oppløsningen blir lavere. Økende antall fjernskudd gir bedre oppløsning. Tomografisk inversjon med en gradient startmodell er mindre egnet til påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg. Som en tommelfingerregel kan en si at avstand til fjernskudd må minst være tre ganger løsmassetykkelsen.

4.4.2.2 Effekten av varierende hastighet i sprekkesoner og deres dyptgående

En svakhet ved Hagedoorns metode er at alle svakhetssoner indikeres som vertikale soner med «uendelig» utstrekning mot dypet. For å se om tomografisk inversjon kan redusere eventuelt ta bort denne kunstige effekten, er det foretatt modellering med varierende utstrekning mot dypet. I tillegg er det foretatt endringer i de tre sonenes hastigheter for å se om dette kan avspeiles i de inverterte profilene.

Figur 4.16 viser eksempler på modellering der **svakhetssonenes utstrekning mot dypet varierer**. I tillegg er hastigheten i sonene endret ved at sonene to og tre har hastigheten 2800 m/s i stedet for 3800 m/s. Den første sonen har fremdeles hastigheten 3800 m/s. I første modell til venstre har den midterste svakhetssonen en utstrekning mot dypet større enn metodens penetrasjonsdyp («uendelig»). I modell to er denne sonen bare en 5 m dyp forsenkning i bergoverflaten. I modell tre er denne sonen 10 m dyp, mens i modell fire et dybdeutstrekningen på denne andre svakhetssonen 20 m. Alle Rayfract-tolkinger med **Hagedoorns metode** viser som forventet en kunstig effekt med «uendelig» utstrekning mot dypet for alle sonene, også for sone to med varierende dybdeutstrekning. Bredden på sonene er tilnærmet lik 10 m som i den syntetiske modellen, unntatt for sone nr. en, som smelter sammen med den lavere hastigheten i starten av profilet.

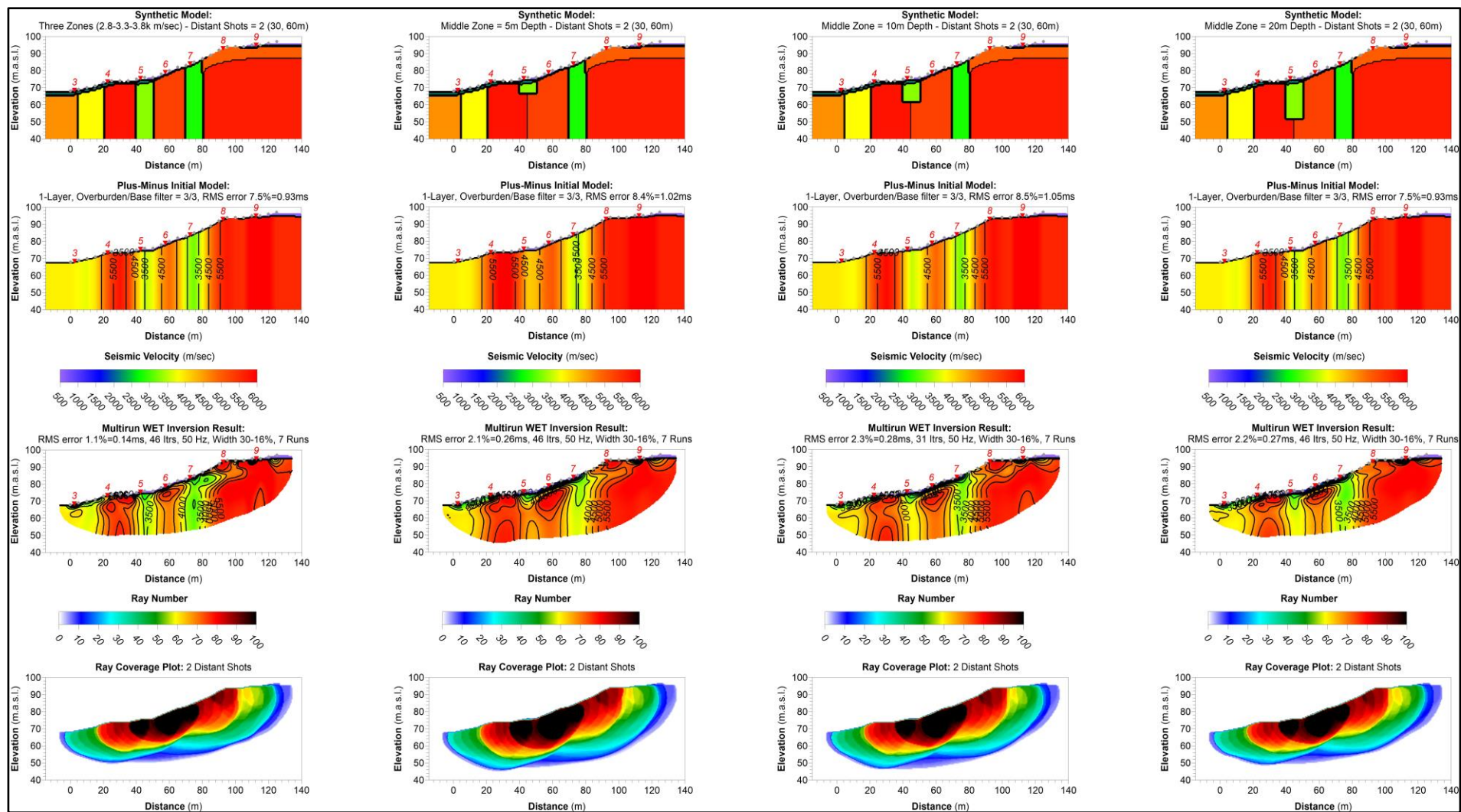
Variasjonene i den andre sonens utstrekning mot dypet som vist i Figur 4.16 påvirker den inverterte hastigheten i sonen. Ved modell to (5 m dyp forsenkning) er hastigheten mellom 4000 og 4500 m/s, i modell tre (10 m dyp sone) er hastigheten noe lavere enn 4000 m/s mens modell fire med 20 m dyp sone i berget er hastigheten delvis lavere enn 3500 m/s. I modell en (Figur 4.16 til venstre), der sone to går dypere enn metodens penetrasjon er hastigheten delvis lavere enn 3000 m/s som i den syntetiske modellen (2900 m/s). Varierende utstrekning mot dypet av sone to gjør utslag i varierende hastigheter, og derved i tolkingen av bergmassekvaliteten. Jo dypere sone, jo lavere hastighet og desto dårligere tolket bergmassekvalitet (Tabell 4.2).

Den **tomografiske inversjonen** av de samme data (Figur 4.16 nest nederst) viser i tillegg til hastigheter som varierer med svakhetssonens dybde, også en geometri som avspeiler utstrekningen av sone to. Modell to med en 5 m dyp sone fremstår som en ca. 5 m dyp sone med «grønn» hastighet (< 3500 m/s). Under dette er hastigheten også lavere enn i omgivelsene, men større enn 4500 m/s (middels bergmassekvalitet, Tabell 4.2). Ved modell to (10 m dyp sone) er hastigheten i øvre deler av berget den samme som i modell en, men utstrekningen mot dypet har noe lavere hastighet (< 4000 m/s). Denne effekten utvikles videre for modell fire (20 m dyp sone) og til modell en der sonen går dypere enn metodens penetrasjon. Sistnevnte modell viser «grønne» hastigheter i alle de tre sonene, (hastigheter fra ca. 3500 m/s til ca. 2700 m/s) som i den syntetiske modellen, men med noe høyere hastighet i sone en som smelter sammen med lavhastighetsområdet i starten av profilet.

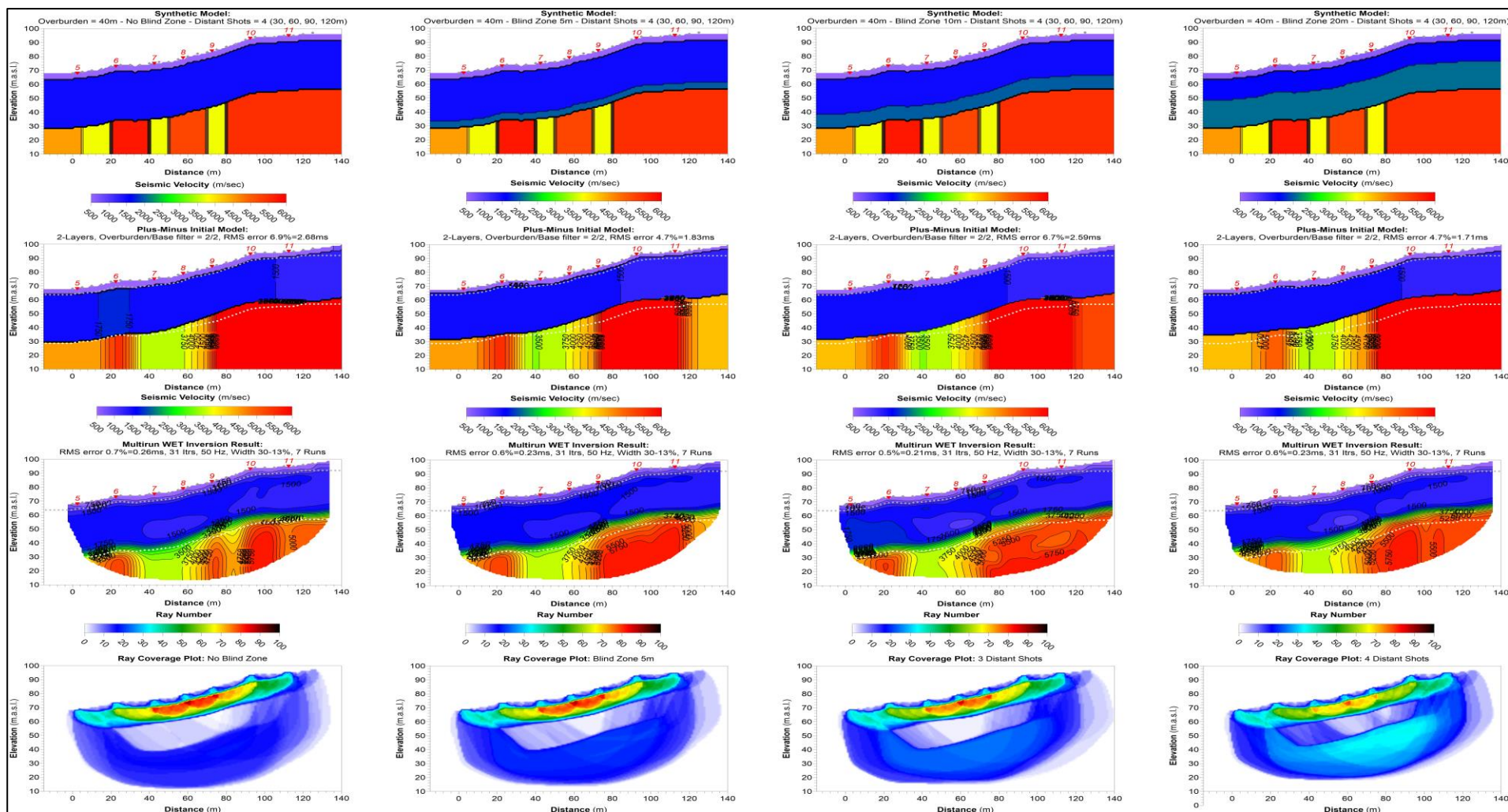
Det er utført tilsvarende modellering med 20 m løsmassetykkelse (Rønning m.fl. 2020b), der hastigheten i de tre svakhetssonene varierer enda mer (2800, 3800 og 4800 m/s). Denne modelleringen viser tilnærmet samme bilde for de fire modellene uavhengig av hvor dypt sone to stikker (5 m, 10 m, 20 m eller dypere enn metodens penetrasjon), både ved **Hagedoorn-tolkingen** og den **tomografiske inversjonen**. Muligheten for å prosessere bort kunstige effekter ser ut til å avta med økende løsmassetykkelse.

Læringspunkt.

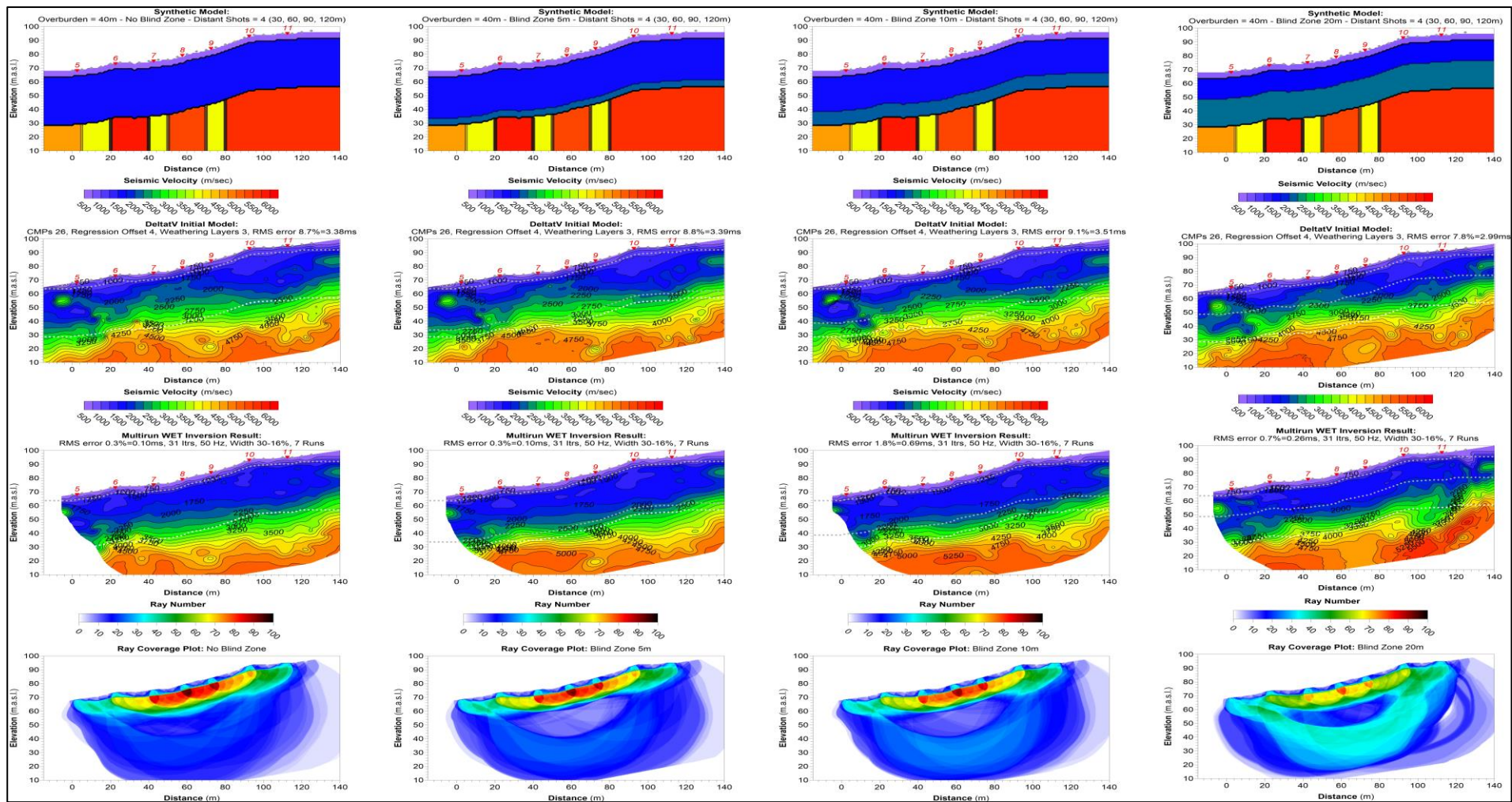
I den **automatiske tolkingen med Hagedoorns metode** fremstår alle svakhetssoner som forventet med «uendelig» utstrekning mot dypet. Ved moderat løsmasse-tykkelse (5 m – 10 m) kan tomografisk inversjon skille mellom mindre forsenkninger i bergoverflaten og svakhetssoner som strekker seg mot dypet. Ved større løsmassetykkelse (20 m), reduseres denne muligheten og tolking av soners dyptgående blir en utfordring. NGUs erfaring tilsier at dersom en skal lykkes ved påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg, må en benytte en startmodell ved inversjonen som indikerer svakhetssonene.



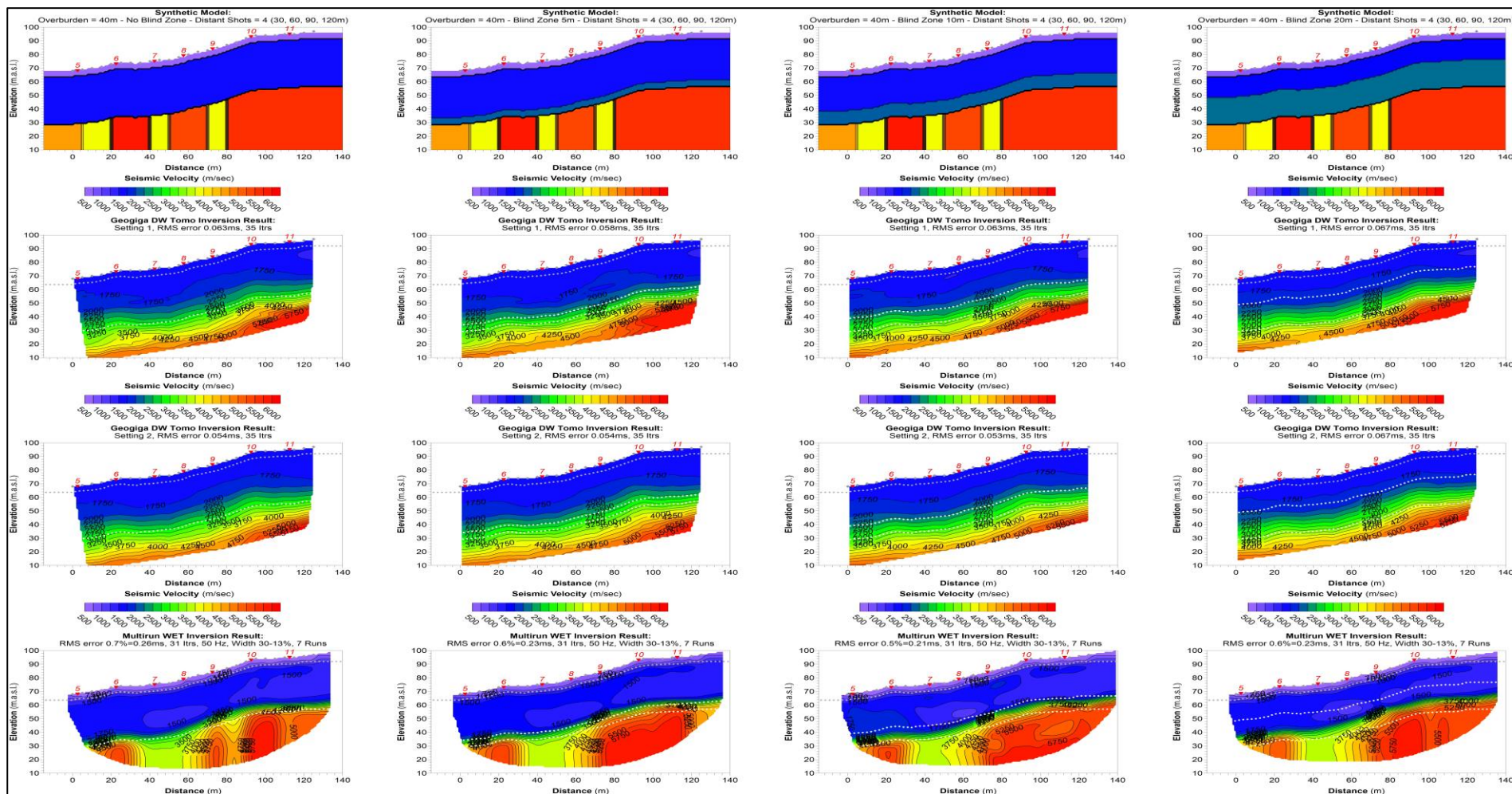
Figur 4.16: Modellering av svakhetssoners dyptgående og hastighet ved liten løsmassetykkelse med **Hagedoorns metode**. Fra venstre: Datasett D1, fullt dyptgående for alle soner med hastighetene 3800 m/s og 2800 m/s (sonene 2 og 3), Datasett D2: Samme som Datasett D1, men sone 2 strekker seg til dybde 5 m. Datasett D3: Samme som Datasett D1, men sone 2 strekker seg til dybde 10 m 2) og Datasett D4: Samme som Datasett D1, men sone 2 strekker seg til dybde 20 m.



Figur 4.17: Modellering av et løsmasselag i blindsonen ved totalt 40 m med løsmasser og bruk av **Hagedoorns metode**. På toppen ligger et løsmasselag med hastighet 600 m/s (tørre masser), deretter følger et løsmasselag med hastighet 1600 m/s (vannmettet). Under dette følger et tredje lag med hastighet 2100 m/s som ligger i blindsonen. Fra høyre: Datasett G1 hvor dette tredje laget i blindsonen mangler. Datasett G2, blindsonelag med tykkelse 5 m. Datasett G3, blindsonelag med tykkelse 10 m. Til høyre: Datasett G4, blindsonelag med tykkelse 20 m. Overgang fra lag 1 til lag 2 og korrekt dyp til berg (40 m) er markert med hvit stipling.



Figur 4.18: Modellering av et løsmasselag i blindsonen ved totalt 40 m med løsmasser og bruk av **DeltatV-metoden**. På toppen ligger et løsmasselag med hastighet 600 m/s (tørre masser), deretter følger et løsmasselag med hastighet 1600 m/s (vannmettet). Under dette følger et tredje lag med hastighet 2100 m/s som ligger i blindsonen. Fra høyre: Datasett G1 hvor dette tredje laget i blindsonen mangler. Datasett G2, blindsonelag med tykkelse 5 m. Datasett G3, blindsonelag med tykkelse 10 m. Til høyre: Datasett G4, blindsonelag med tykkelse 20 m. Overgang fra lag 1 til lag 2, fra lag 2 til lag 3 og korrekt dyp til berg (40 m) er markert med hvit stipling.



Figur 4.19: Modellering av et løsmasselag i blindsonen ved totalt 40 m med løsmasser og bruk av **programvare fra GEOGIGA**, utført av IMPAKT Geofysik AB. På toppen ligger et løsmasselag med hastighet 600 m/s (tørre masser), deretter følger et løsmasselag med hastighet 1600 m/s (vannmettet). Under dette følger et tredje lag med hastighet 2100 m/s som ligger i blindsonen. Fra høyre: Datasett G1 hvor dette tredje laget i blindsonen mangler. Datasett G2, blindsonelag med tykkelse 5 m. Datasett G3, blindsonelag med tykkelse 10 m. Til høyre: Datasett G4, blindsonelag med tykkelse 20 m. Overgang fra lag 1 til lag 2, fra lag 2 til lag 3 og korrekt dyp til berg (40 m) er markert med hvit stipling.

4.4.2.3 Oppsummering, påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg

Tabell 4.4 viser en oppsummering av de anvendte metodenes evne til å påvise og karakterisere svakhetssoner i berg. Det må her presiseres at vurderingen bygger på de prosedyrene som er utprøvd, og at det kan være muligheter som ikke ennå er utforsket som kan gi bedre resultater. Dette betyr at det er rom for mye mer uttesting av eksisterende programvarer, og ikke minst må en være åpen for at nyutviklinger kan endre vurderingen.

Tabell 4.4: Mulighetene for påvising og karakterisering av svakhetssoner med bruk av Rayfract programvare (metodene Hagedoorn og DeltatV), programvare fra Geogiga og tradisjonelle tolkinger med Hagedoorns metode.

Metode	Påvising	Karakterisering	Kommentar
Hagedoorn startmodell	Ja	Ja	God ved tynne løsmasser (< 10 m)
Hagedoorn tomo	Ja	Ja	God ved tynne løsmasser (< 10 m)
DeltatV startmodell	Nei	Nei	Ikke med benyttet prosedyre
DeltatV tomo	Nei	Nei	Ikke med benyttet prosedyre
Geogiga tomo	Nei	Nei	Ikke med benyttet prosedyre
Hagedoorn tradisjonell	Ja	Ja	God, også ved tykke løsmasser

Læringspunkt

Ved tynne løsmasser (< 10 m) kan automatiske tolkinger med Hagedoorns metode benyttes for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg. Ved større løsmassetykkelser (> 10 m) vurderes tradisjonelle tolkinger som best egnet for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg.

4.4.3 Dyp til berg ved enkle modeller

Mulighetene for å tolke dyp til berg og karakterisering av løsmassene var også tema for NGUs siste modellering av tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk (Rønning m.fl. 2020b). Et utvalg av modelleringer er vist i Figurene 4.13 til 4.19. I dette avsnittet gis et sammendrag av enkelte resultater. For en fullstendig oversikt og detaljer ved de diskuterte resultatene, henvises det til den originale rapporten (Rønning m.fl. 2020b).

For å få et bilde av spredningen i tolket dyp til berg, er dette sammenlignet med virkelig dyp til berg ved 8 – 9 punkter langs profilene, ved profilstart, profilslutt og under hvert skuddpunkt.

Dybdetolkingene sammenlignes med de tradisjonelle anslagene av usikkerhet i dybdetolking, +/- 1m for dyp ned til 10 m og +/- 10 % for større dyp (Sjøgren 1984).

4.4.3.1 Enkel modell med dyp til berg lik 20 m

Modellering av dyp til berg for **Datasett A** (5 m tørre løsmasser med hastighet 600 m/s over 15 m vannmettede løsmasser med hastighet 1600 m/s) er vist i Figur 4.13.

Startmodellen generert med **Hagedoorns metode** (Figur 4.13, andre rekke) viser en skarp overgang fra løsmassehastigheter (< 2500 m/s) og berghastigheter (> 3500 m/s). Tykkelse av det første tørre laget er noe mindre enn sann tykkelse, men innenfor tradisjonelle anslag for usikkerhet (± 1 m). Dyp til berg varierer noe langs profilet for alle modellene, men må sies å være akseptabel. For startmodellen generert med Hagedoorns metode varierer dypet til berg fra 16,5 m til 20 m eller 83 % til 100 % av sant dyp. Gjennomsnittet av dyp til berg langs profilene varierer fra 89,5 % til 92,5 % av sant dyp som er noe lavt, men i hovedsak innenfor tradisjonelle anslag for usikkerhet (± 10 %).

Også den **tomografiske inversjonen** (Figur 4.13, tredje rekke) viser også en skarp overgang fra løsmasse-hastigheter (< 2500 m/s) til berghastigheter (> 3500 m/s), men dette er sterkt avhengig av hvilken glatting som benyttes på de inverterte bildene. Tykkelsen av lag 1 (600 m/s) er noe mindre enn den sanne tykkelsen, men i hovedsak innenfor tradisjonelle anslag av usikkerhet (± 1 m). Dyp til berg varierer langs profilene fra 16 m til 20 m tilsvarende 80 % til 100 % av sant dyp. Gjennomsnittet av dyp til berg langs profilene varierer fra 90,8 % til 95,0 % av sant dyp som er noe lavt, men noe bedre enn for startmodellen og innenfor tradisjonelle anslag for usikkerhet (± 10 %).

Læringspunkt

Ved enkle modeller og relativt tynne løsmasselag, kan automatisk tolking med Hagedoorns metode gi gode bilder av løsmasseytykkelser og dyp til berg. Tomografisk inversjon med startmodell generert med Hagedoorns metode kan forbedre tolkingen noe.

4.4.3.2 Enkel modell med dyp til berg lik 40 m

Modellering av dyp til berg for **Datasett B** (5 m tørre løsmasser med hastighet 600 m/s over 35 m vannmettede løsmasser med hastighet 1600 m/s) er vist i Figur 4.14.

Ved de to første modellene B1 og B2 (fjernskudd 30 m og 30 + 60 m fra endegeofoner) gir ikke refraksjoner fra berg, avstand til fjernskudd er for liten. De tre andre modellene med maksimal avstand til fjernskudd på 90 m (B3), 120 m (B4) og 150 m (B5) viser skarpe overganger fra løsmassehastigheter (< 2500 m/s) til berghastigheter (> 3500 m/s) ved **Hagedoorn-tolkingen** (Figur 4.14, andre rad) som gjør tolkingen av dyp til berg enkel. Det første lagets tykkelse er innenfor det tradisjonelle usikkerhetsanslaget på 1 m. Dyp til berg varierer fra 34 m til 40 m eller 85 % til 100 % av sant dyp. I gjennomsnitt langs profilet varierer dyp til berg fra 93,6 % til 94,7 % av sant dyp som er noe lavt, men innenfor tradisjonelle usikkerhetsanslag.

Den **tomografiske inversjonen** (Figur 4.14, tredje rad) viser også et godt bilde av det første løsmasselaget. Dyp til berg er noe mer diffus siden overgangen fra

løsmasse-hastigheter (< 2500 m/s) til berghastigheter (> 3500 m/s) opptrer som en gradient. Dette skyldes økt vertikal filtrering som var nødvendig ved disse modelleringene. Ved tolking av dyp til berg er hastighetskonturen $V_p = 3000$ m/s benyttet som indikator for bergoverflaten. Denne tolkingen viser et dyp til berg som varierer fra 34 m til 45 m langs profilene eller 85 % til 113 % av sant dyp. I gjennomsnitt langs profilet varierer dyp til berg fra 92,5 % til 96,7 % av sant dyp som er noe lavt, men innenfor tradisjonelle usikkerhetsanslag.

Læringspunkt

Ved enkle modeller og noe tykkere løsmasselag, kan automatisk tolking med Hagedoorns metode gi gode bilder av løsmassetykkelser og dyp til berg. Tomografisk inversjon med startmodell generert med Hagedoorns metode, kan forbedre tolkingen noe. Gode tolkinger av dyp til berg forutsetter her at avstand til fjernskudd må være ca. tre ganger større enn dypet til berg.

4.4.3.3 Enkel modell med dyp til berg lik 80 m

Modellering av en enkel lagfølge der dyp til berg var 80 m presenteres ikke i denne rapporten på grunn av manglende kartlegging av berg. Modeller der maksimal avstand til fjernskudd var 180 m eller mindre ga ikke refrakterte bølger fra berg. Først med fjernskudd 240 m fra endegeofonen indikerte **Hagedoorn-tolkingen** berg på 67 m til 72 m eller 84 % til 90 % av sant dyp. I gjennomsnitt langs profilet var dyp til berg 86 % av sant dyp, noe som er svært lavt og utenfor det tradisjonelle anslaget for usikkerhet (+/- 10 %).

Den **tomografiske inversjonen** viste i dette tilfellet ingen informasjon om dyp til berg. Det er uklart om enda større avstand til fjernskudd ville gitt et bedre resultat da tomografisk inversjon med programmet Rayfract ikke benytter fjernskuddene. En er derfor avhengig av at startmodellen fra Hagedoorn-tolkingen gir god respons på berg.

Læringspunkt

Automatisk tolking av dyp til berg ved store løsmassetykkelser kan være en utfordring, både for Hagedoorn-tolkingen og den påfølgende tomografiske inversjonen. Avstand til fjernskudd må være minst tre ganger dypet til berg. Trolig ville flere fjernskudd med større avstand gitt et bedre resultat ved Hagedoorn-tolkingen.

4.4.4 Dyp til berg ved modeller med blindsonelag

Blindsonelag er en utfordring ved tradisjonell refraksjonsseismikk. Et blindsonelag er et lag i dypet som tilfredsstiller kravet om økende hastighet mot dypet, men som er for tynt til å kunne påvises. For å se om et slikt lag kan avdekkes ved tomografisk inversjon, har NGU foretatt modellering med programmet Rayfract (Hagedoorn og DeltatV) og IMPAKT Geofysikk med program fra Geogiga.

Modellen som er grunnlag for Datasett G, er i utgangspunktet den samme som i Datasett B. Dyp til berg er i alle tilfeller 40 m. Øverst finnes et 5 m tykt løsmasselag med hastighet 600 m/s (tørre masser), under dette et lag med hastighet 1600 m/s

(vannmettede masser). Modell G1 har bare disse to lagene mens modellene G2, G3 og G4 har et løsmasselag med hastighet 2100 m/s (morene) over berg. I modell G2 er blindsonelaget 5 m tykt, 10 m i modell G3 og 20 m i modell G4, og ved alle tre modellene er dette et blindsonelag.

For å få et bilde av spredningen i tolket dyp til berg, er dette sammenlignet med virkelig dyp til berg ved 8 – 9 punkter langs profilene, ved profilstart, profilslutt og under hvert skuddpunkt.

Ved presentasjonen av resultatene fra modelleringen i tabellform, markeres avvik fra sant dyp til berg mindre eller lik 2 % med mørk grønnfarge. Avvik fra 2 % til 10 % markeres med lys grønnfarge, avvik mellom 10 % og 20 % med gult.

4.4.4.1 Modell med blindsonelag, Hagedoorntolking

Resultatene fra modellering av datasettene G1 til G4 med **Hagedoorns** metode er vist i Figur 4.17. Som tidligere diskutert (avsnitt 4.4.3.2) gir modell G1 (uten blindsoner) et relativt godt bilde av dyp til berg ved Hagedoorntolkingen. Også den **tomografiske inversjonen** med denne som startmodell viser et relativt klart bilde av dyp til berg, men noe mer diffust på grunn av den vertikale filtreringen. Etter hvert som tykkelsen av blindsonelaget økte (modellene G2, G3 og G4), indikeres et avtagende dyp til berg ved økende tykkelse av blindsonelaget. Blindsonelaget avdekkes ikke ved Hagedoorn-tolkingen som forventet, men heller ikke ved den tomografiske inversjonen. Siden det benyttes en for lav hastighet i blindsonen (1600 m/s i stedet for 2100 m/s), blir tolket dyp til berg mindre, og effekten øker med økende tykkelse av blindsonelaget. Tabell 4.5 viser tykkelse av de to øverste løsmasselagene og dyp til berg ved tolkinger med Hagedoorns metode og tomografisk inversjon med denne tolkingen som startmodell.

Tabell 4.5: Tolket tykkelser av løsmasselag og dyp til berg for Datasett G ved bruk av **Hagedoorns metode og tomografi** med denne som startmodell. Dyp til berg er 40 m i alle datasettene. Datasett G1 har to løsmasselag (V1 = 600 m/s og V2=1600 m/s), Datasett G2 har i tillegg et 5 m tykt blindsonelag med hastighet 2100 m/s over berg. I Datasettene G3 og G4 er tykkelsen av blindsonelaget 10 og 20 m.

Datasett, løsmassetykkelser og dyp til berg (m)	Inversjons-metode	Tykkelse lag 1 ± SDEV (m)	Tykkelse lag 1 / Sann tykkelse (%)	Tykkelse lag 2 ± SDEV (m)	Tykkelse lag 1 / Sann tykkelse (%)	Dyp til berg ± SDEV (m)	Dyp til berg / Sant dyp ± SDEV (%)
G1, 5+35+0=40	Start mod.	4,0 ± 0,3	80,0 ± 5,0	32,6 ± 1,9	93,0 ± 5,4	36,6 ± 1,8	91,4 ± 4,5
G1, 5+35 +0=40	Tomo	2,6 ± 0,5	51,3 ± 9,9	34,8 ± 2,3	99,5 ± 6,6	37,4 ± 2,2	93,4 ± 5,5
G2, 5+30 +5=40	Start mod.	2,8 ± 0,4	56,7 ± 8,7	31,7 ± 2,0	105 ± 6,6	34,6 ± 2,0	86,4 ± 5,0
G2, 5+30 +5=40	Tomo	2,3 ± 0,7	45,0 ± 14	33,4 ± 1,6	111 ± 5,3	35,6 ± 1,7	89,1 ± 4,2
G3, 5+25 +10=40	Start mod.	3,6 ± 0,5	71,1 ± 9,3	31,0 ± 1,5	124 ± 5,9	34,6 ± 1,5	86,4 ± 3,8
G3, 5+25 +10=40	Tomo	2,3 ± 0,5	45,0 ± 9,3	32,6 ± 1,7	130 ± 6,4	34,8 ± 1,8	86,9 ± 4,4
G4, 5+15 +20=40	Start mod.	3,6 ± 0,5	71,1 ± 9,3	28,8 ± 1,5	192 ± 10	32,3 ± 1,4	80,8 ± 3,5
G4, 5+15 +20=40	Tomo	2,6 ± 0,5	51,3 ± 9,9	29,8 ± 1,5	199 ± 8,7	32,4 ± 1,2	80,9 ± 3,0

Både tykkelsen av første og spesielt tykkelsen av det andre løsmasselaget påvirkes i sterk av blindsonelaget. Tykkelsen av disse lagene varierer fra 45 % til 199 % av

sant dyp, noe som klart er en utfordring. Tolket dyp til berg er imidlertid noe mer realistisk, men alt for lavt, og spesielt når blindsonelaget introduseres (modellene G2, G3 og G4). I gjennomsnitt langs profilet variere dette fra 86,4 % til 80,8 % av sant dyp på 40 m for **Hagedoorntolkingen**. Den **tomografiske inversjonen** gir noe bedre resultat (89,1 % til 80,9 %), og en kan konkludere med at den tomografiske inversjonen heller ikke avdekker blindsonelaget. Modelleringen viser også at den tomografiske inversjonen er sterkt påvirket av startmodell, og at det bare gjøres mindre justeringer av denne.

Læringspunkt

Automatisk Hagedoorntolking med programmet Rayfract kan, som forventet, ikke påvise et blindsonelag. Tomografisk inversjon med Hagedoorntolking som startmodell kan heller ikke påvise et blindsonelag. Introduksjonen av et blindsonelag påvirker også tolkingen av individuelle tykkelser av løsmasselagene.

4.4.4.2 Modell med blindsonelag, DeltatV-tolking

Siden Hagedoorntolkingen feilet i forsøket på å påvise et blindsonelag er det av interesse å se om andre tolkingsmetoder kan påvise et slik lag. Inversjon med programmet Rayfract og **DeltatV-metoden** er vist i Figur 4.18. Både startmodellen og den tomografisk inverterte modellen fremstår med en gradvis økende hastighet. Identifisering av individuelle løsmassegrenser og bergoverflaten blir en utfordring. En ser også at laggrensene og spesielt overgangen til berg ikke følger en bestemt hastighetskontur. For å finne den beste hastighetskonturen som indikator for bergoverflaten ved de forskjellige modellene (G1 til G4), ble tolket hastighet ved riktig bergoverflate lest ut fra det inverterte bildet ved profilets start og slutt og under hvert skuddpunkt (8 til 9 punkter). Ut fra disse data ble hastighetsintervallet hvor sant dyp til berg opptrer og en gjennomsnittsverdi beregnet som vist i Tabell 4.6.

Tabell 4.6: Hastighetsisolinje for sant dyp til berg ved **DeltatV** startmodell og tomografisk inversjon. Gjennomsnitt og standardavvik (SDEV) er beregnet ut fra åtte til ni punkter langs profilene.

Datasett	Metode	Isolinje Min- Max (m/s)	Gjennomsnitt Isolinje (m/s)	SDEV Isolinje (m/s)
G1	Start modell	2400 - 3500	3033	448
G1	Tomografisk inv.	2500 - 3500	3000	433
G2	Start modell	2500 - 3800	3111	533
G2	Tomografisk inv.	2500 - 3750	3063	449
G3	Start modell	2750 - 3750	3250	451
G3	Tomografisk inv.	2750 - 3750	3175	381
G4	Start modell	2800 - 4400	3667	641
G4	Tomografisk inv.	2500 - 4500	3381	596
Gjennomsnitt	Alle modeller		3210	492

For modell G1 (uten blindsonelag) ligger bergoverflaten i gjennomsnitt ved ca. 3000 m/s både for startmodellen og den tomografiske inversjonen, men som tabell 4.6 viser, er standardavviket stort. For modellene G2 (5 m tykk blindsonelag), G3 (10 m tykk blindsonelag) og G4 (20 m tykk blindsonelag) ligger bergoverflaten tilsvarende ved ca.

hastighetskontur 3100 m/s, ca. 3200 m/s og ca. 3500 m/s (siste varierer fra 3381m/s til 3667 m/s). Dette betyr at en må vite på forhånd hvor bergoverflaten ligger i dypet for å kunne bestemme hvilken hastighetskontur som kan benyttes som indikator for bergoverflaten. I praksis trenger en supplerende informasjon fra f.eks. boring(er). I NGUs videre arbeid ble hastighetskonturen 3250 m/s valg som en akseptabel gjennomsnittlig indikator for dyp til berg for alle modellene.

Tabell 4.7: Tolking av dyp til berg med **DeltatV-metoden** (startmodell og tomografisk inversjon) av Datasett G. Total løsmassetykkelse er 40 m. Modellene G2, G3 og G4 inneholder blindsonelag med tykkelse henholdsvis 5 m, 10 m og 20 m. Dyp til berg er tolket som isolinje $V=3250$ m/s.

Data-sett	Metode	Dyp til berg, intervall (m)	Dyp til berg i prosent av sant dyp (%)	Gjennomsnitt Dyp til berg \pm SDEV (m)	Avvik fra sant dyp i prosent (%)
G1	Start modell	37 - 50	93 - 125	42,1 \pm 4,8	105 \pm 12
G1	Tomo-inv.	38 - 50	95 - 125	43,4 \pm 4,7	109 \pm 12
G2	Start modell	34 - 49	85 - 123	40,5 \pm 5,0	101 \pm 13
G2	Tomo-inv.	37 - 48	93 - 120	42,1 \pm 4,4	105 \pm 11
G3	Start modell	31 - 49	78 - 123	38,8 \pm 6,0	97 \pm 15
G3	Tomo-inv.	35 - 47	88 - 118	40,9 \pm 4,4	102 \pm 11
G4	Start modell	32 - 43	80 - 108	37,6 \pm 3,6	94 \pm 9
G4	Tomo-inv.	33 - 50	83 - 125	39,8 \pm 4,9	100 \pm 13
Snitt	Alle			40,6 \pm 1,9	102 \pm 4,8

Tabell 4.7 viser tolket dyp til berg med **DeltatV-metoden** direkte og tomografisk inversjon med denne som startmodell. Dypene er registrert ved profilets start og slutt og under hvert skuddpunkt. Hastighetskonturen 3250 m/s er benyttet som indikator for dyp til berg. Tolket dyp varierer fra 31 m til 50 m tilsvarende 78 % og 125 % av sant dyp (40 m), noe som må betraktes som ustabile tolkinger. I gjennomsnitt er tolket dyp til berg ved de forskjellige metodene og modellene betydelig bedre og ligger innenfor 94 % til 109 % av sant dyp, dvs. alle tolkinger innenfor den tradisjonelle avviksnormen på ± 10 %. For datasett G1 er den valgte isolinjen (3250 m/s) for høy, for modellene G2 og G3 passer denne relativt godt, men for modell G4 burde det vært benyttet en noe høyere isolinje (3500 m/s). Det må bemerkes at denne analysen benyttet informasjon om kjent dyp til berg for å komme frem til beste indikator for dyp til berg. Analysen viser imidlertid at den valgte isolinjen (3250 m/s) kan gi relativt gode gjennomsnittlige tolkinger av dyp til berg selv om en ikke kjenner modellen eller har informasjon fra boringer.

Læringspunkt

Metoden **DeltatV** viser gradvise økninger av hastigheten mot dypet. Dette kan være riktig i noen sammenhenger, men i dette tilfellet hvor en antar en skarp overgang fra løsmasser til massivt berg (erodert av is), blir dette feil. Ved å anta en hastighetskontur for hvor bergoverflaten ligger, kan en få brukbare gjennomsnittlige tolkinger av dyp til berg, men det kan være store variasjoner langs profilet.

4.4.4.3 Modell med blindsonelag, tolking med program fra Geogiga

For å se hvordan programmet **DW Tomo** (Geogiga 2019) takler problemet med blindsonelag, utførte firmaet IMPAKT Geofysik AB tomografisk inversjon av datasett G. Ved denne inversjonen ble det benyttet en endimensjonal gradient startmodell og det ble utført to forskjellige tomografiske inversjoner. Tolkingen av datasett G er vist i Figur 4.19.

Også denne inversjonen viser en gradvis økning av hastigheten mot dypet. Dette er et produkt av at startmodellen er en-dimensjonal med gradvis økning av hastigheten mot dypet. I motsetning til NGUs Rayfract-tolking med DeltatV-metoden, viser tolkingen med programvaren fra Geogiga et hastighetsmønster som følger laggrensene i dypet betydelig bedre. Også her må en velge en hastighetskontur som indikator for dyp til berg. For å finne den beste hastighetskonturen som indikator for bergoverflaten ved de forskjellige modellene (G1 til G4), ble tolket hastighet ved riktig bergoverflate lest ut fra de inverterte bildet ved profilets start og slutt og under hvert skuddpunkt (8 punkter). Ut fra disse data ble en gjennomsnittsverdi beregnet som vist i Tabell 4.8.

Ved denne tolkingen med programvare fra Geogiga, faller det sanne dypet til berg innenfor et mye smalere hastighetsintervall: 2750 m/s til 3050 m/s for datasett G1, 2800 m/s til 3250 m/s for datasett G2, 2950 m/s til 3300 m/s for datasett G3 og 3250 m/s til 4000 m/s for datasett G4. De to alternative inversjonene gir relativt like verdier, med ca. gjennomsnitt på henholdsvis 2870 m/s for datasett G1, 3060 m/s for datasett G2, 3170 m/s for datasett G3 og 3535 m/s for datasett G4.

Tabell 4.8: Hastighetsisolinje for sant dyp til berg ved tomografiske inversjoner med programmet **DW Tomo fra Geogiga**. Gjennomsnitt og standardavvik (SDEV) er beregnet ut fra åtte punkter langs profilene. Inversjonene er utført med to forskjellige parametersettinger (GX.1 og GX.2).

Datasett	Metode	Isolinje		SDEV Isolinje (m/s)
		Min-	Max (m/s)	
G1.1	Tomografisk inversjon	2750	3000	128
G2.1	Tomografisk inversjon	2800	3250	148
G3.1	Tomografisk inversjon	2950	3400	124
G4.1	Tomografisk inversjon	3250	4000	334
G1.2	Tomografisk inversjon	2750	3050	121
G2.2	Tomografisk inversjon	2800	3250	143
G3.2	Tomografisk inversjon	3000	3300	134
G4.2	Tomografisk inversjon	3250	3900	244
Gjennomsnitt	Alle			260

Som en ser i Tabell 4.8 øker verdien på hastighetskonturen som indikerer bergoverflaten etter hvert som tykkelsen på blindsonelaget øker. Dette betyr igjen at for å kunne gjøre gode tolkinger av dyp til berg, må en enten kjenne hvilken modell en arbeider på eller ha informasjon om dyp til berg fra f.eks. boring. I det videre arbeidet valgte NGU også her å benytte konturen 3250 m/s som en indikator for dyp til berg. Denne er for høy for modellene G1 og G2, relativt god for modell G3 men for lav for modell G4. Tolket dybde til berg ved 8 punkter langs profilet er vist i Tabell 4.9.

Tabell 4.9: Tolket dyp til berg for datasett G ved bruk av program fra **Geogiga** utført av IMPAKT Geofysik AB. Total løsmassetykkelse er 40 m. Modellene G2, G3 og G4 inneholder blindsonelag som vist i tabell 4.5. Dyp til berg er tolket som isolinje V=3250 m/s i hastighetsprofilene. GX.1 og GX.2 angir to forskjellige inversjoner.

Datasett	Metode Geogiga	Dyp til berg, intervall (m)	Depth til berg i prosent av sant dyp (%)	Gjennomsnitt Dyp til berg ± SDEV (m)	Avvik fra sant dyp i prosent (%)
G1.1	Tomo-inv.	40,0 – 43,1	100 - 108	41,6 ± 1,1	104 ± 2,7
G2.1	Tomo-inv.	37,9 – 43,1	95 - 108	40,5 ± 1,5	101 ± 3,9
G3.1	Tomo-inv.	39,0 – 44,1	98 - 110	40,5 ± 1,6	101 ± 4,1
G4.1	Tomo-inv.	35,9 – 39,0	90 - 98	37,8 ± 1,4	94 ± 3,5
G1.2	Tomo-inv.	41,0 – 44,1	103 - 110	42,4 ± 1,2	106 ± 3,0
G2.2	Tomo-inv.	39,0 – 43,1	90 - 108	41,0 ± 1,3	103 ± 3,4
G3.2	Tomo-inv.	39,0 – 43,1	90 - 108	40,2 ± 1,3	101 ± 3,3
G4.2	Tomo-inv.	34,9 – 41,0	87 - 103	37,2 ± 2,2	93 ± 5,4
Gjennomsnitt	Alle modeller	34,9 – 44,1	87 - 110	40,2 ± 1,5	100,4 ± 3,7

Individuelle tolkinger av dyp til berg med programvaren fra **Geogiga** varierer fra 34,9 m til 44,1 m eller 87 % til 110 % av sant dyp til berg (40 m). De aller fleste individuelle verdiene er innenfor den tradisjonelle avviksnormen på +/- 10 %. Gjennomsnittet av alle tolkinger av dyp til berg langs profilet ligger i intervallet 93 % til 106 % av sant dyp til berg, og ved tre inversjoner er gjennomsnittsavviket mindre enn 2 %. Tolkingen av dyp til berg med programvaren fra Geogiga må sies å være meget god, og dersom en hadde benyttet forskjellige hastighetskonturer som indikator for dyp til berg ved de forskjellige metodene, ville tolkingen blitt enda bedre. Det må også her bemerkes at denne analysen benyttet informasjon om kjent dyp til berg for å komme frem til beste indikator for dyp til berg. Analysen viser imidlertid at den valgte isolinjen (3250 m/s) kan gi relativt gode gjennomsnittlige tolkinger av dyp til berg selv om en ikke kjenner modellen eller har informasjon fra borer.

Læringspunkt

Også tolkinger med programvare fra **Geogiga** viser gradvise økninger av hastigheten mot dypet. Dette kan være riktig i noen sammenhenger, men i dette tilfellet hvor en antar en skarp overgang fra løsmasser til massivt berg (erodert av is), blir dette feil. Ved å anta en hastighetskontur for hvor bergoverflaten ligger, kan en få meget gode gjennomsnittlige tolkinger av dyp til berg, men også gode individuelle tolkinger.

4.4.4.4 Modell med blindsonelag, oppsummering

Tabell 4.10 viser en sammenstilling av gjennomsnittlig treffprosent for dyp til berg ved inversjon av datasett G (løsmassetykkelse 40 m og et blindsonelag med varierende tykkelse) med de forskjellige metodene: Hagedoorns startmodell, tomografisk inversjon med Haagedoorn startmodell, DeltatV startmodell, tomografisk inversjon med DeltatV startmodell og den første tomografiske inversjonen med programvaren DW Tomo fra Geogiga.

Tabell 4.10: Oppsummering av tolket dyp til berg i prosent av sant dyp for Datasett G med forskjellige tolkingemetoder. Total løsmassetykkelse er 40 m. Løsmasselag 1 er 5 m tykt og har hastigheten 600 m/s mens løsmasselag 2 har hastigheten 1600 m/s og varierende tykkelse. Modellene G2, G3 og G4 har i tillegg et tredje løsmasselag i blindsonen med hastighet 2100 m/s (morene) og tykkelser henholdsvis 5 m, 10 m og 20 m.

Datasett (Tykkelser)	Hagedoorn Start-model	Hagedoorn Tomo-inv.	DeltatV Start-model	DeltatV Tomo-Inv	Geogiga Tomo-Inv.
G1 (5 + 35 + 0)	91,4 ± 4,5	93,4 ± 5,5	105 ± 12	109 ± 12	104 ± 2,7
G2 (5 + 30 + 5)	86,9 ± 5,0	89,1 ± 4,2	101 ± 13	105 ± 11	101 ± 3,9
G3 (5 + 25 + 10)	86,4 ± 3,8	86,9 ± 4,4	97,0 ± 15	102 ± 11	101 ± 4,1
G4 (5 + 15 + 20)	80,8 ± 3,5	80,9 ± 3,0	94,0 ± 9	100 ± 13	94,5 ± 3,5
All	86,4 ± 4,3	87,6 ± 5,2	99,3 ± 4,5	104 ± 3,9	100 ± 3,5

De to Hagedoorn-tolkningene, startmodell og tomografisk inversjon med denne som startmodell, viser et gjennomsnittlig dyp til berg som kan aksepteres for modell G1, men når blindsonelaget introduseres (modellene G1, G2 og G3) blir tolket dyp til berg uakseptabelt lavt. De tre andre tolkingene gir tilsynelatende meget gode tolkinger, men disse benyttet kjent dyp til berg for å bestemme hvilken hastighetskontur en burde benytte som indikator for dyp til berg. Det er uklart om den benyttede hastighetskontur kan gi like gode resultater ved andre modeller. Den sikreste tolkingen blir derfor å kalibrere alle tolkinger av dyp til berg med resultater fra boring(er).

Læringspunkt

Tolking av refraksjonsseismikk med Hagedoorns metode kan gi tilsynelatende gode tolkinger, men som vist her, kan lag i blindsonen gi stor usikkerhet i tolket dyp til berg. DeltatV-tolking med programmet Rayfract gir relativt ustabile tolkinger. Programmet DW Tomo fra Geogiga viser relativt stabile tolkinger, men begge de to siste metodene trenger informasjon fra andre kilder (boring) for å kunne gi god presisjon.

4.4.5 Karakterisering av løsmasser.

For å kunne gi en geologisk tolking av hvilke materialtyper en har i et område, er en avhengig av gode tolkinger av hastigheter. Selv om en har gode hastighetstolkinger, vil det kunne være overlapp i hastigheter for forskjellige materialtyper (Tabell 4.1). Det en med sikkerhet kan tolke er at p-bølgehastigheter mindre enn 1000 m/s representerer mer eller mindre tørre masser. Løsmassehastigheter større enn 1800 m/s representerer mest sannsynlig morene.

NGUs modellering (Tassis m.fl. 2017 og 2018, Rønning m.fl. 2020b) og tradisjonelle tolkinger har vist at Hagedoorns metode kan gi entydige hastigheter i løsmasselag. Vi har imidlertid sett at lag i blindsonen ikke kan påvises og da heller ikke karakteriseres. Startmodell generert med DeltatV-metoden og tomografisk inversjon av denne, viser vanligvis en gradvis økning av hastigheten mot dypet. Dette til tross for at modellen opprinnelig har en klar lagdeling med bestemte hastigheter. En tolking av lagets hastighet blir en stor utfordring. Det samme kan sies om tolkinger med programvaren fra Geogiga.

Tabell 4.11 viser en oppsummering av hastighetsanalysene fra NGUs nyere modellering for datasett G (Rønning m.fl. 2020b). Hastigheten i de to første lagene (600 m/s og 1600 m/s) ble godt bestemt ved Hagedoorntolkingen, både ved startmodell og tomografisk inversjon. Det tredje laget i blindsonen var det imidlertid ikke mulig å påvise og da heller ikke bestemme hastigheten i det. Hastighetsgradienten som tolkingene med DeltatV-metoden (Rayfract-tolking) og Geogiga-tolkingen gjør det vanskelig å estimere hastigheten i alle løsmasselagene. Den tradisjonelle Hagedoorntolkingen utført av IMPAKT Geofysikk registrerte ikke topplaget med hastighet 600 m/s, men viste en relativt god hastighet for lag nummer 2 (1520 m/s – 1530 m/s). Som forventet var det ikke mulig å påvise og derved karakterisere det tredje laget som ligger i blindsonen.

Tabell 4.11: Muligheter for karakterisering av løsmasselag ved bruk av programmet Rayfract og metodene Hagedoorn og DeltatV (startmodell og tomografisk inversjon), tomografisk inversjon med programvare fra Geogiga og tradisjonell manuell Hagedoorntolking.

Metode	Hastighet i lag 1 V=600 (m/s)	Hastighet i lag 2 V=1600 (m/s)	Hastighet i lag 3 V=2100 (m/s)
Hagedoorn start	≈ 600	≈ 1500	Ikke påvist
Hagedoorn tomo	≈ 600	ca. 1500 – ca.1800	Ikke påvist
DeltatV start	Hastighetsgradient	Hastighetsgradient	Ikke påvist
DeltatV tomo	Hastighetsgradient	Hastighetsgradient	Ikke påvist
Geogiga tomo	Hastighetsgradient	Hastighetsgradient	Ikke påvist
Hagedoorn trad.	Ikke påvist	1520 - 1530	Ikke testet

Læringspunkt

Hagedoorns metode, både automatisk med programmet Rayfract og tradisjonelle manuelle tolkinger, synes å være den beste metode for karakterisering av løsmasser. Tomografiske inversjoner med DeltatV-metoden og tomografien med program fra Geogiga, gir en gradvis økning av hastigheten mot dypet som gjør det vanskelig å karakterisere løsmassene. Det er uklart om bruk av andre inversjonsparametere kan gi klarere hastighetsanalyser.

4.5 Kvalitet på seismikk, måledata fra «E39 Kryssing av Romsdalsfjorden»

NGU ved undertegnede er/var medlem av «Ekspertgruppe for ingeniørgeologi» i prosjektet «E39 Kryssing av Romsdalsfjorden». I dette prosjektet er det utført mye geofysikk og boringer. Høsten 2019 utførte det svenske firmaet IMPAKT Geofysik refraksjonsseismiske målinger langs en ny tunneltrasé for prosjektet (Impakt 2020). NGU har reprocessert deler av dette datasettet ved bruk av programmet Rayfract. Muligheter for påvising og karakterisering av svakhetssoner ble studert ved flere tolkingemetoder. Kvaliteten på tolking av dyp til berg og karakterisering av løsmasser ble analysert både ved refraksjonsseismiske og refleksjonsseismiske undersøkelser. Det er også utført tomografi mellom sjøbunnen og borehull i dette prosjektet. Det er høstet mange erfaringer som er verdt å ta vare på for fremtidige generasjoner av ingeniørgeologer. Det er også dessverre høstet erfaring på hvordan geofysikken ikke skal utføres for å kunne gi de svarene ingeniørgeologene søker (Rønning m.fl. 2020a).

4.5.1 Refraksjonsseismikk, påvising og karakterisering av svakhetssoner

Ut fra datasettet IMPAKT Geofysik samlet inn høsten 2019 (IMPAKT 2020) har NGU reprocessert fire profiler på land ved Vik på sørsida av Romsdalsfjorden og fem deler av lengre profiler i sjøen mellom Vik på sørsida og Otrøya på nordsiden av fjorden. I prinsippet er datasettet tolket med seks forskjellige metoder (Rønning m.fl. 2020a):

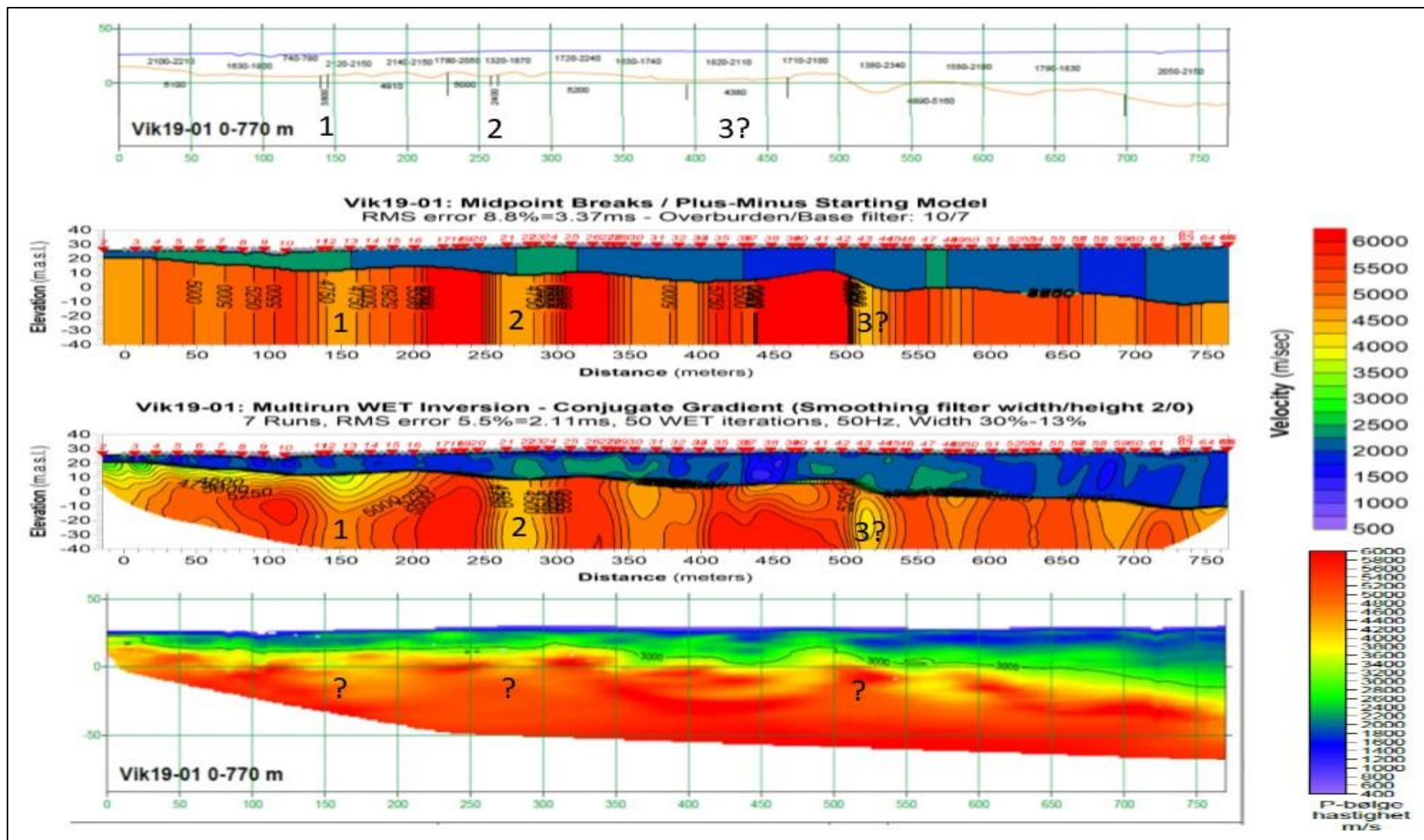
1. IMPAKT, tradisjonelle tolkinger med Hagedoorns metode
2. IMPAKT, tomografisk inversjon med programvare fra Geogiga
3. NGU, Rayfract-tolking, Hagedoorns metode
4. NGU, Rayfract-tolking, tomografisk inversjon med Hagedoorn startmodell
5. NGU, Rayfract-tolking, DeltatV-metoden
6. NGU, Rayfract-tolking, tomografisk inversjon med DeltatV startmodell

Tradisjonelle tolkinger med Hagedoorns metode er den metoden som vanligvis har vært benyttet i Norge for påvising og karakterisering av svakhetssoner. Modelleringene i avsnitt 4.4.2 viste også at tradisjonelle tolkinger med Hagedoorns metode var den sikreste metoden for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg. Denne tolkingen benyttes derfor som en referanse for de andre tolkingene.

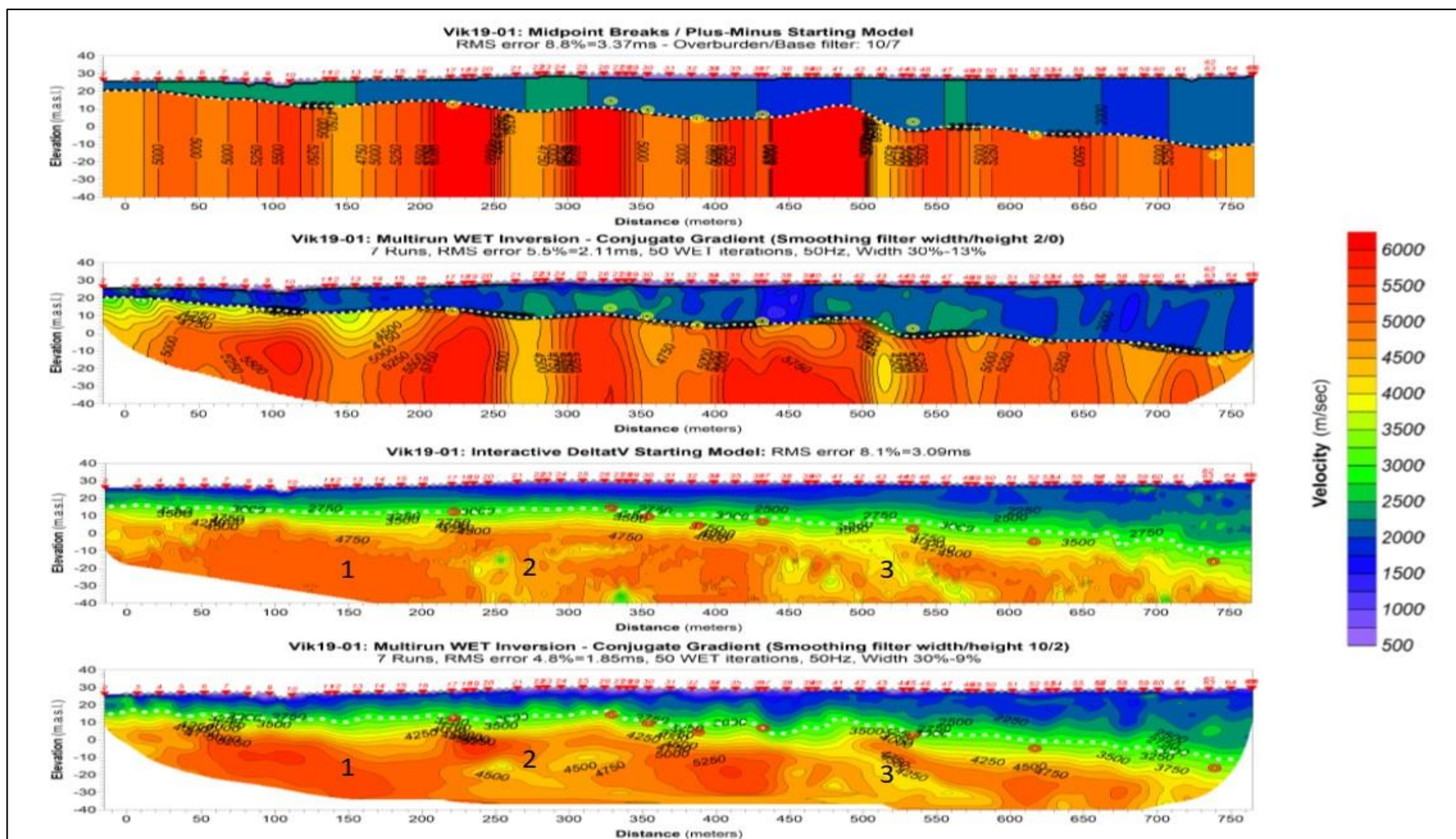
Ved **IMPAKTs tomografiske** inversjon ble det fokusert på gode tolkinger av dyp til berg, og denne metoden gir derfor liten informasjon om svakhetssoner i berg. **Hagedoorns metode** med programmet Rayfract, er i prinsippet den samme tolkingen som IMPAKT's tradisjonelle tolking, men noe forskjellig prosedyre kan gi avvik i hastighetsprofilene. **Tomografisk inversjon** med startmodell generert med Hagedoorns metode, kan justere på startmodellen slik at hastighetsmodellen er bedre tilpasset de målte data. Dette kan føre til at kunstige tolkingeffekter kan reduseres. **DeltatV-metoden** bygger på prinsippet om dykkende bølger («diving waves»). Tidligere modelleringer (Tassis m.fl. 2017 og 2018) har vist at metoden ikke er den beste for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg. I dette aktuelle arbeidet viser metoden interessante resultater knyttet til fall på en sone.

Eksempler på tolkede hastighetsprofiler, er vist i Figurene 4.20 og 4.21 (Vik19-01). I dette arbeidet benyttes hastighetsvariasjonene vist i Tabell 4.2 som indikatorer på bergmassekvalitet. Den tradisjonelle tolkingen øverst i Figur 4.20 indikerer tre mulige svakhetssoner. To av disse faller sammen med tilsvarende soner ved NGUs automatiske Rayfract-tolking med **Hagedoorns metode**. NGUs tolkinger indikerer imidlertid en større bredde og høyere hastighet i de to sonene. Den tredje svakhetssonen indikerer en p-bølgehastighet på 4380 m/s som bare så vidt kvalifiserer til å bli karakterisert som svakhetssone ifølge Tabell 4.2. Denne sonen indikeres ikke ved NGUs tolkinger, men en annen relativt klar sone fremstår ca. 100 m mot høyre. Den **tomografiske inversjonen** svekket den første indikerte sonen, men gir fremdeles en klar indikasjon. Årsaken kan være at sonen ifølge tradisjonelle tolkingen er meget smal (ca. 5 m), men også at sonen kan ha begrenset utstrekning mot dypet.

I Figur 4.21 er Rayfract-tolkinger med Hagedoorns metode og DeltatV-metoden av det samme datasettet presentert. Tidligere erfaringer (Tassis m.fl. 2017 og 2018) bekreftes. Verken startmodellen generert med DeltatV-metoden eller den tomografiske inversjonen med denne som startmodell, viser klare indikasjoner på sone 1. Ved sone 2, er det stedvis reduserte hastigheter i dypet, men dette blir ikke oppfattet som et klart signal fra en svakhetssone. Den tredje sonen viser et interessant trekk. Både ved DeltatV startmodell og den tomografiske inversjonen med denne som startmodell, indikeres en lavhastighetssone (p-bølgehastighet 4000 – 4250 m/s) med relativt slakt fall. Dersom dette er korrekt, vil det være en viktig informasjon, og kanskje er dette forklaringen på forskjellig posisjon for sone 3 ved NGUs tolkinger. Svaret på dette får en imidlertid ikke før tunnelene (to løp) drives.



Figur 4.20: Forskjellig refraksjonsseismisk tolking av det samme datasettet langs profil Vik19-01. IMPAKTs lagdelte tolking øverst, deretter følger NGUs Rayfract-tolking med Hagedoorns metode (startmodell) og tomografiske inversjon med antatt beste prosedyre. Nederst vises IMPAKTs tomografiske inversjon med programmet fra Geogiga.



Figur 4.21: Alternative refraksjonsseismiske tolkinger av profil Vik19-01. Øverst: NGUs Rayfract-tolking med **Hagedoorns metode** (startmodell) og deretter tomografiske inversjon med antatt beste prosedyre. To nederste bilder viser henholdsvis **DeltatV** startmodell og tomografisk inversjon med denne som startmodell. Dyp til berg fra borerer er angitt med gule og røde sirkler.

Tabell 4.12: Oversikt over antall svakhetssoner i de forskjellige bergklasser ved de forskjellige refraksjonsseismiske tolkingsmetoder.

Bergmasseklasse	Hastighet (m/s)	Karakteristikk	Impakt Tradisjonell lagdelt	NGU Hagedoorn Middel	NGU Hagedoorn Minimum	NGU Tomo Middel	NGU Tomo Minimum
C	5000 - 4600	Middels bergmassekvalitet	3	1	1	2	2
D	4600 - 4000	Dårlig bergmassekvalitet	7	18	18	12	11
E	4000 - 3000	Svært dårlig bergmassekvalitet	11	3	3	6	7
F	3000 - 2000	Ekstremt dårlig bergmassekvalitet	1	0	0	0	0
G	< 2000	Eksepsjonelt dårlig bergmassekvalitet	0	0	0	0	0
Utelatt			1	1	1	3	3
Sum			23	23	23	23	23

Tabell 4.13: Oversikt over svakhetssoners totale bredde og prosentandel i forskjellige bergklasser ved de forskjellige refraksjonsseismiske tolkingsmetoder.

Bergmasseklasse	Hastighet (m/s)	Karakteristikk	Impakt Tradisjonell lagdelt (m) / Andel (%)	NGU Hagedoorn Middel (m) / Andel (%)	NGU Hagedoorn Minimum (m) / Andel (%)	NGU Tomo Middel (m) / Andel (%)	NGU Tomo Minimum (m) / Andel (%)
C	5000 - 4600	Middels bergmassekvalitet	160 / 12,5	20 / 1,5	20 / 1,5	40 / 3,6	40 / 3,6
D	4600 - 4000	Dårlig bergmassekvalitet	640 / 50,0	865 / 68,0	825 / 65,0	710 / 64,3	510 / 46,2
E	4000 - 3000	Svært dårlig bergmassekvalitet	480 / 37,5	390 / 30,5	430 / 33,5	355 / 32,1	555 / 50,2
F	3000 - 2000	Ekstremt dårlig bergmassekvalitet	5 / 0,1	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0
G	< 2000	Eksepsjonelt dårlig bergmassekvalitet	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0
SUM			1280	1275	1275	1105	1105
SUM	4600 - 2000	Bergklasse D, E og F	1120	1255	1255	1065	1065

I Tabell 4.12 gis en oppsummering av sprekkesoneanalysen ved alle de undersøkte profilene på land og i sjøen ved «E39 Kryssingen av Romsdalsfjorden». I alt indikeres 23 svakhetssoner langs de ni undersøkte profilene. De tradisjonelle tolkingene angir en bestemt hastighet i hver enkelt svakhetszone. Ved NGUs tolking er bildet noe mer nyansert og svakhetssonene tolkes innenfor et hastighetsintervall.

Ved sorteringen av svakhetssonene ved NGUs tolking, er det benyttet to forskjellige prosedyrer. Den første tar utgangspunkt i hastighetsintervallet svakhetssonen ligger i og en midlere hastighet (Middel) i sonen benyttes for karakterisering. Ved den andre metoden benyttes den laveste hastigheten i intervallet (Minimum).

Antall soner som faller innenfor de forskjellige bergklasser varierer, og generelt kan en si at de tradisjonelle tolkinger viser flere soner i dårligere bergklasser. Tradisjonell tolking har en sone i bergklasse F (3000 – 2000 m/s) mens NGUs tolkinger har ingen. Tilsvarende tall for bergklasse E er 11 for tradisjonell tolking, tre for NGUs Hagedoorntolking og noe høyere ved NGUs tomografiske inversjon. NGUs tolkinger har langt flere soner i bergklasse D (4600 – 4000 m/s) enn hva de tradisjonelle tolkingene viser. Soner plassert i bergklasse C (5000 – 4600 m/s, Middels bergmassekvalitet) er soner som ved andre tolkingemetoder viser lavere hastighet. Noen soner er «Utelatt», dette på grunn av at de opptrer bare ved den ene metoden, de faller utenfor det tomografiske bildet, eller de indikeres med begrenset dybderekkevidde ved den tomografiske inversjonen.

I tabell 4.13 er total bredde av soner i de forskjellige bergklassene summert. Total bredde av soner med nedsatt bergmassekvalitet (bergklasse D, E og F) er relativt lik for de forskjellige tolkingemetodene, IMPAKTs tradisjonelle, NGUs Hagedoorntolking og NGUs tomografiske inversjon, henholdsvis 1120 m, 1255 m og 1065 m. Dette kan virke noe mye, i overkant av 20 % av den totale profillengden på 5650 m som er undersøkt. Dette skyldes at profilene er valgt ut nettopp for å studere svakhetssoner og profiler med mange og brede svakhetssoner er overrepresentert.

Innbyrdes fordeling varierer noe. IMPAKTs tradisjonelle tolking viser at 160 m (12,5 %) av angitte soner har bergmasseklasse C og betraktes derfor ikke som svakhetszone. Dette er soner som ved NGUs tolkinger kommer ut med dårligere bergmassekvalitet. Ved **IMPAKTs tradisjonelle tolking** plasseres halvparten (50 %) av sonelengden i bergmasseklasse D, 37,5 % i bergklasse E og en liten sone med bredde 5 m i bergmasseklasse F. Ved **NGUs Hagedoorn-tolking** kommer en større andel i bergmasseklasse D (65 - 68 %) mens vel 30 % kommer i bergmasseklasse E. Ved NGUs Hagedoorn-tolking er det 20 m som ved IMPAKTs tradisjonelle tolkinger viser dårligere bergmassekvalitet, men som ved NGUs tolkinger plasseres i bergmasseklasse C (Middels bergmassekvalitet).

NGUs **tomografiske inversjon, der midlere hastighet** i sonene benyttes, gir et tilsvarende bilde som tolkingene med Hagedoorns metode. Tilnærmet 2/3 av sonelengden plasseres i bergmasseklasse D og nær 1/3 i bergmasseklasse E. Her er det to soner (40 m) som IMPAKTs tolkinger angir som svakhetszone, men som ved den tomografiske inversjonen får hastighet større enn 4600 m/s, bergmasseklasse C.

Dersom en velger å benytte **minimumshastigheten i sonens** hastighetsintervall ved NGUs tomografiske inversjon, endres bildet markert. Ca. 46 % av sonelengden plasseres i bergklasse D mens ca. 50 % plasseres i bergklasse E. Denne metoden gir derved samlet en dårligere bergmassekvalitet enn både NGUs Hagedoorn-tolkinger og mer likt IMPAKTS tradisjonelle tolkinger.

Læringspunkt.

Det er mulig å påvise og karakterisere svakhetssoner i berg med automatiske tolkinger med Hagedoorns metode. Tomografisk inversjon med startmodell generert med Hagedoorns metode kan forbedre tolkingene, og i noen tilfeller redusere betydningen av kunstige effekter. Ved denne automatiske tolkingen blir ofte svakhetssonene bredere og har høyere hastighet (bedre bergmassekvalitet). Dersom metoden skal benyttes for klassifisering av bergmasskvalitet må trolig hastighetsintervallene for forskjellige bergklasser justeres noe. Karakterisering av svakhetssoner ved å benytte minste hastighet i soneintervallet, er mest lik karakteriseringen med den tradisjonelle tolkingen.

Påvisning og karakterisering av sprekkesoner med programvare fra Geogiga, hvor slik inversjonen er utført i dette arbeidet, er en utfordring. Det samme kan sies om inversjoner utført med programmet Rayfract og DeltatV-metoden. Sistnevnte indikerte imidlertid et markert fall på en av sonene, og dette bør følges opp ved kommende tunneldriving og gjerne med modellering.

4.5.2 Refraksjonsseismikk, dyp til berg og karakterisering av løsmasser

Figurene 4.20 og 4.21 viser også tolket dyp til berg for Profil 19-01 ved Vik på sørsida av Romsdalsfjorden. I dette området har Statens vegvesen utført 17 boringer som alle ligger nærmere enn fire meter fra en seismikktolking. Tolket dyp til berg fra boringene anses som relativt sikre da det ble boret opp mot 3 m etter at en fikk indikasjoner på boring i berg. Det er foretatt en sammenligning av tolket dyp til berg fra boringene med tilsvarende data fra forskjellige tolkingemetoder i Tabellen 4.14, 4.15 og 4.16. Avviket mellom de geofysiske tolkingene og resultatene fra boringene er visualisert med fargekoder (Rødt: avvik > 20 %. Gult: avvik mellom 10 og 20 % Lys grønt avvik mellom 2 og 10 % og Mørk grønt: avvik < 2 %).

I Tabell 4.14 er **tre forskjellige tolkinger** av dyp til berg utført av firmaet IMPAKT Geofysik sammenlignet med dyp til berg fra boringene. Ved den første tradisjonelle tolkingen (Impakt Lagdelt 1) ble en mindre detalj i data oversett, og tolket dyp til berg ble til dels overestimert. Da dette ble oppdaget, ble det foretatt en justering av tolkingene (Impakt Lagdelt 2). Resultatet av denne justeringen viser bedre resultat, men fremdeles viser seks punkter et avvik større enn 20 % og fire punkter et avvik mellom 10 % og 20 %. IMPAKTs kombinerte tolking (Kombi) bygger på den tradisjonelle tolkingen, resultater fra tomografisk inversjon og resultater fra boringene. Resultatene ble vesentlig bedre, men fremdeles er det seks punkter der avviket er større enn 10 %, hvorav ett punkt har et avvik på 31 %. Dette til tross for at resultater fra boringene ble benyttet ved tolkingen.

Ved **IMPAKTs tradisjonelle tolking** ble hastigheten i løsmassene bestemt, og en kan ut fra disse si noe om hvilke materialtyper en har (tørre løsmasser, vannmettet sand/grus eller morene). Modellering (Rønning m.fl. 2020b) har vist at ved blandsoneproblemer kan det være et morenelag under marine sedimenter (silt-leire). Den **tomografiske inversjonen med programvare fra Geogiga**, viser gradvise økninger av hastigheten gjennom løsmassene og ned i berg, og en karakterisering av løsmassene blir utfordrende.

Tabell 4.14: Dyp til berg fra relativt sikre borer, fra **IMPAKTs tradisjonelle lagdelte tolking** og fra **IMPAKTs kombinerte (endelige) tolking**.

Profil	Borehull	Avstand til boring (m)	Boring Dyp til berg (m)	Impakt Lagdelt 1 Dyp til berg (m)	Impakt Lagdelt 1 /Boring Avvik %	Impakt Lagdelt 2 Dyp til berg (m)	Impakt Lagdelt 2 /Boring Avvik %	IMPAKT Kombi Dyp til berg (m)	IMPAKT Kombi / Boring Avvik %
Vik19-01	415	1,69	15,9	22,6	142	21,9	138	14,36	90
Vik19-01	411	0,13	15,4	28,1	183	20,8	135	15,36	100
Vik19-01	410	1,47	20,0	31,3	157	22,7	114	16,76	84
Vik19-01	409	2,74	24,8	32,4	131	26,0	105	22,47	91
Vik19-01	363	2,53	22,3	25,3	113	24,9	112	25,96	116
Vik19-01	406	3,75	26,0	36,6	141	35,8	138	25,51	98
Vik19-01	405	2,41	33,2	43,1	130	36,0	108	28,00	84
Vik19-01	403	0,71	45,3	55,1	122	49,6	109	41,18	91
Vik19-01	402	0,28	48,8	56,1	115	47,5	97	45,34	93
Vik19-01	70	3,37	30,6	32,2	105	32,3	105	28,49	93
Vik19-02	414	0,41	19,8	25,8	130	25,6	129	21,44	108
Vik19-02	413	1,87	20,0	25,9	129	25,6	128	19,59	98
Vik19-02	412	0,85	25,9	30,7	119	30,7	119	27,81	107
Vik19-02	404	0,66	43,7	41,3	94	41,3	95	37,18	85
Vik19-04	408	1,06	20,4	23,7	116	23,7	116	26,72	131
Vik19-04	407	0,86	20,9	29,5	141	29,3	140	20,97	100
Vik19-04	401	2,47	55,6	62,1	112	51,5	93	44,78	81
MIDDEL		1,60			128		116		97
SDEV		0,6			21		32		13

NGUs tolking av dyp til berg med programvaren Rayfract langs profil Vik19-01 er vist i Figur 4.21. Her angis dyp til berg fra boring som gule og røde punkter. Rent visuelt synes det å være en god korrelasjon mellom tolkingen med Hagedoorns metode, tomografisk inversjon med denne som startmodell og dyp til berg fra boring.

I Tabell 4.15 er resultatene fra **Hagedoorn-tolkingene** kvantifisert for alle de tre analyserte profilene ved Vik. Ved tidspunkt for denne tolkingen var ingen dyp fra borer kjente. Startmodellen, beregnet med Hagedoorns metode, viser ett punkt hvor avviket er større enn 20 % og tre punkter der avvik i dyp til berg ligger mellom 10 og 20 %. I gjennomsnitt ligger tolket dyp til berg med Hagedoorns metode på 102 ± 10 % av dyp til berg fra boring. Tilsvarende tall for **tomografisk inversjon** med startmodell beregnet med Hagedoorns metode er 98 ± 9 %. I gjennomsnitt stemmer tolket dyp til berg meget godt, både for den rene Hagedoorn-tolkingen og den tomografiske inversjonen med denne som startmodell. Ved den tomografiske

inversjonen ligger alle tolkingene av dyp til berg innenfor $\pm 15\%$ av dyp til berg fra boring, og denne verdien kan være et bedre estimat for usikkerheten i denne type tolkinger.

Tabell 4.15: Dyp til berg fra alle boringer og tolkinger langs profilene Vik19-01, Vik19-02 og Vik19-04. Her sammenlignes dyp til berg tolket med **Hagedoorns pluss-minus-metode** og tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre (Multirun Conjugate Gradient) og minste glatting. Tomografisk inversjon langs profil Vik19-01 er glattet med «Width/Height filter» 1/3, Vik19-02 er glattet med filter 2/0, mens tilsvarende for profil Vik19-04 er 3/1. Dyp til berg er angitt som dyp til hastighetskontur 3000 m/s.

Linje	Borehull	Avstand til boring (m)	Dyp til berg, boring (m)	Dyp til berg Hagedoorn (m)	Hagedoorn / Boring (%)	Dyp til berg, beste Tomo (m)	Beste Hagedoorn Tomo / Boring (%)
Vik19-01	415	1,69	15,9	14,4	91	13,7	86
Vik19-01	411	0,13	15,4	18,9	123	16,7	108
Vik19-01	410	1,47	20	21,8	109	20,4	102
Vik19-01	409	2,74	24,8	24,4	98	23,1	93
Vik19-01	363	2,53	22,3	24,2	109	24,2	109
Vik19-01	406	3,75	26	30,8	118	28	108
Vik19-01	405	2,41	33,2	31,5	95	29,7	89
Vik19-01	403	0,71	45,3	40,3	89	38,8	86
Vik19-02	414	0,41	19,8	19,7	99	19,4	98
Vik19-02	413	1,87	20,0	19,0	95	19,0	95
Vik19-02	412	0,85	25,9	24,1	93	24,1	93
Vik19-02	404	0,66	43,7	44,6	102	43,8	100
Vik19-04	408	1,06	20,4	21,1	103	21,3	104
Vik19-04	407	0,86	20,9	23,6	113	23,6	113
Vik19-04	401	2,47	55,6	52,4	94	51,6	93
SNITT		1,6			102		98
SDEV		1,0			10,3		8,6

NGUs automatiske tolking med Hagedoorns metode bestemmer **hastigheten i løsmassene** og en karakterisering av disse ut fra hastigheter er mulig. Modellering har imidlertid vist at et morenelag i blindsonen vil bli oversett (Rønning m.fl. 2020b). Tomografisk inversjon med Hagedoorn-tolking som startmodell viser et noe mer nyansert bilde av hastighetene i løsmassene, og kvaliteten på disse tolkingene er uklart.

I Tabell 4.16 er tolket dyp til berg med **DeltatV-metoden** og tomografisk inversjon hvor denne benyttes som startmodell vist. Denne tolkingsmetoden gir ikke klare overganger fra løsmassehastigheter ($V_p < 2500$ m/s og klare berghastigheter $V_p > 3500$ m/s), men gradvise overganger (se Figur 4.21). Dette betyr at en må velge en hastighetskontur som indikator for dyp til berg. I dette arbeidet er hastighetskonturen $V_p = 3000$ m/s benyttet som indikator for dyp til berg. Dette gir hovedsakelig for lave dyp til berg ved DeltatV-tolkningen. Ved tre punkter ligger tolket dyp til berg på fra 70 til 78 % av dypet fra boringene. I tillegg viser 6 punkter et dyp som ligger mellom 80 og 90 % av dyp fra boringer. I gjennomsnitt er tolket dyp til berg med denne metoden 89 ± 11 % av dypet fra boringer. Den tomografiske inversjonen med DeltatV-tolkningen som startmodell viser noe bedre resultater, men fremdeles er tolket dyp til berg i gjennomsnitt lik 93 ± 10 % av dyp fra boringene. En burde her valgt en høyere hastighetskontur (f.eks. 3200 m/s) som indikator for dyp til berg.

Tabell 4.16: Dyp til berg fra alle boringer langs profilene Vik19-01, Vik19-02 og Vik19-04 og tolket dyp til berg med **DeltatV-metode** (startmodell) og tomografisk inversjon med denne som startmodell og antatt beste prosedyre (Multirun Conjugate Gradient). Tomografisk inversjon langs profil Vik19-01 er glattet med «Width/Height filter 10/2», mens tilsvarende for profil Vik19-02 og -04 er 5/1. Dyp til berg er angitt som dyp til 3000 m/s.

Linje	Borehull	Avstand til boring (m)	Boring Dyp til berg (m)	DeltatV Startmodell (m)	DeltatV Startmodell / Boring (%)	DeltatV Tomo (m)	DeltatV Tomo / Boring (%)
Vik19-01	415	1,69	15,9	15,6	98	15,3	96
Vik19-01	411	0,13	15,4	16,4	106	13,1	85
Vik19-01	410	1,47	20,0	17,6	88	18,3	92
Vik19-01	409	2,74	24,8	18,4	74	20,3	82
Vik19-01	363	2,53	22,3	19,9	89	22,8	102
Vik19-01	406	3,75	26,0	21,3	82	25,0	96
Vik19-01	405	2,41	33,2	26,7	80	29,0	87
Vik19-01	403	0,71	45,3	39,7	88	39,7	88
Vik19-02	414	0,41	19,8	15,9	80	20,9	105
Vik19-02	413	1,87	20,0	20,2	101	19,0	95
Vik19-02	412	0,85	25,9	26,1	107	28,2	108
Vik19-02	404	0,66	43,7	34,1	78	35,9	82
Vik19-04	408	1,06	20,4	19,5	96	22,3	109
Vik19-04	407	0,86	20,9	19,4	93	19,9	95
Vik19-04	401	2,47	55,6	38,8	70	42,3	76
Snitt		1,6			89		93
SDEV		1,0			11		10

DeltatV-metoden viser gradvis økning av hastigheten mot dypet, og det blir **utfordrende å karakterisere løsmassene** ut fra seismisk hastighet.

4.5.3 Læringspunkter refraksjonsseismikk

Tradisjonelle tolkinger av dyp til berg kan være beheftet med større usikkerhet en tidligere antatt. Utfordrende geologi kan være en årsak til dette.

Automatiske tolkinger med Hagedoorns metode direkte og tomografisk inversjon med denne som startmodell kan i gjennomsnitt gi relativt gode tolkinger av dyp til berg, men også ved denne metoden kan en forvente individuelle usikkerheter på +/- 15 %.

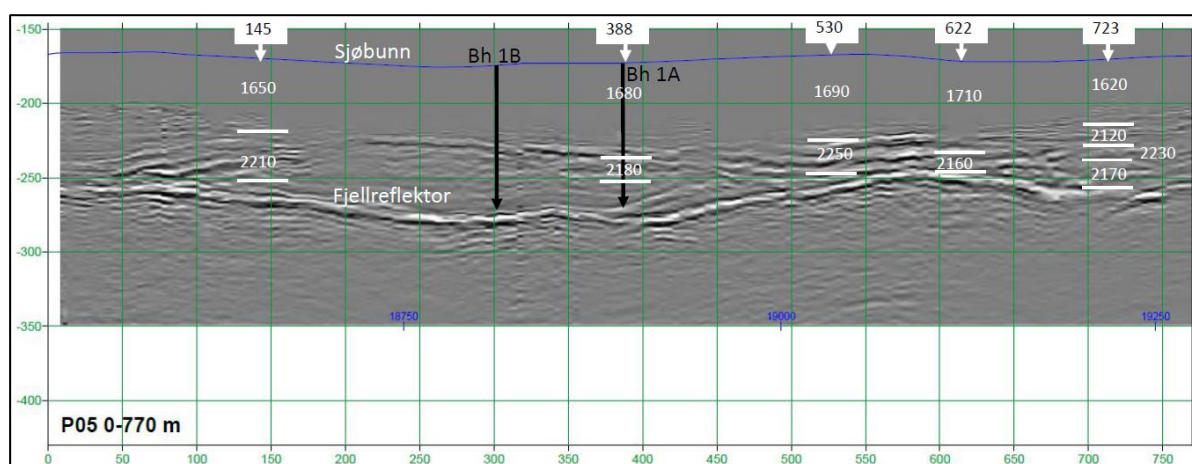
Tomografisk inversjon der en benytter en 1D startmodell med gradvis økning i hastigheten mot dypet viser også gradvise økninger i tolkingen og en trenger data fra andre kilder for å velge hastighetskontur som indikator for dyp til berg.

Tolking av løsmassegeologi ut fra p-bølgehastighet kan være en utfordring. Både tradisjonelle og automatiske tolkinger med Hagedoorns metode kan gi gode hastighetsprofiler, men modellering har vist at blindsoneproblemer er en utfordring. Tomografisk inversjon der en benytter 1D gradient startmodell gir et hastighetsprofil med gradvis økende hastighet i løsmassene, og tolking av løsmasstype blir utfordrende.

Utfordrende geologi kan gjøre tolking av dyp til berg mer usikker enn den tradisjonelle usikkerheten på +/- 10 % av dypet til berg. Erfaringene fra «Romsdalsprosjektet» tilsier at usikkerheten heller er +/- 15 % av det totale dypet. Tomografisk inversjon kan bidra til å avdekke komplisert geologi og derved mer usikre tolkinger. Flere alternative tolkinger av innsamlede datasett anbefales.

4.5.4 Refleksjonsseismikk, dyp til berg og karakterisering av løsmasser

Ved IMPAKT's refraksjonsseismiske målinger i Romsdalsfjorden høsten 2019 ble det også indikert klare refleksjoner i datasettet (IMPAKT 2020, Rønning m.fl. 2020a). Det ble derfor besluttet å foreta refleksjonsseismiske analyser der dette var mulig. Et eksempel på oppnådde resultat er vist i Figur 4.22.



Figur 4.22: **Refleksjonsseismisk** profil P05 0 – 770 m. Hvide tall viser hastigheter (m/s) fra fem analyser langs denne delen av profilet og hvite streker viser dyp til laggrænser. Sjøbunnen er angitt som blå linje. Hastigheter i intervallet 1620 m/s til 1710 m/s tolkes som marine fjordavsetninger (silt og leire) mens hastigheter større enn 2100 m/s tolkes som hardt pakket morene. Sorte piler angir dyp til berg fra FUGROs borer (Modifisert fra IMPAKT 2020).

Figur 4.22 viser IMPAKTs prosesserte refleksjonsbilde ved profil P05 posisjon 0 til 770 m. Totalt er det her utført fem hastighetsanalyser langs denne delen av profil P05. Øverst finnes et lag med hastigheter som varierer fra 1620 m/s til 1710 m/s. Dette er forenelig med marine fjordavsetninger (vannmettet silt og leire). Denne lagpakken er tilsynelatende uten interne reflektorer, men dette skyldes at data er slettet («Muted») for å fremheve interessante refleksjoner. Under dette opptrer lag med flere interne refleksjoner. Hastigheten i disse varierer fra 2120 m/s til 2250 m/s som er typiske morenehastigheter. Dette viser at refleksjonsseismikken kan være god på karakterisering av løsmassene.

4.5.4.1 Muligheter og begrensninger ved refleksjonsseismikk.

Ved refraksjonsseismiske undersøkelser vil morenepakken med hastigheter større enn 2000 m/s være et blindsonelag (IMPAKT 2020, Rønning m.fl. 2020a). Refleksjonsseismikk kan til en viss grad løse problemet med blindsonelag. Begrensningen er at blindsonelaget må være tykkere enn bølgelengden i det seismiske signalet som i dette tilfellet er ca. 10 m for å få klare reflekser.

Refleksjonsseismikk kan også avdekke hastighetsinversjon og derved gi bedre tolkinger av materialtyper og dyp til berg. Metoden kan også takle problemer ved refraksjonsseismikken knyttet til for stor geofonavstand og geologiske lag med samme seismisk hastighet. Dette kan avdekkes dersom disse materialtypene har tilstrekkelig stor kontrast i tetthet.

Hastighetsanalyse basert på refleksjonsseismikk bestemmer hastigheten ned til reflektorer og kan derfor ikke bestemme hastigheten i berg. En ser også at refleksjonsbildet (Figur 4.22) ikke viser signaturer som kan indikere svakhetssoner i berg. Refleksjonsseismikk er ikke egnet til karakterisering av bergmassen.

4.5.4.2 Eksempel fra Romsdalsfjorden

IMPAKT Geofysik har utført totalt 13 hastighetsanalyser i Romsdalsfjorden. Tre lag i løsmassene ble identifisert og gjennomsnittlig hastighet i disse var 1660 m/s, 2063 m/s og 2188 m/s. Geologisk sett kan de to siste hastighetene representere samme masstype (morene).

Firmaet FUGRO utførte refleksjonsseismiske undersøkelser i fjorden både sør og nord for øya Tautra i 2018 (FUGRO 2018a). Linjeavstanden var 50 m og skuddpunktavstanden 3,125 m (Sparker energikilde). Posisjonering av hydrofonkabel var meget nøyaktig (< 2 m). Ifølge deres egen tolkingsrapport, var det ikke mulig å utføre gode hastighetsanalyser med deres data (FUGRO 2018b). Årsaken til dette var at hydrofonkabelen var for kort i forhold til det totale dypet til berg (sjødyb + løsmassetykkelse) (Rønning m.fl. 2020a). I stedet ble det benyttet en konstant hastighet på 1600 m/s for hele løsmassepakken ved dybdekonverteringen. Ut fra det IMPAKTs analyser viser, måtte dette bli feil. På oppfordring ble derfor IMPAKTs gjennomsnittlige hastighetsprofil benyttet til å reprocessere og retolke FUGROs refleksjonsseismikk (FUGRO 2020a). Resultater fra kvalitetsanalyser av FUGROs undersøkelser er vist i Tabell 4.17.

FUGRO har også utført 11 boringer fra skip ned til berg i det aktuelle området for tunnelen, og hvor det er foretatt refleksjonsseismiske undersøkelser (FUGRO 2019). Posisjoneringen av disse ved bergoverflaten regner FUGRO selv til å være innenfor +/- 5 m og nøyaktigheten i dybde til berg ca. 1 m (Rønning m.fl. 2020a). Dyp til berg fra boringene er sammenholdt med tolket heldekkende bilde av dyp til berg fra refleksjonsseismikken i tabell 4.17.

Som forventet ble tolket dyp til berg underestimert ved en konstant hastighet i løsmassene på 1600 m/s, i gjennomsnitt ca. 12 % for lavt. Når FUGROs eget hastighetsprofil ble benyttet i dybdekonverteringen ble dyp til berg i gjennomsnitt 32 % for høyt. Ved å benytte hastighetsmodellen fra IMPAKT, ble tolket dyp til berg i gjennomsnitt mindre enn 4 % for høyt, og standardavviket ble meget lavt, 2,9 %. Det må her bemerkes at boring BH-2b, hvor dypet til berg er lite og usikkerheten i dybdetolkningen relativt stor, er utelatt fra analysen. De to boringene BH-2 og P-BH-3e er utelatt fra analyse fordi de ligger begge mer enn 50 m fra en seismisk tolking. Refleksjonsseismikk er den tolkingemetode som gir den aller beste nøyaktighet i tolket dyp til berg.

4.5.5 Læringspunkter refleksjonsseismikk

- Refleksjonsseismikk har vist størst nøyaktighet i tolket dyp til berg.
- Metoden kan også gi gode hastighetsanalyser i løsmassene og løsmassekarakterisering er fullt mulig.
- Metoden kan takle problemer knyttet til hastighetsinversjon og blindsonelag.
- Refleksjonsseismikk kan også takle problemer knyttet til for stor geofonavstand og manglende hastighetskontrast.
- Metoden kan ikke karakterisere bergmassekvalitet.
- Refleksjonsseismikk på land er utfordrende i grove og tørre avsetninger.
- Lang nok hydrofonkabel til å få gode hastighetsanalyser er en absolutt nødvendighet.

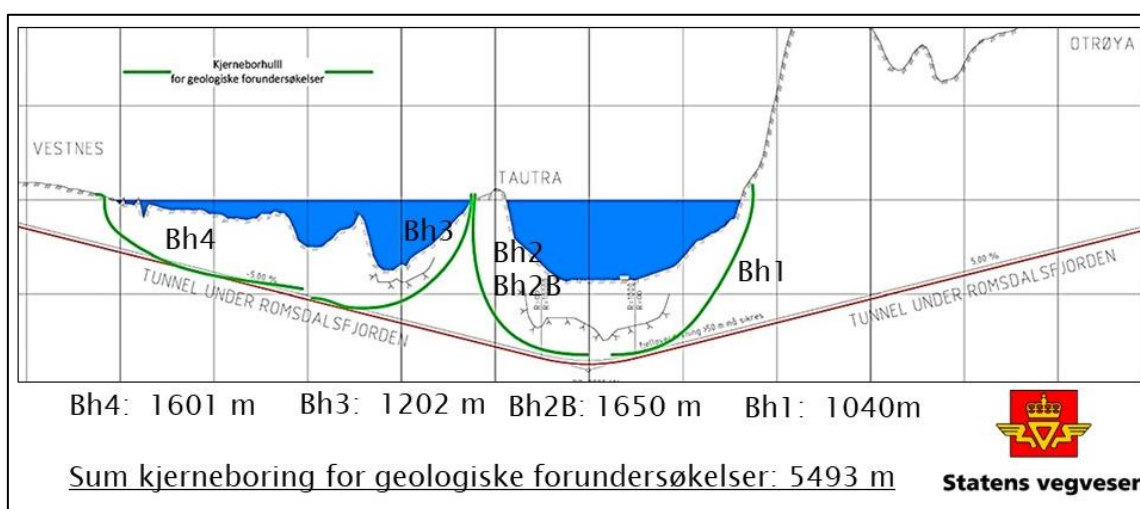
Tabell 4.17: Dyp til berg fra boring og tolking av **FUGROs refleksjonsseismikk**. Ved FUGROs data er først en konstant løsmassehastighet på 1600 m/s benyttet, deretter FUGROs egen hastighetsanalyse. Ved siste datasett er gjennomsnittlige hastigheter fra IMPAKT's analyser benyttet (data fra FUGRO 2020).

Borehull	Dyp til berg fra boring (m)	Dyp til berg FUGRO 1600 m/s (m)	Avvik i % FUGROs 1600 m/s	Dyp til berg FUGROs hastigheter (m)	Avvik i % FUGROs hastigheter	Dyp til berg IMPAKT's hastigheter (m)	Avvik i % IMPAKT's hastigheter
Tautra nord							
P-BH-0c	103,5	93,1	90	162,0	157	109,2	106
C-BH-0c	103,5	92,7	90	160,4	155	108,7	105
C-BH-0c-a	103,5	92,3	89	158,9	154	108,1	105
P-BH-0d	90 - 91	80,4	89	118,5	131	89,3	99
C-BH-0e	98 - 99	86,8	88	126,4	127	106,0	108
BH-1a	94,5-95,6	87,9	92	105,7	111	98,6	103
BH-1B	96	86,5	90	105,9	110	99,3	103
Tautra sør							
BH-2	37 – 39	-	-	-	-	-	-
BH-2b	9 – 9,5	4,6	50	4,6	50	6,0	65
BH-3b	77,2–77,7	59,3	77	86,6	112	78,5	101
P-BH-3e	56,5–57,5	-	-	-	-	-	-
Gjennomsnitt*			88,1		132		103,8
SDEV			4,6		20,4		2,9

*Unntatt Bh-2b der usikkerhet i både boredyp og tolking gir store utslag. Bh-2 og P-BH-3e ligger mer enn 0 fra seismikktolking og utelates p.g.a. dette.

4.5.6 Tomografi mellom borehull og sjøbunnen

For å øke kunnskapen om bergmassekvalitet ved tunnelarbeidene under Romsdalsfjorden, ble det boret fire lengre kjerneborehull (Figur 4.23). Borehull 1 (Bh1) ble boret fra Otrøya i nord og styrt ned mot tunnelnivå. Bh2 ble boret fra øya Tautra midtfjords, men her brakk borestrengen ved det første forsøk og det ble boret et nytt kjerneborehull (Bh2B). Bh3 ble også boret fra Tautra, men i retning sør. Bh4 ble boret fra Vik på sørsida av fjorden og nordover. Intensjonen her var å få kontinuerlige kjerner langs hele den undersjøiske delen av den ca. 15 km lange tunnelen. Problemer med bergets kvalitet, boretekniske problemer og utfordringer med styringen av borehullene, gjorde at hullene ble noe kortere enn opprinnelig planlagt, men det ble tatt opp 5493 m med kjerner, og de mest kritiske svakhetssonene ble derved prøvetatt (se Figur 4.23 for detaljer).



Figur 4.23: Kjerneborehull ved kryssing av Romsdalsfjorden, borehullenes posisjon og lengde (Illustrasjon modifisert fra Svv).

Høsten 2017 utførte det norske firmaet Geomap i samarbeid med svenske Geovista seismisk tomografi mellom borehullene Bh1 og Bh3 og sjøbunnen (Geomap 2017). Våren 2018 ble det utført tilsvarende tomografi mellom sjøbunnen og Bh2B (Geomap/Geovista 2018). Hensikten med dette var å få en sikrere bestemmelse av bergoverflaten og bergmassekvaliteten i tunnelnivå.

4.5.6.1 Resultater, tomografi ved Bh1

Ved den tomografiske undersøkelsen ved Bh1 og Bh3 ble skuddene (mindre dynamittladninger) ført ned i borehullene med en stiv pleksiglasslange mens hydrofonkabel med 10 og 5 m hydrofonavstand ble lagt ut på sjøbunnen. Lengde av hvert utlegg var i utgangspunktet henholdsvis 470 m og 235 m. På grunn av overlapp mellom de tre utleggene ved Bh1 og ujevn avstand mellom hydrofonene, ble utleggenes totale lengde 570 m ved Bh1. I utgangspunktet skulle skuddpunktavstanden i borehullene være 5 m eller mindre (se Figur 4.24). På grunn av dårlig bergmasse kollapset borehullene ved skytingen. Dette ga sterkt redusert kvalitet på tomografien ved borehullene Bh1 og spesielt i Bh3. Av denne grunn, presenteres ikke resultatene fra Bh3 i denne rapporten.

Datasettene fra både Bh1 (og Bh3) ble først tolket med en enkel rutine i 2D av Robert Vida i regi av Geomap. Ved analysene i foreliggende rapport, sees det nærmere på en mer kompleks og forhåpentligvis mer korrekt invertering i 3D utført med programmet GeoTomCG (GeoTom 2017) av Håkan Mattsson (GeoVista).

Tre forskjellige tolkinger av seismikken ved Bh1 er vist i Figur 4.24 sammen med den opprinnelige geologiske tolkingen av disse data (fra Geomap 2017). Hastighetsprofil A er beregnet ut fra tomografien mellom borehullet og sjøbunnen, og i tillegg refraksjonsseismikk med både skudd og hydrofoner på sjøbunnen. Her er det benyttet en hastighetsmodell som bygger på de tradisjonelle tolkingene, men med en gradvis økning av hastigheten mot dypet (1D gradient startmodell). Hastighetsprofil B er utelukkende basert på tomografisk inversjon av refraksjonsseismikken på sjøbunnen hvor programmet Rayfract (versjon 3.35) og 1D gradient startmodell er benyttet (se Figur 4.6). Hastighetsprofil C er en sammenstilling av hastighetsprofilene A og B, der overlappet mellom disse er representert ved gjennomsnittsverdier. Figur 4.24D viser den geologisk tolking av hastighetsprofilene fra Geomap (2017).

Alle de tre hastighetsprofilene viser gradvise overganger fra løsmassehastigheter (<2500 m/s, blå farger) til klare berg hastigheter både horisontalt og vertikalt (>4000 m/s, rødlige farger). Modellering av syntetiske data (kapitlene 4.3 og 4.4) har vist at **dyp til berg** kan tolkes ut fra denne hastighetsgradienten, men en trenger tilleggsinformasjon fra f.eks. boring til berg for å kunne bestemme hvilken hastighetskontur som kan benyttes som indikator for bergoverflaten.

Modelleringen viste også at det ved lagdelt hastighetsmodell i praksis er umulig å tolke **riktig hastighet i lagene** ved gradvise økninger i hastighetsprofilen, og derved vanskelig å tolke hvilke materialtyper som finnes (Rønning m.fl. 2020b). Refleksjonsseismiske analyser foretatt av Impakt Geofysik AB ca. 100 m mot vest, viste veldefinerte lag hvor hastigheten i øverste lag var 1660 m/s (finkornige marine avsetninger), under dette et lag med hastighet 2030 m/s og under dette igjen et lag med hastighet ca. 2200 m/s hvor begge disse er forenlig med morene som ligger på berg (Avsnitt 4.5.4). Ut fra denne modellen synes den gradvise hastighetsmodellen tomografien viser ved Bh1 å være mindre sannsynlig, og alle forsøk på å bestemme hastigheten i løsmassene blir da en utfordring. Mest sannsynlig, ut fra NGUs modelleringer (Rønning m.fl. 2020b), ville en tomografisk inversjon med en startmodell generert med Hagedoorns metode kunne gi en rimelig god hastighet i det øverste løsmasselaget, men hastigheten i de to neste løsmasselagene vil være en utfordring (Avsnitt 4.4) på grunn av blindsone-problematikk.

Hovedinntrykket fra hastighetsprofil A er høye hastigheter i berg (rød farge, > 4600 m/s, middels til god bergmassekvalitet) mot nord (mot høyre), men med betydelig lavere hastigheter mot sør (grønne farger, 2600 m/s – 3600 m/s, svært dårlig til ekstremt dårlig bergmassekvalitet) fra en usikker bergoverflate og helt ned til borehullsnivå (≈ tunnelnivå). Sistnevnte dekker et område med samlet bredde på ca. 380 m.

P-bølgehastigheter i berg ved de forskjellige tolkingsmetodene er sammenstilt i Tabell 4.18. Tomografien mellom borehullet og sjøbunnen viser jevnt over lave hastigheter 2600 m/s – 3600 m/s i berg i den sydligste delen (svært dårlig til ekstremt dårlig bergmasse, Tabell 4.2). Fra ca. (nord)koordinat 1522450 begynner hastigheten

å øke og mot slutten av profilet indikeres hastigheter godt over 5000 m/s. Ved den tomografiske inversjonen av refraksjonsseismikken på sjøbunnen (Figur 4.24B) indikeres hastigheter i berg over 4200 m/s der metoden når ned til berg.

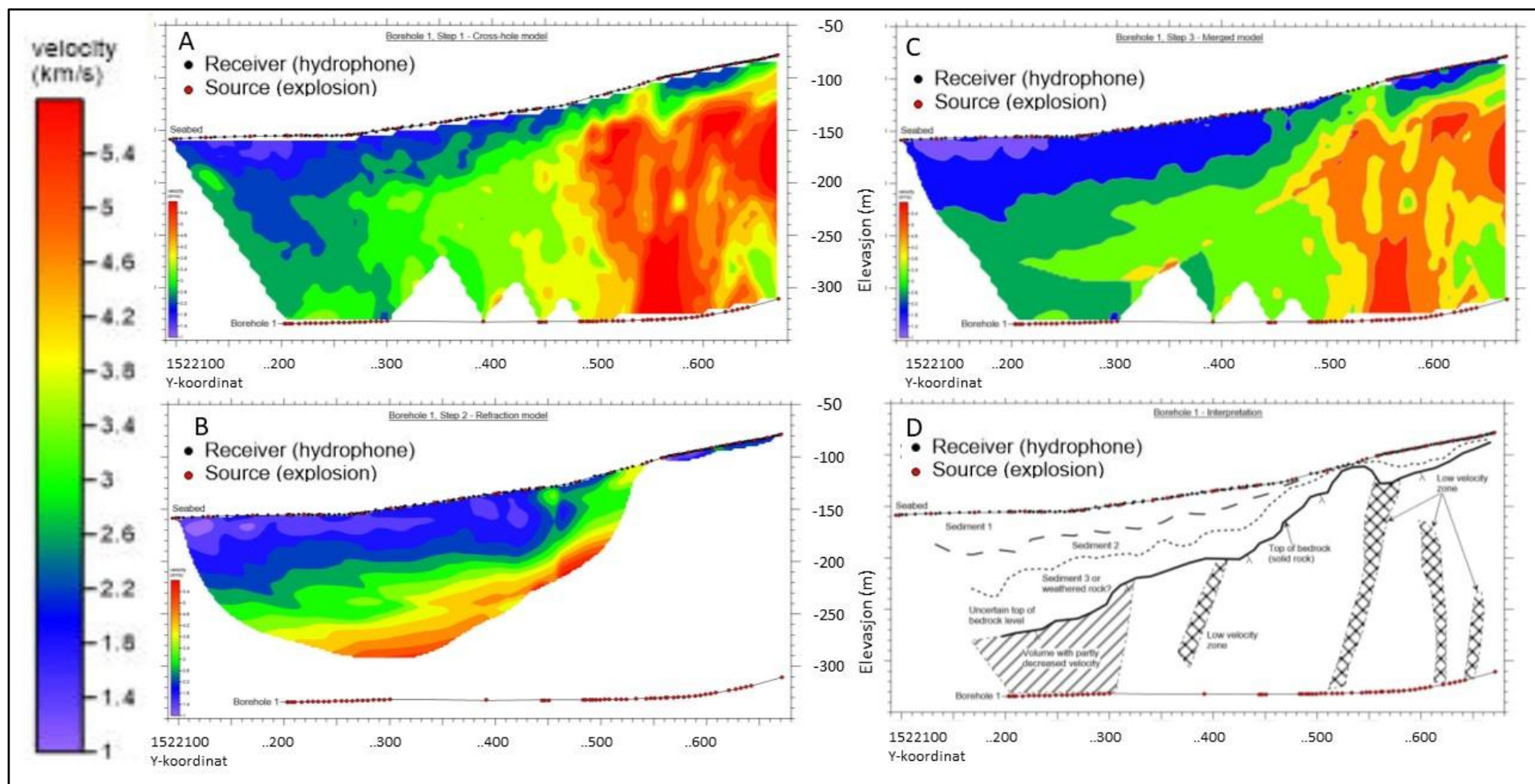
Tabell 4.18: Tolket p-bølgehastighet i berg langs Bh1 ved tomografi mellom borehull og sjødyb, tomografi på sjøbunnen og tradisjonelle tolkinger av samme data (Fra Geomap 2017).

Fra Nord-kordinat	Til Nord-kordinat	Vp (m/s) Bh-tomo	Vp (m/s) Sjø-bunns-tomo	Vp (m/s) Trad. tolking
1522100	1522200	2600 - 3600	?	3100
1522200	1522300	2600 - 3600	>4200	5200
1522300	1522400	2600 - 3600	>4200	3600
1522400	1522500	3400 - 4000	>4200	5200 - 5700
1522500	1522670	4200 - 5500	?	5200 - 5700

Siden fjernskudd ikke kan benyttes ved **tomografisk inversjon med Rayfract**, er det bare i begrensede deler av profilet en kan avlese hastigheten i berg. Som forventet ved bruk av 1D gradient startmodell, viser dette tomografibildet få variasjoner i berghastighet langs profilet. **De tradisjonelle tolkingene** indikerer imidlertid to svakhetssoner i området, en med hastighet 3100 m/s i en bredde på ca. 100 m i starten av profilet og en tilsvarende bred sone med hastighet 3600 m/s mellom koordinatene 1522300 og 1522400, begge tolkes som soner med svært dårlig bergmassekvalitet (Tabell 4.18). Fra koordinat 1522400 og videre nordover er hastigheten tolket til 5200 m/s til 5700 m/s (meget god bergmassekvalitet).

I tolkingsmodellen vist i Figur 4.24D indikeres **tre løsmasselag**. Hastigheten i de to første lagene er vanskelig å bestemme på grunn av gradienten i hastighetsforløpet, og er ikke angitt. Hastigheten i lag tre er angitt til 2500 m/s til 3000 m/s som er noe høyt til å være løsmasser og det antydes forvitret berg (Geomap 2017). De tradisjonelle manuelle tolkingene indikerer hastigheter i løsmassene på 1600 m/s og 1700 m/s - 1900 m/s lengst sør og noe høyere (1900 m/s – 2100 m/s) lengst mot nord. Dette er i samsvar med det refleksjonsseismikken og refraksjonsseismikken IMPAKT (2020) indikerte. Hastigheter rundt 2000 m/s kan ligge i blindsoner der løsmassene er tykkeste (mot sør), men kommer nærmere sjøbunnen mot nord og kommer derved ut av blindsonen.

Dyp til berg ved de tradisjonelle tolkingene ligger mer eller mindre midt i løsmasselag 3 i tolkingsmodellen (Figur 4.24D). Dette er mulig dersom dette laget opptrer i en blindsoner. Lengst mot nord (fra koordinat 1522500) er løsmassetykkelsen mindre enn 5 m ved de tradisjonelle tolkingene og i dette området er berghastigheten godt over 5000 m/s. Avviket mellom dyp til berg fra tomografien og de tradisjonelle tolkingene kan ikke forklares med forvitret berg i blindsoner i dette området, og en mulig forklaring kan være usikkerheter i hastighetsprofilet fra tomografien.



Figur 4.24: Tomografiske inversjoner av data fra Bh1. A) Tomografi mellom borehullet (skudd) og sjøbunnen (hydrofoner) og refraksjonsseismikk på sjøbunnen, B) Tomografisk inversjon av overflate-tomografi (skudd og hydrofonkabel på sjøbunnen), C) Sammenstilling av de to tomografibildene der overlappet er midlet D) Ingeniørgeologisk tolking av tomografien. Merk at fargeskala er noe forenklet i hastighetsprofil C. (Modifisert fra Geomap 2017).

I tolkingsmodellen (Figur 4.24D) er det **indikert fire lavhastighetssoner** og et større volum med delvis nedsatt hastighet. Sistnevnte faller sammen med et område som ved de tradisjonelle tolkingene indikerer hastighet på 5200 m/s (meget god bergmassekvalitet). Tradisjonelle tolkinger indikerer i hovedsak hastigheten i berg ved bergets utgående. En lavere hastighet under dette vurderes som lite sannsynlig. Her er det uoverensstemmelse mellom de to tolkingene. Den sydligste av de fire lavhastighetssonene (ved ca. koordinat 1522400) faller delvis sammen med en ca. 100 m bred sone med hastighet 3600 m/s ved de tradisjonelle tolkingene (se Tabell 4.18) og kan være reell. En legger imidlertid merke til at datadekningen ved volumet med nedsatt hastighet mellom borehullet og sjøbunnen er svært dårlig, med bare fire skudd på en strekning på 180 m.

De tre andre nordligste sonene i Figur 4.24D ligger alle i god datadekning ved tomografien, men i et område der berghastigheten fra de tradisjonelle tolkingene er ≥ 5200 m/s. To av tre soner går ikke til bergoverflaten, men starter et stykke ned i berget. Her har GeoVista i ettertid (e-post datert 25. april 2021 fra Håkan Mattsson) antydnet en annen mulig tolking der en svakhetszone skrår ned fra bergoverflaten ved koordinat 1522570 og mot lavhastighetszone ved profilets slutt. Dette er heller ikke sannsynlig siden en sone med indikert bredde på 25 m burde vist en signatur ved tradisjonelle tolkinger hvor løsmassetykkelsen er mindre enn 5 m.

4.5.6.2 Resultater tomografi ved Bh2B

For å bedre datakvaliteten ved tomografien mellom sjøbunn og borehull, ble det laget en ny hydrofonkabel for bruk i borehull. Denne kablet har 24 hydrofoner med innbyrdes avstand 10 m, og ble flyttet stegvis i borehull Bh2B til en dekning på 1000 m i borehullet. Med skudd utenom dette intervallet ble profilets totale lengde over Bh2B i underkant av 1200 m. Her ble det skutt på sjøbunnen og det ble foretatt kun registreringer i borehullet. Dette løste problemet med kollaps i berget og strålebildet fra skudd til hydrofoner på sjøbunnen ble vesentlig forbedret.

Forut for dette (høsten 2017) ble det skutt i alt 10 refraksjonsseismiske profiler som alle ligger over Bh2B (Geomap/GeoVista 2018). Her ble det benyttet en kabel med 48 hydrofoner og 10 m mellom hver, totalt 470 m lang. Disse profilene er tolket manuelt og tomografisk ved bruk av programmet Rayfract (1D gradient startmodell). Tolket profillengde varierte fra 230 m til 400 m både ved den tradisjonelle og den tomografiske tolkingen. Disse profilene overlapper hverandre og stedvis ligger fire profiler parallelt hverandre i en korridor med bredde mindre enn 50 m. Datasettet inneholder i alt 5890 registreringer, 2152 fra skyting mellom sjøbunn og hydrofoner i borehullet (90 skudd fordelt på ca. 1200 m) og 3738 registreringer ved sjøbunnsmålingene (ca. 80 skudd). Datagrunnlaget må sies å være meget godt.

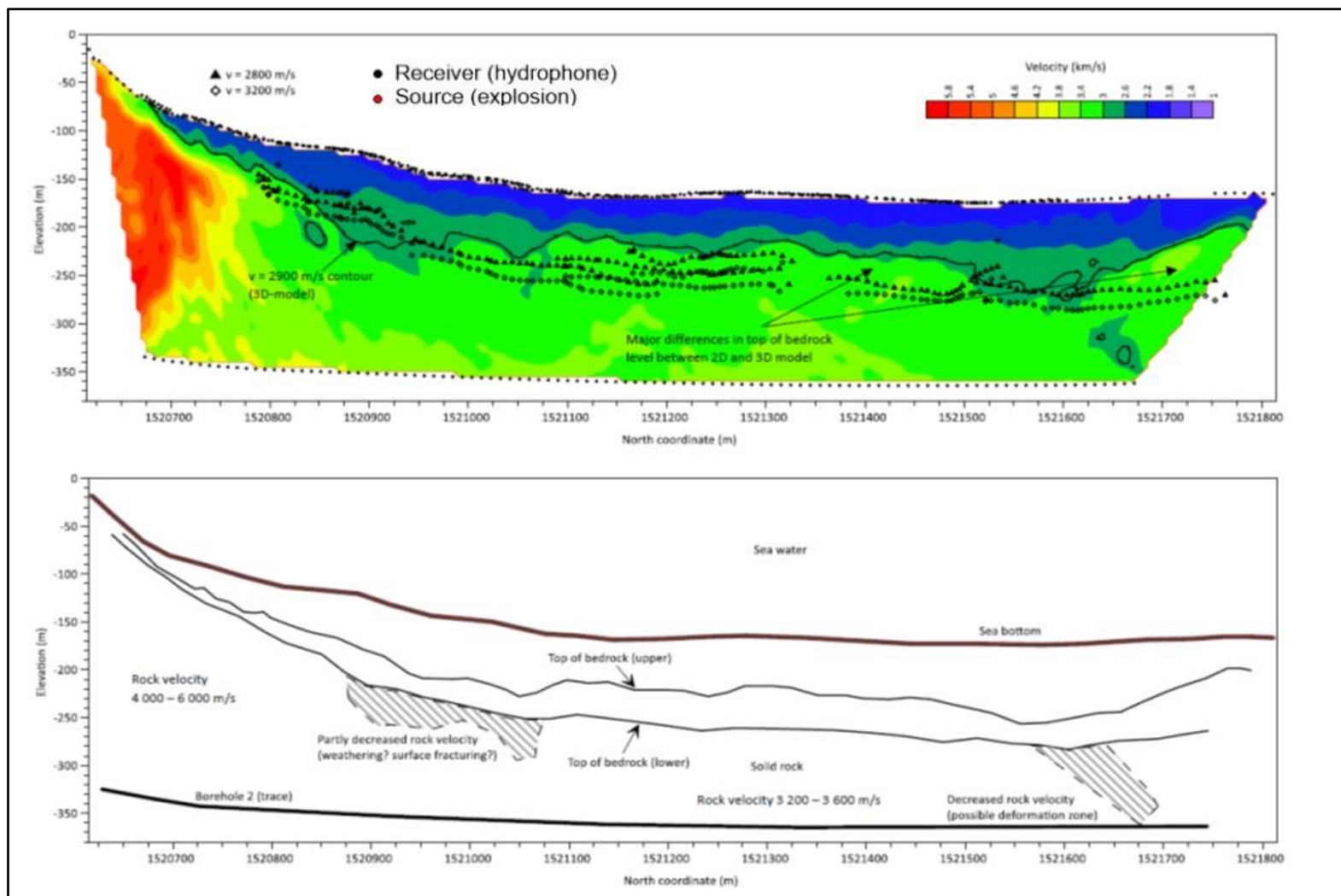
Figur 4.25 viser en sammenstilling av tolkinger. Tomografien er tolket og fremstilt som et fargekodet hastighetsprofil hvor alle data er benyttet på samme måte som ved Bh1 (Figur 4.24C). Indikert **dyp til berg** fra sjøbunnstomografien er angitt ved å markere to hastighetskonturer fra den tomografiske inversjonen. Sorte trekant følger konturen 2800 m/s mens åpne firkant følger hastighetskonturen 3200 m/s. I tillegg er hastighetskonturen $V = 2900$ m/s fra borehullstomografien angitt med heltrukken linje. En legger her merke til at to overlappende utlegg ved koordinat

1521180 viser sprik i indikert bergoverflate på ca. 25 m ved den dypeste hastighetsindikator ($V=3200$ m/s).

NGUs modellering med Rayfract har vist at hvilken hastighetskontur som best indikerer bergoverflaten, avhenger av den geologiske modellen (Avsnitt 4.4.4 og Rønning m.fl. 2020b). For løsmasser med hastighet 1600 m/s kan hastighetskonturen $V=3030$ m/s være en god indikator for bergoverflaten. Dersom en introduserer blindsonelag med en høyere hastighet (2100 m/s) vil riktig hastighetskontur øke og kan komme opp mot 3500 m/s. Ut fra dette er nok hastighetskonturen $V=3200$ m/s i det tolkede bildet (åpne firkanter, Figur 4.25 øverst) trolig den beste indikatoren for bergoverflaten av de to valgte. Dette stemmer veldig bra med Geomaps tradisjonelle tolkinger fra koordinat 1521200 og nordover, men mot sør indikeres bergoverflaten enda dypere ved de tradisjonelle tolkingene. Avstanden tatt i betraktning, stemmer disse tolkingene godt med IMPAKTs tolkinger ca. 100 m lengre mot vest, og med boringer i samme området (Kapittel 4.5.2, Kapittel 4.5.3 og Rønning m.fl. 2020a).

Ut fra en samlet vurdering av dyp til berg, varierer **hastighetene i løsmassene** fra ca. 1800 m/s nærmest sjøbunnen til mellom 3000 m/s og 3400 m/s ned mot berg. Dette er klart høyere enn indikerte løsmassehastigheter generelt (Tabell 4.1), og høyere enn ved Geomaps tradisjonelle tolkinger (1800 m/s – 1900 m/s). Refleksjonsseismikken (Kapittel 4.5.3) ca. 100 m lengre mot vest indikerte opp mot 60 m med hastighet 1660 m/s (marine finkornige avsetninger) over en lagpakke med hastigheter 2000 – 2200 m/s. Hastighetene i løsmassene ved tomografien mellom Bh2B og sjøbunnen synes å være for høy.

Bortsett fra i et mindre område lengst sør hvor hastigheten i berg er fra 4200 m/s til godt over 5000 m/s, ligger hastigheten i berg i området 3200 m/s til 3600 m/s ved det tomografiske bildet. Dette kan tolkes som **svært dårlig bergmassekvalitet** i en sammenhengende lengde på nesten **1000 m**.



Figur 4. 25: Tomografisk inversjon av data fra Bh2B. Øverst: Hastighetsprofil satt sammen av tomografien mellom borehull og sjøbunn og tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk på sjøbunnen. Hastighetskontur $V=2900$ m/s er uthevet som heltrukket sort linje. Som indikatorer for mulig bergoverfate fra sjøbunns-tomografien er hastighetskonturen $V=2800$ m/s angitt som sorte trekanter mens $V=3200$ m/s er angitt som åpne firkanter. Nederst: Tolket profil (Fra Geomap/GeoVista 2018).

I Tabell 4.19 er alle hastigheter i berg fra Geomap/GeoVista sine tradisjonelle tolkinger og tomografi over Bh2B sammenstilt. Den totale lengden av dette området er ca. 1200 m og dekkes fra ett til fire parallelle profiler. Første og siste del av dette området har begrenset dekning ved tomografien. Områder med god/meget god bergmassekvalitet er markert med skarp grønn farge, middels bergmassekvalitet i lysere grønt, dårlig bergmassekvalitet er markert med gult, svært dårlig bergmassekvalitet i oransje mens ekstremt dårlig bergmassekvalitet er markert med rødt. Ved denne graderingen er det foretatt en konservativ vurdering og soner som ifølge Tabell 4.2 kommer på grensen mellom bergmasseklassene, blir plassert i dårligste. Legg merke til at ved to områder markert med *, er det avvik i tolket seismisk hastighet ved forskjellige profiler.

Tabell 4.19: Bergmassekvalitet over Bh2B ut fra tradisjonelle tolkinger. Se teksten for detaljer. (Data fra Geomap/Geovista 2018).

Fra koordinat Nord (m)	Til koordinat Nord (m)	Bredde (m)	Antall profiler	Hastigheter (m/s)	Bergmassekvalitet (se Tabell 4.1)
1520620	1520830	210	3	5400 - 5600	God / Meget god
1520830	1520950	120	4	2900 - 3100	Ekstremt dårlig
1520950	1520990	40	4	4900 - 5100	Middels / God
1520990	1521060	70	2*	3800 - 4100	Svært dårlig
1520990	1521060	70	1*	4900	Middels
1521060	1521100	40	2*	4100	Dårlig
1521060	1521100	40	2*	5400 - 5700	God / Meget god
1521100	1521170	70	3	5400 - 5700	God / Meget god
1521170	1521230	60	3	3600 - 4100	Svært dårlig
1521230	1521380	150	4	5000 - 5700	God / Meget god
1521380	1521480	100	2-3	4400 - 5000	Middels
1521480	1521600	120	3	4300 - 4400	Dårlig
1521600	1521660	60	1	5100	God / Meget god
1521660	1521750	90	1	4100	Dårlig
1521750	1521810	60	1	5100	God / Meget god

Tabell 4.19 viser at **tradisjonelle tolkinger** indikerer en mer nyansert hastighetsfordeling langs den ca. 1200 m lange strekningen refraksjonsseismikken dekker over Bh2B sammenlignet med den tomografiske tolkingen. God til meget god bergmassekvalitet indikere i en total lengde ca. 590 m som er ca. halvparten av den totale lengden. Av dette kan ca. 40 m ha dårlig bergmassekvalitet da tolkingene viser sprikende resultater (koordinater 1521060 – 1521100). De tradisjonelle tolkingene indikerer videre ca. 210 m med middels bergmassekvalitet, ca. 250 m (210 m?) dårlig bergmassekvalitet, ca. 130 m svært dårlig bergmassekvalitet og ca. 120 m med på grensen til ekstremt dårlig bergmassekvalitet. Ved **tomografien** er det bare ca. 100 m av profilet som viser god til meget god bergmassekvalitet, mens resten (900 m) viser svært dårlig bergmassekvalitet. Det er åpenbart store avvik i tolket p-bølgehastighet og følgelig tilsvarende sprik i bergmassekvalitet. Generelt er hastigheten ved tomografien mellom sjøbunnen og borehullet lavere enn ved de tradisjonelle tolkingene.

4.5.6.3 Vurdering av resultatene/diskusjon

Tomografien mellom borehullene Bh1 og Bh3 fikk sterkt redusert datakvalitet på grunn av at skudd i borehullene førte til kollaps av borehullet. Med skudd på sjøbunnen og hydrofoner i borehullet, som i Bh2B, ble strålegjennomgangen og derved kvaliteten på undersøkelsen vesentlig forbedret. Ved fremtidige undersøkelser av denne type, bør registreringsutstyr (hydrofoner) plasseres i borehullene mens skuddene bør plasseres på sjøbunnen/bakken.

Ved ingen av de tomografiske inversjonene ble det vist bilder av strålegjennomgangen, noe som er viktig ved vurdering av kvaliteten på inversjonene. Det er uklart om dette er mulig ved programmet GeoTomCG, men ved Rayfract er dette en standard prosedyre som bør benyttes.

I rapporteringen av undersøkelsene (Geomap 2017, Geomap/GeoVista 2018) ble det referert til gode modelltilpasninger med lave RMS-verdier. Modellering har imidlertid vist (Rønning m.fl. 2020b) at en kan få meget lave RMS-verdier med feil hastighetsmodeller. Dette er et klassisk eksempel ved all inversjon av geofysiske data, mange forskjellige modeller kan gi gode tilpasninger til målte data, men modellen behøver ikke å være korrekt. Lave RMS-verdier ved seismikken er derfor ikke en garanti for korrekt hastighetsmodell.

Ved den tomografiske inversjonen av refraksjonsseismikken på sjøbunnen ble det benyttet en 1D gradient startmodell. Dette kan være riktig dersom det er gradvise variasjoner i hastigheten mot dypet. Refleksjonsseismikken utført av IMPAKT Geofysik viste imidlertid klare lagdelinger med veldefinerte hastigheter (Kapittel 4.5.3) og ved en slik hastighetsmodell er Hagedoorns metode langt bedre til å gi et mest mulig sant bilde av det virkelige hastighetsprofil.

Hastighetsprofilen ved Bh2B presentert i Figur 4.25, er en midling av tomografien der alle måledata er med (skudd og registreringer på sjøbunnen og skudd på sjøbunnen og registrering i borehullet) og den rene tomografiske inversjonen av refraksjonsseismikken på sjøbunnen. Et feilaktig hastighetsprofil med gradvis økning av hastigheten mot dypet fra sjøbunnstomografien vil dominere det endelige hastighetsprofil. Men, den tomografiske inversjonen av alle måledata ved Bh1 viser også en gradvis overgang i hastigheter mot dypet (Figur 4.24A). Det kan virke som om inversjonen av tomografien, slik den er utført i dette prosjektet, ikke er tilpasset geologien i området.

Tomografien mellom sjøbunnen og borehull Bh2B, viste generelt høyere hastigheter i løsmassene og lavere hastigheter i berg enn det andre undersøkelser har vist; tradisjonelle tolkinger av refraksjonsseismikk både fra Geomap/Geovista (2018) m og refraksjonsseismikk og refleksjonsseismikk fra IMPAKT Geofysik (2020). Sistnevntes refleksjonsseismikk stemte meget bra med boringer til berg og vurderes som de beste tolkingene av seismikk i dette prosjektet. Svært dårlig bergmassekvalitet (p-bølge hastighet på 3200 m/s – 3600 m/s) i en total lengde av 1000 m er svært lite sannsynlig selv ved krysning av Møre-Trøndelag forkastningskompleks (Lutro m.fl. 2015).

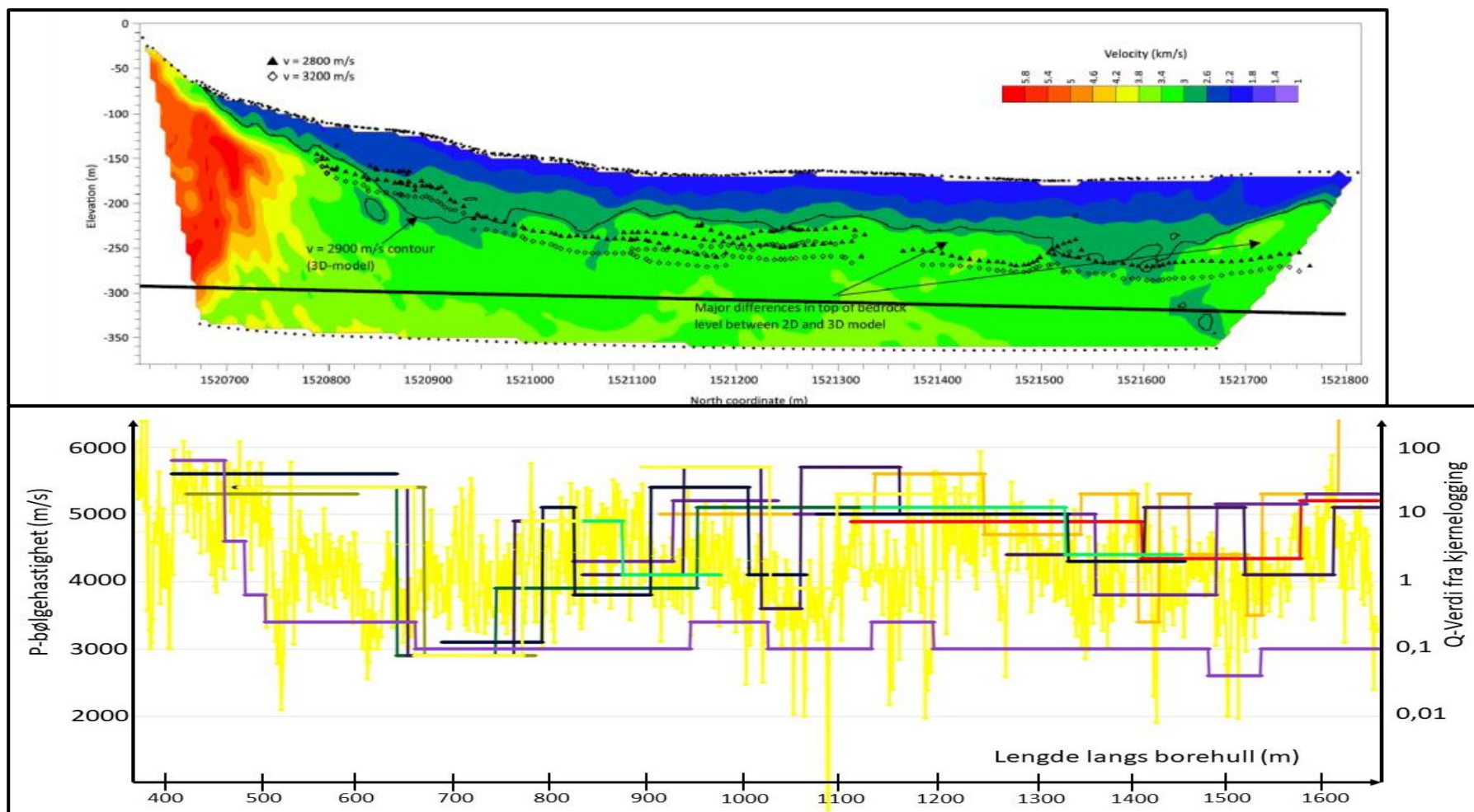
Med sammenhengende borekjerner langs hele Bh2B er det foretatt ingeniørgeologisk registrering langs hele hullet. Figur 4.26 viser **beregnet Q-verdi** langs hele profilet (NGI 2015). J_w (sprekkevannstall) og SRF (Stress Reduction Factor) er begge satt lik 1, noe som kanskje gir noe høye Q-verdier. Ut fra denne Q-verdien er det estimert hvilken p-bølgehastighet dette kan gi ved å benytte formelen (V_p i km/s):

$$V_p = \lg Q + 4$$

Denne formelen uttrykker en mellomting mellom formelen Barton publiserte (Barton 2007) og en nyere tilpasning for flere tunneler i en studentoppgave ved NTNU (Duås, Eggen & Veien 2016). P-bølgehastighet beregnet fra logget Q-verdi etter angitte formel er fremstilt ufiltrert som sterkt varierende gul kurve i Figur 4.26. En konservativ P-bølgehastighet i tunnelnivå lest fra det tomografiske bildet er fremstilt i fiolett nederst i profilet. P-bølgehastighet fra Geomaps tradisjonelle tolking er vist med ulike farger. Generelt kan en si at p-bølgehastigheten fra de tradisjonelle tolkingene er mye høyere enn fra tomografien. P-bølgehastighet fra logget Q-verdi ligger også klart over hastigheten fra tomografien, og mer eller mindre i nivå med den tradisjonelle tolkingen. P-bølgehastigheten fra tomografien, som indikerte svært dårlig bergmassekvalitet i en total lengde av 900 m, indikerer en betydelig lavere bergmassekvalitet enn hva kjernene fra borehullet viser. Dette gjelder også om en benytter en mer konservativ sammenheng mellom Q-verdi og P-bølgehastighet (Barton 2007) og korrigerer for at Q-verdi stammer fra borehullet mens P-bølgehastigheten fra tomografien er avlest i tunnelnivå (se Figur 4.26).

Det kan ut fra dette konkluderes med at tomografien, slik den er utført ved Bh2B, indikerer **for høye hastigheter i løsmassene og for lave hastigheter i berg**, men likevel er modelltilpasningen god (lave RMS-verdier). Det er uklart om denne usikkerheten kunne vært løst ved å legge inn fikserte verdier for løsmassehastigheter og mektigheter, for derved å få mer realistiske hastigheter i berg med det anvendte programmet (GeoTomoCG), men dette burde absolutt vært testet ut.

De tre tolkingsmetodene; tomografi mellom borehull og sjøbunn, tomografisk inversjon av refraksjonsseismikken på sjøbunnen og de tradisjonelle manuelle tolkingene, viser svært forskjellige hastigheter i berggrunnen. Noe av dette kan forklares med manglende datadekning både ved Bh1 og Bh3. Noe kan forklares ved måten tomografien på sjøbunnen er utført på. NGU har erfart at tomografisk inversjon med 1D gradient startmodell sjeldent gir gode bilder av svakhetssoner i berg (Tassis m.fl. 2017 og 2018, Rønning m.fl. 2020b). En kan heller ikke se bort fra anisotrope hastigheter (forskjellige hastigheter i forskjellige retninger) kan også være en mulig forklaring. Ved tradisjonell refraksjonsseismikk kartlegges hastigheten langs bergoverflaten mer eller mindre horisontalt, mens en ved tomografi mellom borehull og sjøbunn kartlegger hastigheten hovedsakelig vertikalt.



Figur 4.26: Tomografisk inversjon av data fra Bh2B (øverst, samme som i Figur 4.15). Nederst en sammenstilling av p-bølge hastigheter. Gul uregelmessig kurve representerer V_p beregnet ut fra logget Q-verdi i kjernematerialet, nederste lilla strek er V_p i tunnelnivå ut fra det tomografiske hastighetsprofilet (øverst) mens de andre fargede strekene er V_p fra Geomap sine tradisjonelle tolkninger av refraksjonsseismikken på sjøbunnen. Merk at koordinatene langs profilet er noe forskjellig, nordkoordinat på hastighetsprofilet og lengde langs borehullet i hastighetsprofilet (fra Rønning m.fl. 2020a).

Anisotrope hastigheter er lite studert i Norge. Intuitivt kan en kanskje si at løsmassene kan ha forskjellig hastighet i vertikal og horisontal retning. Sedimentasjon av finkornige marine avsetninger kan gi en lagdeling. Det samme kan kanskje sies om morener. Dette vil imidlertid gi lavere hastigheter på tvers av lagdelingen enn langs. Tomografien mellom sjøbunnen og borehullet indikerte høyere hastigheter i løsmassene. I massivt berg med svært god bergmassekvalitet (liten oppsprekking) kan en forvente tilnærmet lik hastighet i alle retninger. Ved dårligere bergmassekvalitet, kan det i prinsippet være forskjeller i hastigheter i forskjellige retninger ved forskjellig sprekke mønster. Ved mulige tynnere svakhetssoner som indikert til høyre i Figur 4.24, vil bølgestrålene fra sjøbunnen mot borehullet i utgangspunktet ha en stor vertikalkomponent. Disse vil gå ut til de massive partiene i berget og refrakteres langs disse noe som ville gi høy hastighet og problemer med å påvise tynnere svakhetssoner. Anisotropi i p-bølgehastighet kan ikke alene forklare avvik i tolket p-bølgehastighet ved de anvendte metodene for hastighetsanalyser ved Romsdalsprosjektet.

4.5.6.4 Læringspunkter.

Tomografien ved borehullene i Romsdalsfjorden, slik den er utført, bidrar ikke til sikker karakterisering av løsmassene, pålitelig tolket dyp til berg og heller ikke en troverdig karakterisering av bergmassen. Tilsvarende målinger må vurderes nøye før de gjennomføres.

Ved tomografi mellom sjøbunn og borehull bør en unngå skudd i borehullet. For å oppnå pålitelige inversjonsresultater, må en trolig låse enkelte parametere som f.eks. løsmassemekktighet og hastighet for derved å kunne redusere frihetsgrader ved den tomografiske inversjonen av hastigheter i berg.

Ved tomografi med skudd og registreringer på sjøbunnen må det vurderes om Hagedoorns metode kan benyttes som startmodell ved tomografisk inversjon.

5. RADIOAKTIVITET OG ANLEGG I FJELL

Høye konsentrasjoner av radioaktive elementer i berget kan føre til at må gjøres tiltak ved arbeider i bergrom.

5.1 Innledning

Når det snakkes om radioaktive bergarter og bygging av anlegg i fjell, tenker mange på Alunskifer i Oslofeltet og de problemer denne skaper. Fjermestad m.fl. (2018) gjorde en grundig beskrivelse av håndteringen av Alunskifer ved Gran i Lunner kommune, men i dette arbeidet ble det fokusert mest på utvasking av tungmetaller og forsuring. Her ble det benyttet XRF for å karakterisere innhold av tungmetaller inklusive uran, og innholdet av uran i bergartene var lavere enn kravet for deponering på grunn av radioaktivitet. NGU har benyttet gammaspektroskopi for kontinuerlig analyse av uran-, thorium- og kaliuminnhold i borehull som skjærer gjennom alunskiferen på tre lokaliteter i Oslofeltet; Hamar flyplass (Elvebakk 2008), Arnestad skole i Asker (Elvebakk 2011b) og ved geologisk museum på Tøyen (Elvebakk 2013). Resultater fra disse undersøkelser blir kort presentert i denne sluttrapporten.

Håndbok R512 (SVV 2020) beskriver *Sikkerhet, helse og arbeidsmiljø i vegtunneler under drift*. Her sies det innledningsvis at "*Faktorer som påvirker helsen og sikkerheten skal kartlegges og om nødvendig måles*". Risikofaktorer som radioaktiv stråling og problemer knyttet til radon omtales, men det beskrives ingen krav til arbeidsmiljøet. Her nevnes problemer knyttet til støvpartikler (vegstøv, kvarts, asbest og betongsprut), men ikke radioaktivitet i støvpartikler. Krav til deponering av radioaktivt avfall omtales ikke da denne håndboken handler om arbeidsmiljø.

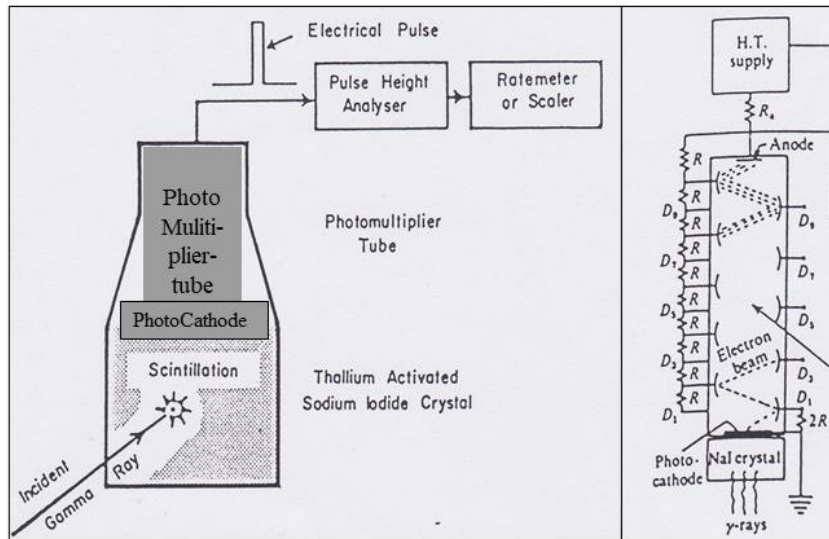
Boka *HMS i bergindustrien* (Myran m.fl. 2020), beskriver helserisiko knyttet radon-eksponering ved arbeid i bergrom, og bl.a. skadeforebyggende tiltak knyttet til denne. Radon bidrar med ca. 50 % av den totale strålingsdosen vi i Norge utsettes for. Kosmisk stråling og naturlig stråling fra miljøet bidrar med ca. 30 %, mens menneskeskapt stråling (strålebruk i helsevesenet og radioaktiv forurensning) utgjør resterende ca. 20 % av den totale strålingsdosen. NGUs og Vegvesenets arbeid i Kvernsundtunnelen til Bjarkøya, studerte problemer knyttet til radon, men også hvilken betydning den naturlige gammastrålingen (eksternstråling) fra uranrike bergarter kunne ha for tunnel-arbeiderne. I tillegg ble det fokusert på uranholdige støvpartikler og om massene kunne være deponeringspliktige.

Normalt gir radioaktiv stråling i bergrom sjelden akutte skader, men en kan ikke se bort fra risiko for senskader som kreft, arvemessige skader eller misdannelser blant fremtidige generasjoner (Myran m.fl. 2020). Unntakene her er sprengningene av de to atombombene i Hiroshima og Nagasaki (august 1945) og atomulykken i Tsjernobyl i 1986 som gav umiddelbare helseskader.

5.2 Målemetoder for gammastråling

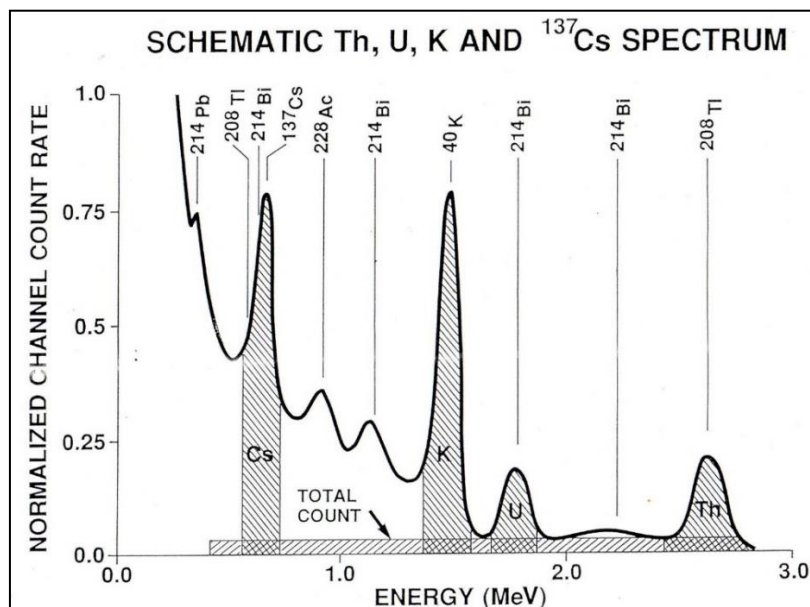
For å kunne kartlegge og identifisere naturlige og menneskeskapt radioaktive isotoper, er en avhengig av å benytte et gammaspektrometer. Dette instrumentet består av en krystall som, når den blir truffet av en gammastråle, lager et lysglimt. Dette lysglimtet fanges opp av en fotokatode som sender ut et elektron. Elektronet

fanges opp av et fotomultiplikatorrør som forsterker signalet til en strømpuls. Styrken av denne strømpulsen avspeiler energien i den innkomne gammastrålen. Ved å sortere disse strømpulsene i kanaler (pulshøydeanalysator) kan et gammasppekter bygges opp.



Figur 5.1: Prinsippsskisse av et gammasppekter. Se teksten for forklaring. (Fra Lile 1996).

I de fleste gammasppektrometrene er krystallen laget av talliumaktivert natriumiodid, men det finnes også andre; Bismuth Germanium Oksid (BGO), Cerium-Bromide, Lantan-bromide og det som blir kalt HPGc (*High Purity Germanium detector*). Krystallvolumet kan variere fra 8 x 4 liter for flymålinger, 4 x 4 liter for helikoptermålinger, ca. 100 cm³ for håndholdte instrumenter til 38 mm (diameter) x 150 mm (høyde) i borehulls spektrometer til 25 mm (diameter) x 25 mm (høyde) i de minste borehullssondene for totalstråling. En prinsippsskisse av et gamma-spekter er vist i Figur 5.2.



Figur 5.2: Prinsippsskisse av gammasppekter slik det kan måles i Norge. Normaliserte tellinger i de forskjellige kanalene plottes mot kanalens energiintervall. I tillegg til de tre toppene fra de naturlige elementene K, U og Th kan det være en topp også for Cs som stammer fra Tsjernobyl-ulykken i 1986. Skraverte felter indikerer vinduene for Cs, K, U, Th og totalstråling (fra Walker & Smethurst 1993).

Thoriumtoppen vist i Figur 5.2 ligger på 2,62 MeV (Mega elektronvolt). Gammastrålingen i denne toppen stammer ikke fra Th-elementet, men fra tallium (^{208}Tl) som er ett av datterproduktet i spaltingsrekken for Th. På grunn av dette benevnes thorium-konsentrasjonen som thorium-ekvivalent (eTh), og angis i ppm (parts per. million). Uran-toppen ligger ved 1,76 MeV i gammaspekteret. Også denne strålingen stammer fra et datterprodukt fra uran (^{214}Bi) og uran-konsentrasjonen benevnes også som uran-ekvivalent (eU) og angis i ppm. Kaliumstrålingen ligger på 1,46 MeV, og denne stammer direkte fra ^{40}K og konsentrasjonen angis i prosent (%). Stråling fra den menneskeskapt isotopen ^{137}Cs har en topp ved 0,66 MeV. Et problem her er at elementene ^{208}Tl og ^{214}Bi begge har stålingstopper også i dette området av gammaspekteret (henholdsvis 0,58 MeV og 0,61 MeV), og det er en utfordring å skille disse fra strålingen som stammer fra cesium (Baranwal m.fl. 2019).

I moderne gammaspektometre deles energisspekteret opp i 1024 kanaler. Eldre instrumenter hadde vanligvis 256 kanaler. For å forenkle prosesseringen av data, deles spekteret opp i vinduer for elementene Th, U, K og Cs, og disse består da av flere kanaler på begge sider av selve energitoppen. Årsaken til dette er at toppene som i utgangspunktet er veldig skarpe flyter ut ved bruk av de vanlige krystallene, unntaket er HPGe-instrumentet. Stråling fra thoriumspaltingen (^{208}Tl) vil tape energi på veg mot og i målekristallen og denne strålingen kan komme i U-vinduet, K-vinduet og i Cs-vinduet. Tilsvarende kan stråling som stammer fra U (^{214}Bi) komme i K-vinduet og Cs-vinduet. Effekten er kalt Compton-spredning, og det må korrigeres for denne ved prosesseringen.

For å kunne beregne konsentrasjoner av K (%), U (ppm) og Th (ppm) er en avhengig av en del korreksjoner. Det må korrigeres for Compton-effekten, kosmisk stråling og eventuell radon i lufta rundt måleinstrumentet. I tillegg må instrumentet være kalibrert for å kunne beregne konsentrasjoner. Dette oppnås med å måle på blokker (pads) med kjente konsentrasjoner av K, U og Th (Grasty m.fl. 1991). Dette må gjøres årlig siden følsomheten kan variere med tid. Det er etablert egne kalibreringsprosedyrer for cesium.

Som vi skal senere se kan denne kalibreringen feile dersom konsentrasjonene i bakken er mye høyere enn i kalibreringsblokkene (kalibreringen ekstrapoleres).

Håndholdte spektrometer kan beregne doserate ut fra målte konsentrasjoner av K, eU og eTh (se avsnitt 5.3.2). Det finnes selvsagt enklere instrumenter som måler bare doserate. Ut fra målte konsentrasjoner av disse tre elementene kan også spesifikk aktivitet uttrykt i Becquerel/kg for elementene beregnes (se Avsnitt 5.3.4).

5.3 Mulige miljøproblemer knyttet til radioaktive bergarter

Mulige miljøproblemer knyttet til radioaktivitet i tunneler og bergrom ble diskutert i NGUs arbeid ved Kvernstundtunnelen til Bjarkøya nord for Harstad i daværende Troms fylke (Rønning m.fl. 2018). Problemene kan være:

1. Arbeiderne utsettes for uakseptable strålingsdoser fra gammastråling
2. Arbeiderne utsettes for uakseptable konsentrasjoner av radongass
3. Arbeiderne utsettes for radioaktivitet i støv
4. Tunnelmassen kan være deponeringspliktig.

5.3.1 Uakseptable strålingsdoser fra gammastråling

Kapittel IV av Strålevernforskriften, oppdatert 15. september 2017, omhandler «Bestemmelser om yrkeseksponering for ioniserende stråling» (Helse- og omsorgsdepartement 2017). I tillegg til klassifisering av arbeidsplassen og inndeling av yrkeseksponerte arbeidstakere, beskriver forskriften dosegrenser. I § 32 beskrives dosegrenser som følger:

Virksomheten skal sørge for at all stråleeksponering holdes så lav som praktisk mulig, og at følgende dosegrenser ikke overskrides:

- a) *Effektiv dose for yrkeseksponerte arbeidstakere, lærlinger og studenter over 18 år skal ikke overstige 20 mSv per år. Statens strålevern kan gi dispensasjon for enkeltpersoner, der det av hensyn til arbeidets art ikke er praktisk mulig å fastsette en årlig grense på 20 mSv. Det kan i slike tilfeller gis tillatelse til å praktisere en grense på 100 mSv over en sammenhengende periode på fem år, under forutsetning av at dosen ikke overstiger 50 mSv i noe enkelt år.*
- b) *Ekvivalent dose til øyelinsen for yrkeseksponerte arbeidstakere, lærlinger og studenter over 18 år skal ikke overstige 20 mSv per år, eller 100 mSv for en sammenhengende periode på fem år så lenge dosen i et enkelt år ikke overstiger 50 mSv.*
- c) *Ekvivalent dose til huden for yrkeseksponerte arbeidstakere, lærlinger og studenter over 18 år skal ikke overstige 500 mSv per år. Dosegrensen gjelder for middelverdien av dosen målt eller beregnet over et vilkårlig hudareal på 1 cm². Ekvivalent dose for ekstremitetene skal ikke overstige 500 mSv per år.*
- d) *Ekvivalent dose til fosteret for gravide yrkeseksponerte arbeidstakere, lærlinger og studenter skal ikke overstige 1 mSv for den resterende delen av svangerskapet, dvs. etter at graviditet er kjent.*

Her er det strålingsdose for yrkeseksponerte arbeidstakere som gjelder, og denne skal ikke overstige 20 mSv/år (milliSievert pr. år). Med 1800 arbeidstimer i året tilsvarer dette en akkumulert strålingsdose på 11,1 µSv/t. I kapittel 5.2 skal vi se på hvilke konsentrasjoner av bl.a. uran som skal til for å oppnå en slik doserate.

5.3.2 Radongass i tunnelluft

Problemer knyttet til den fargeløse og luktfrie radioaktive edelgassen radon er beskrevet på Strålevernets nettsider (www.nrpa.no/radon). Regjeringen vedtok i 2009 en strategi for å redusere radoneksponeringen i Norge med varighet fram til 2015. Denne strategien videreføres i perioden 2015 – 2020. Som en del av dette arbeidet er det også sett på radoneksponering ved arbeidsplasser under jord (Arbeidstilsynet 2018).

For boligrom anbefaler *Direktoratet for strålevern og atomberedskap* (DSA) at radonnivået i inneluft bør holdes så lavt som mulig. Tiltak for å redusere nivået bør

iverksettes dersom det overstiger tiltaksgrensen på 100 Bq/m³. Radonnivået bør uansett alltid være under grenseverdien på 200 Bq/m³. Siden radonnivået bør holdes så lavt som mulig, kan det være behov for tiltak selv om konsentrasjon er under tiltaksgrensen. Grenseverdiene gjelder oppholdsrom og radonnivået er gitt som årsmiddelverdi.

Ideelt sett bør det være et mål at de generelle anbefalingene for boligrom følges også i tunneler og bergrom (Arbeidstilsynet 2018). I tunneler under bygging kan dette være en utfordring. Porøse svakhetssoner i fjellet og knusningen av berget ved sprengning gjør at radon lettere frigis og kommer inn i tunnelen. I tillegg kan radon løst i innlekkende grunnvann bidra til økt radonkonsentrasjon. Fordelen med tunneler under arbeid er at det her vanligvis er god ventilasjon og radonnivået kan holdes under kontroll.

Det er ikke konsentrasjonen av radon i tunnelluft som er avgjørende, men eksponeringen, dvs. konsentrasjon av radon multiplisert med tid, målt i MBqt/m³ (Mega Becquerel-timer pr. kubikkmeter). Arbeidsgruppen som har arbeidet med radon på arbeidsplasser under jord, anbefaler en firetrinns tilnærming til problemet (utdrag fra Arbeidstilsynet 2018):

- *Radonnivået holdes så lavt som mulig. Tiltak bør gjennomføres dersom nivået overstiger 100 Bq/m³. Etter tiltak bør nivået være så lavt som praktisk mulig og under grenseverdien på 200 Bq/m³.*
- *Dersom de generelle anbefalingene (pkt. 1) ikke kan oppfylles, bør arbeidernes reelle radoneksponering vurderes. Er den årlige radoneksponeringen til arbeiderne under 0,36 MBqt/m³ (1800 timer med 200 Bq/m³), behøves ingen ytterligere tiltak. Overstiger radoneksponeringen 0,36 MBqt/m³ skal arbeidstakerne ha informasjon om dette.*
- *Arbeidsgiver bør identifisere arbeidstagere i gruver, tunneler og andre uinnredede bergrom som risikerer å kunne få en årlig samlet radoneksponering over 0,72 MBqt/m³ (1800 timer med 400 Bq/m³). Dette kan gjøres gjennom persondosimetri eller andre målemetoder som gir tilstrekkelig god fastsettelse av individuell radoneksponering.*
- *For arbeidstakere i tunneler, gruver og andre uinnredede bergrom er en radoneksponering på 2,1 MBqt/m³ (1800 timer med 1200 Bq/m³) den øvre anbefalte grensen, og denne bør derfor aldri overstiges.*

En merker seg her, at med få unntak, er det ikke noen absolutte krav til radonnivå i gruver, tunneler og uinnredede bergrom. Men, ved årlig eksponering > 0,36 MBqt/m³ bør radoneksponeringen vurderes, arbeidstagere som risikerer en eksponering større enn 0,72 MBqt/m³ skal identifiseres og en årlig eksponering større enn 2,1 MBqt/m³ bør ikke overstiges.

5.3.3 Radioaktivitet knyttet til støv i tunnelluft

Radioaktivitet knyttet til støv og aerosoler i tunnelluft er lite påaktet av strålingsmyndighetene. Støvet kan inneholde både de naturlige radioaktive elementene (²³⁵U, ²³⁸U og ²³²Th) og døtrene fra disse. I tillegg finnes ⁴⁰K som gir β- og γ-stråling. Støv som inneholder uran og thorium kan være en større kilde til uheldig stråling på lungevev enn det radon utgjør ved tilsvarende konsentrasjoner.

Dersom støvpartikler med de nevnte naturlige elementene fester seg i lungene vil alle datterprodukter fra uran og thorium bidra med α -, β - og γ -stråling direkte i lungene på tunnelarbeidere. Det er altså ikke bare datterproduktene av radon; polonium (Po), vismut (Bi) og bly (Pb) som bidrar, men også mødrene protactinium (^{231}Pa), thorium (^{227}Th , ^{230}Th), radium (^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra) uran (^{234}U) og aktinium (^{227}Ac) som alle produserer den farlige α -strålingen og i tillegg til β - og γ -stråling.

I tillegg til rene strålingsskader på grunn av strålingen på lungevevet kan uran gi forgiftningsskader når de først er kommet inn i kroppen. Uran er et giftig stoff som akkumuleres i beinbygning (<https://no.wikipedia.org/wiki/Uran>).

5.3.4 Deponeringspliktig radioaktivt avfall

I forskrift om forurensingslovens anvendelse på radioaktiv forurensning og radioaktivt avfall (Lovdata 2010), gjelder forurensingslovens anvendelse på stråling fra radioaktive stoffer som er eller kan være til skade eller ulempe for miljøet. Forskriften som er gjeldende fra 1. januar 2011, skiller mellom radioaktivt avfall og deponeringspliktig radioaktivt avfall. Nedre grenser oppgis i aktivitet (Bq/kg, Becquerel/kg) som kan konverteres til konsentrasjoner gjennom følgende relasjoner (IAEA 2003):

1% K in rock	= 313	Bq/kg	^{40}K
1 ppm U in rock	= 12.35	Bq/kg	^{238}U , or ^{226}Ra
1 ppm Th in rock	= 4.06	Bq/kg	^{232}Th

Forskriften (Lovdata 2010, Vedlegg I), definerer grenseverdier for radioaktivt avfall og deponeringspliktig radioaktivt avfall uttrykt i spesifikk aktivitet. I tabell 5.1 er grenseverdiene også omregnet til konsentrasjon.

Tabell 5.1: Grenser for hva som er definert som radioaktivt avfall og deponeringspliktig radioaktivt avfall uttrykt i spesifikk aktivitet og omregnet til konsentrasjon for naturlig U, Th og K (Lovdata 2010).

Naturlig element	U (Bq/g)	U (ppm)	Th (Bq/g)	Th (ppm)	K^{40} (Bq/g)	K (%)
Radioaktivt avfall	1	81	1	246	10	32
Deponeringspliktig radioaktivt avfall	1	81	1	246	100	320

Dersom avfallet inneholder flere radionuklider, er avfallet å betrakte som radioaktivt eller deponeringspliktig radioaktivt avfall dersom summen av forholdet mellom spesifikk aktivitet (konsentrasjon) for hver radionuklide og den tilsvarende verdien i tabell 5.1 er større enn 1. For at deponeringsplikten skal aktiveres, må også en total årlig aktivitet for deponert masse overstiges. For kalium er denne 1 mill. Bq/år, naturlig uran 1000 Bq/år og for naturlig thorium 1000 Bq/år.

Dersom den totale aktiviteten for uttak/deponering av radioaktivt materiale overstiger en årlig utslipp (tilførsel) med en viss totalaktivitet eller spesifikk aktivitet, skal det alltid søkes DSA (tidligere Strålevernet) om tillatelse til tiltaket. Tabell 5.2 viser disse grenseverdiene (fra Lovdata 2010, vedlegg II). Omregnet til konsentrasjoner betyr dette at dersom materiale gir utslipp på mer enn 8 ppm U eller 25 ppm Th etter forskriften (Lovdata 2010) ikke kan «tilføres» dvs. flyttes uten tillatelse etter forurensingslovens § 11. Å bestemme aktiviteten i utslippet kan være en utfordring, da en ikke vet hvordan materialet reagerer på behandlingen.

Tabell 5.2: Grenser for hva som er definert som søknadspliktig radioaktivt avfall dersom tiltaket gir tilførsel (utslipp) av radioaktive stoffer til luft, vann og grunn uttrykt i total aktivitet i Bq/år og spesifikk aktivitet i Bq/g for naturlig U, naturlig Th og K⁴⁰ (Lovdata 2010).

Naturlig element	U (Bq/år)	U (Bq/g)	Th (Bq/år)	Th (Bq/g)	K ⁴⁰ (Bq/år)	K ⁴⁰ (Bq/g)
Søknadspliktig radioaktivt avfall	100	0,1	100	0,1	100000	10

Læringspunkt

Radioaktivitet ved anlegg i fjell kan bidra til at arbeidere utsettes for uakseptable strålingsdoser fra gammastråling, uakseptable strålingsdoser fra inhalering av radon, inhalering av radioaktive støvpartikler og en kombinasjon av disse.

Materialer med høyt innhold av uran og thorium kan være deponeringspliktig.

Deponering av tunnelmateriale kan være søknadspliktig dersom dette gir tilførsel (utslipp) av radioaktive stoffer til luft, vann eller grunn som vist i Tabell 5.2.

5.4 Teoretiske vurderinger av strålingsdose

Doserater fra eksternstråling fra naturlig radioaktivitet i tunneler er undersøkt og rapporteres i dette kapittelet. Avsnittet er hentet fra rapporten fra undersøkelsene på Bjarkøya (Rønning m.fl. 2018).

5.4.1 Bakgrunn

Ansatte som jobber i tunneler med forhøyet naturlig radioaktivitet kan være utsatt for forhøyde stråledoser fra ekstern gammastråling (stråling som påvirker kroppen utenfra), innpusting av radioaktivt støv, og innpusting av radon og radonprodukter (intern stråling). Her undersøker vi muligheter for forhøyde eksterndoser fra gammastråling i tunneler hvor det kan finnes U-konsentrasjoner rundt 100 ppm (Alunskifer i Oslofeltet), og opp til 1000 ppm i mindre områder.

Anbefalte grenseverdier:

Dosegrensen for allmenheten er 1mSv/år (effektiv helkroppsdose). Yrkeseksponerte arbeidere har en høyere dosegrense: 20 mSv/år, men doser bør holdes på så lavt nivå som praktisk mulig (Helse- og omsorgsdepartement 2017). Med bruk av 2000 arbeidstimer per år får vi en tommelregel for "akseptable" doser per time:

For allmenheten: 1 mSv/år tilsvarer 0,5 uSv/t
Yrkeseksponerte: 20 mSv/år tilsvarer 10 uSv/t

5.4.2 Doserater fra naturlige isotoper

Doserater 1m over en uendelig overflate som inneholder K^{40} , U^{238} og Th^{232} er gitt som:

$$D \text{ (nGy/t)} = 13.078 * K + 5.675 * eU + 2.494 * eTh \quad (1)$$

hvor K, eU og eTh er konsentrasjoner av naturlig (all) K (%), U^{238} (ppm) og Th^{232} (ppm) (IAEA 2003). U^{238} utgjør 99,3 % av all naturlig U. Med bruk av konsentrasjoner uttrykt i aktivitet for de tre elementene (Bq/kg) blir dette:

$$D \text{ (nGy/t)} = 0.04178 * K + 0.4595 * eU + 0.6040 * eTh \quad (2)$$

hvor K representerer aktivitet av K^{40} . Quindos m.fl. (2004) diskuterer variasjoner av dette forhold fra ulike studier, men variasjon i parametere ligger innenfor ca. 15 % av verdiene gitt over.

Disse doserater er beregnet ut fra en uendelig overflate. Total doserate vil være avhengig av geometri, slik at det er rimelig å forvente høyere doserater når flere overflater (f.eks. tak og vegger) bidrar til strålingen.

NGU opererte RSX-5 spektrometer i bil fra Göteborg til Oslo høsten 2016. En kort analyse av data fra et par tunneler (Eidetunnelen og Follotunnelen) viser at totaltelling og doserater (ukalibrerte) kan øke med en faktor mellom 1.5 og 2 i tunneler, sammenlignet med verdiene målt utenfor tunnelene.

5.4.3 Doserater fra eU-målinger

Med bruk av formler vist ovenfor kan vi beregne doserater (DR) 1m over en uendelig overflate hvor innhold er hovedsakelig eU, sammen med 10 ppm Th og 2 % K:

a) 100 ppm U: DR = 617 nGy/t
b) 1000 ppm U: DR = 5726 nGy/t

Dette tilsvarer 494 og 4580 nSv/t, hvis man benytter en omregningsfaktor på 0,8 Sv/Gy (Isaksson 2011). Dersom en person oppholder seg i 1800 timer i et slikt miljø, ville vedkommende blitt utsatt for en årlig strålingsdose på 1,1 mSv (100 ppm U) eller 8 mSv (1000 ppm U), noe som er høyere enn det som anbefales for allmennheten, men lavere enn grensen for yrkesaktive.

Doserater fra gammastråling i tunneler kan på grunn av stråling fra tak og vegger være rundt en faktor 2 til 3 ganger høyere enn beregnet ut fra U-, Th- og K-konsentrasjoner for en uendelig plan overflate (dvs. fra ligningene (1) eller (2)). I områder med ca. 100 ppm U kan det derfor forventes doserate på ca. 1 uSv/t, og i

områder med 1000 ppm U kan det forventes ca. 10 uSv/t. På årsbasis (1800 timer) kan en tunnelarbeider bli utsatt for strålingsdoser fra ekstern gammastråling tilsvarende ca. 2 mSv ved en U-konsentrasjon på 100 ppm og ca. 18 mSv ved 1000 ppm U. Dette blir lavere dersom anriket uran bare finnes i tynne soner som indikert ved Kvernsundtunnelen (se Avsnitt 5.5).

Beregnete doserater fra gammastråling kan utgjøre bare fra 20 til 40 % av total doserate (UNSCEAR 1993) og resten (60 til 80 %) kommer fra innpusting av radon, radon datterprodukter og radioaktivt støv. Den totale årlige strålingsdosen fra ekstern gammastråling og innpustet materiale (dersom radon og støv ikke fjernes fra tunnelluften) kan da bli fra 5 til ca.10 mSv der en har 100 ppm U i bergarten og fra ca. 40 til 100 mSv i områder med 1000 ppm U, sistnevnte er klart over den øvre grense for årlig akseptert strålingsdose for yrkeseksponerte.

Læringspunkt

Bergarter med inntil 100 ppm uran vil ikke gi eksterne strålingsdoser høyere enn dosegrensen på 20 mSv/år for tunnelarbeidere. Ved 1000 ppm uran i bergarten kan doserate fra ekstern gammastråling utgjøre 18 mSv/år. Internstråling fra radon og støvpartikler kan gjøre at den totale doseraten blir fra 40 mSv/år til 100 mSv/år, noe som er klart over den øvre grense for årlig akseptert strålingsdose for yrkeseksponerte. Problemet kan selvsagt reduseres med effektiv ventilasjon, bruk av verneutstyr og støvdemping.

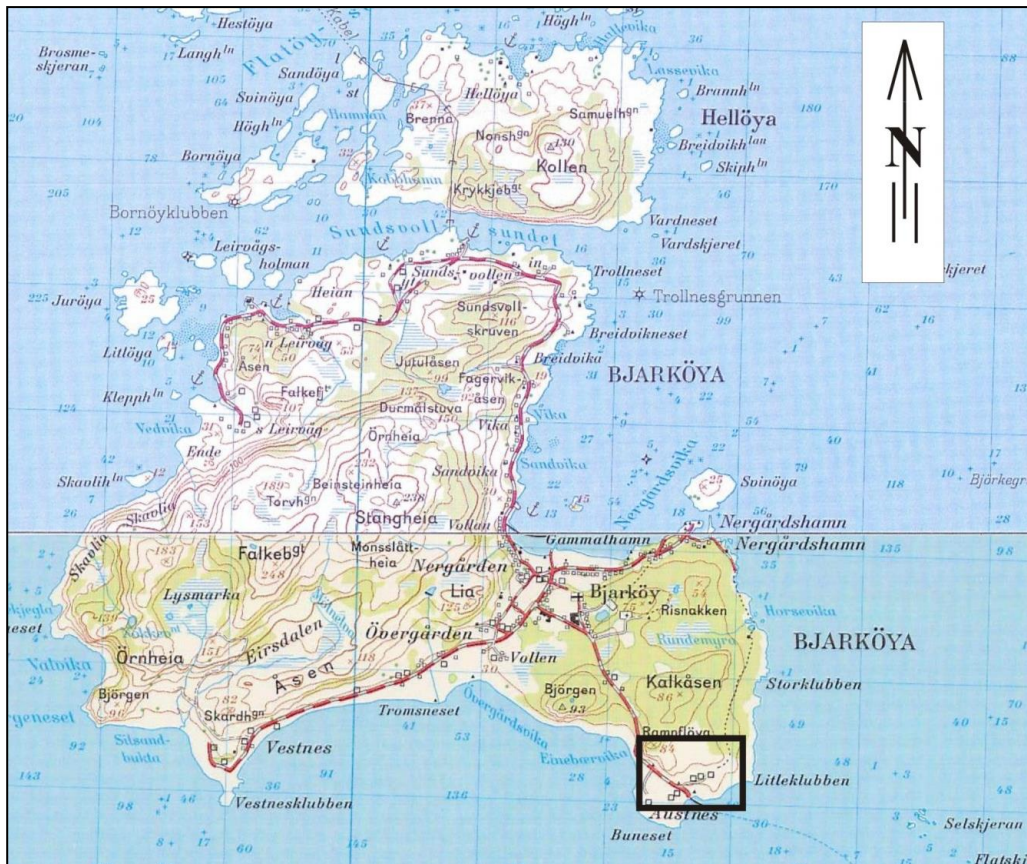
5.5 Uranførende bergart ved Bjarkøya

NGU har utført undersøkelser av radioaktive bergarter på Bjarkøya i flere runder.

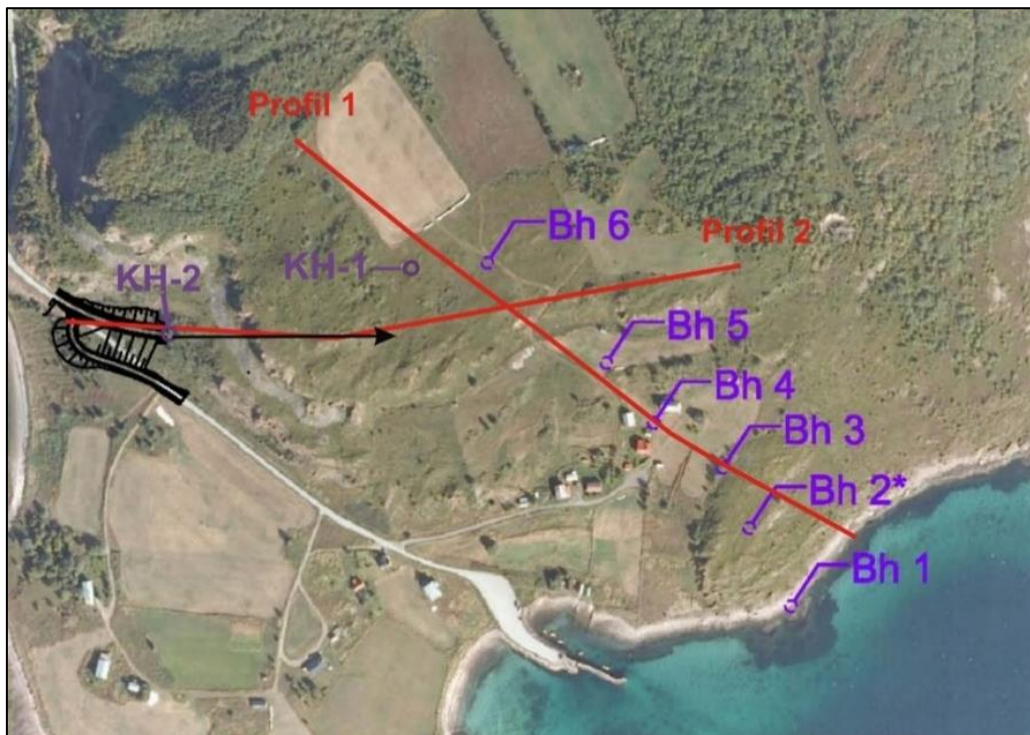
5.5.1 De første undersøkelsene på Bjarkøya

NGU ble koblet inn på undersøkelsene på Bjarkøy for å se nærmere på forvitret berg ved tunnelinnslaget på sørsida av øya. Høsten 2011 ble det utført resistivitetmålinger (2 profiler) og seks borehull (brønner) ble logget med metodene temperatur, vannets ledningsevne, total gammastråling, resistivitet og p-bølgehastighet (Dalsegg & Elvebakk 2012). Fem av disse brønnene ble i tillegg logget med akustisk televiwer (AKTV) for å kartlegge sprekkemønster. I tre av disse brønnene ble det påvist uvanlig høy total gammastråling som vist i tabell 5.3.

Lokalisering av de undersøkte borehullene er vist i Figurene 5.3 og 5.4.



Figur 5.3: Lokalisering av undersøkt område på sørenden av Bjarkøya nord for Harstad.



Figur 5.4: Lokalisering av seks brønner (Bh 1 – 6), 2 kjerneborehull (KH-1 og KH-2) og 2 resistivetsprofiler på Bjarkøya (Profil 1 og 2). Tunnelpåhugg er vist i svart og kjerneborehull 2 (KH-2) med svart pil. Det nye kjerneborehullet KH-3 er lokalisert like ved Bh 4. Tunnelen dreier sørover, og går ut under sjøen ca. ved Bh 1 (fra Dalsegg & Elvebakk 2012).

Tabell 5.3: Påvist høy total gammastråling i brønnene Bh3, Bh4 og Bh5 på Bjarkøya (fra Dalsegg & Elvebakk 2012).

Borehull	Tilnærmet dyp (m)	Totalt gammastråling (cps, API-standard)
Bh3	61	≈ 2500
Bh3	63,5	≈ 1000
Bh3	65,5 – 66,5	≈ 12000
Bh4	7	≈ 2000
Bh4	12,5 – 13,5	≈ 1000
Bh4	14,5 – 15,5	≈ 950
Bh5	8,5 – 9,5	≈ 1500
Bh5	11	≈ 2500
Bh5	17,5	≈ 2000

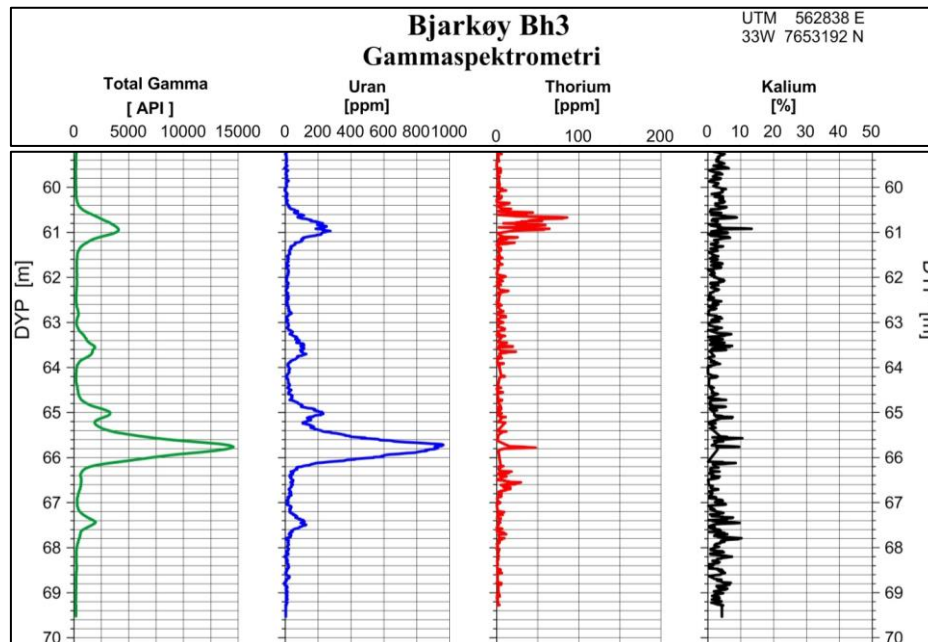
Total gammastråling på ca. 12 000 cps (API-standard) er noe av det høyeste som er målt i Norge (se Tabell 5.3). Bare en Th-rike bergart på Fen viser tilsvarende verdier i en enkelt sone (Elvebakk & Rønning 2019). Ved den første undersøkelsen på Bjarkøya hadde ikke NGU tilgang på sonde som kunne måle gammespektroskopi og derved undersøke om totalstrålingen skyldes uran, thorium, kalium eller en kombinasjon av disse. Når denne ble anskaffet, ble det foretatt målinger i borehullene Bh3 og Bh4. Bh5 var ikke tilgjengelig for logging.

5.5.2 Logging av borehull med gammaspektroskopi

Gammaspektrometeret er en sonde som kan måle konsentrasjonen av K (%), eU (ppm) og eTh (ppm) i tillegg til total naturlig gammastråling (cps, API standard). Siden konsentrasjonene av U og Th er bestemt ved å benytte gammastråling fra datterprodukter benyttes betegnelsen ekvivalentverdier for U og Th (eU og eTh). Det kan gjøres en kontinuerlig logg eller det kan tas punktmålinger i 5 – 6 minutter for å kartlegge hele energispekteret for mer nøyaktig konsentrasjonsbestemmelse. Ved kontinuerlig logging senkes sonden med en hastighet på 1 m/min ned i borehullet og det foretas målinger for hver cm. Dette betyr at strålingen akkumuleres ca. 0,6 s for hver konsentrasjonsberegning, noe som kan være relativt kort tid for en liten detektor der målekrystallen har diameter 3,8 cm og høyde 15 cm. Tidligere målinger i alunskiferen på Tøyen (Elvebakk 2013) viser at denne kontinuerlige loggingen gir gode resultater sammenlignet med statiske målinger over lengre tid (5 – 6 minutt) og den kontinuerlige loggen kan gi et relativt sikkert bilde av konsentrasjonene av U, Th og K nedover i borehullene.

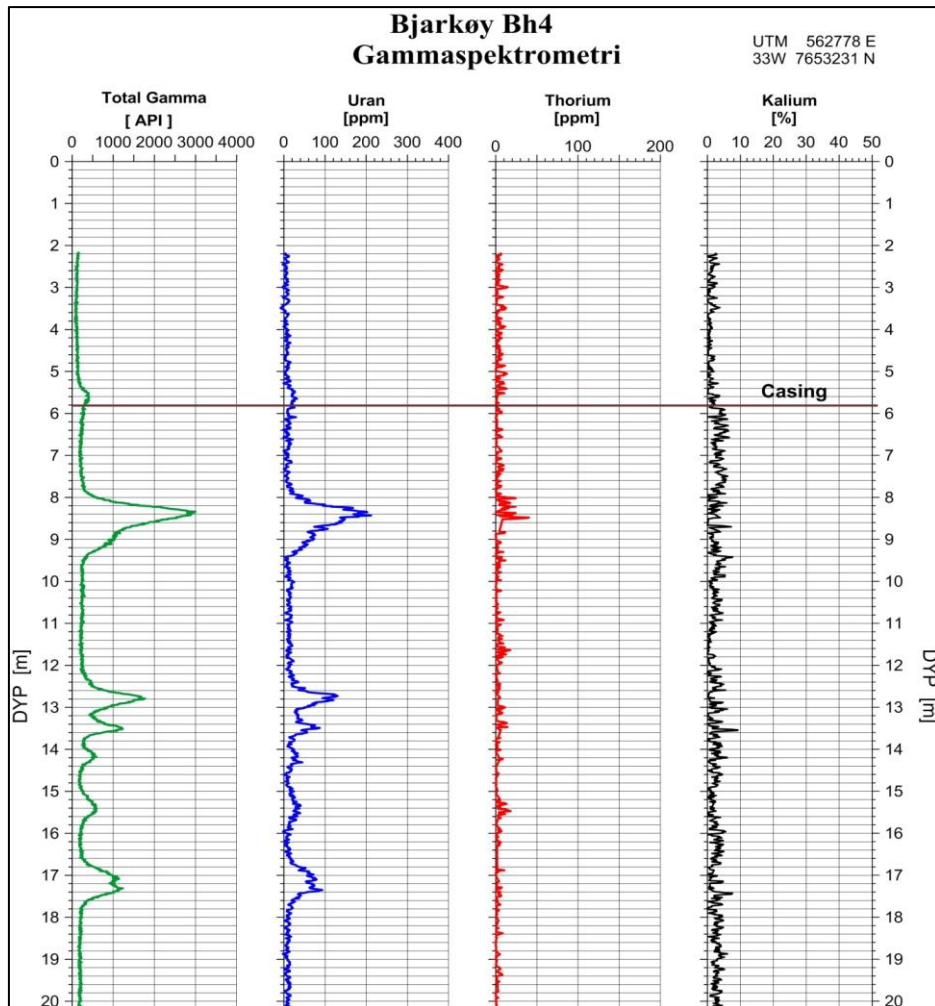
Logget totalstråling og konsentrasjoner av uran, thorium og kalium i Bh 3 og Bh4 er vist i Figurene 5.5 og 5.6. Den ene sonen som viste en totalstråling på ≈ 12000 cps (ved ca. dyp 65,8 m i Bh3) viser en totalstråling på ca. 15000 cps ved denne målesonden (Figur 5.5). Begge sondene er kalibrert etter API-standard, og avviket skyldes derfor etter all sannsynlighet ulik posisjonering i forhold til en relativt tynn sone. Beregnet urankonsentrasjon er på ca. 980 ppm, og i denne sonen påvises ikke nevneverdige økninger av thorium og kalium. Sone ved 61 meters dyp viser også noe forhøyet thoriumkonsentrasjon.

Mer nøyaktige gammaspektroskopimålinger i borehullet indikerte at denne kontinuerlige loggingen av urankonsentrasjonen kan være ca. 10 % for høy (Rønning m.fl. 2018). Dette betyr at denne sonen kan inneholde ca. 900 ppm uran. Modellberegninger viste at sonen kunne være ca. 50 cm mektig.



Figur 5.5: Logget totalstråling og konsentrasjoner av uran, thorium og kalium i øvre del av Bh 3 på Bjarkeya. Måleverdier er glattet med et 5-punkt middelverdifilter.

Figur 5.6 viser logget totalstråling og konsentrasjoner av uran, thorium og kalium i Bh4. Også ved denne loggingen viser totalstrålingen høyere verdier (ca. 3000 ppm vs. 2500 ppm), og det er benyttet en annen høydereferanse. Loggingen viser også her at årsaken til den forhøyde totalstrålingen hovedsakelig er bestemt av et forhøyet urannivå.

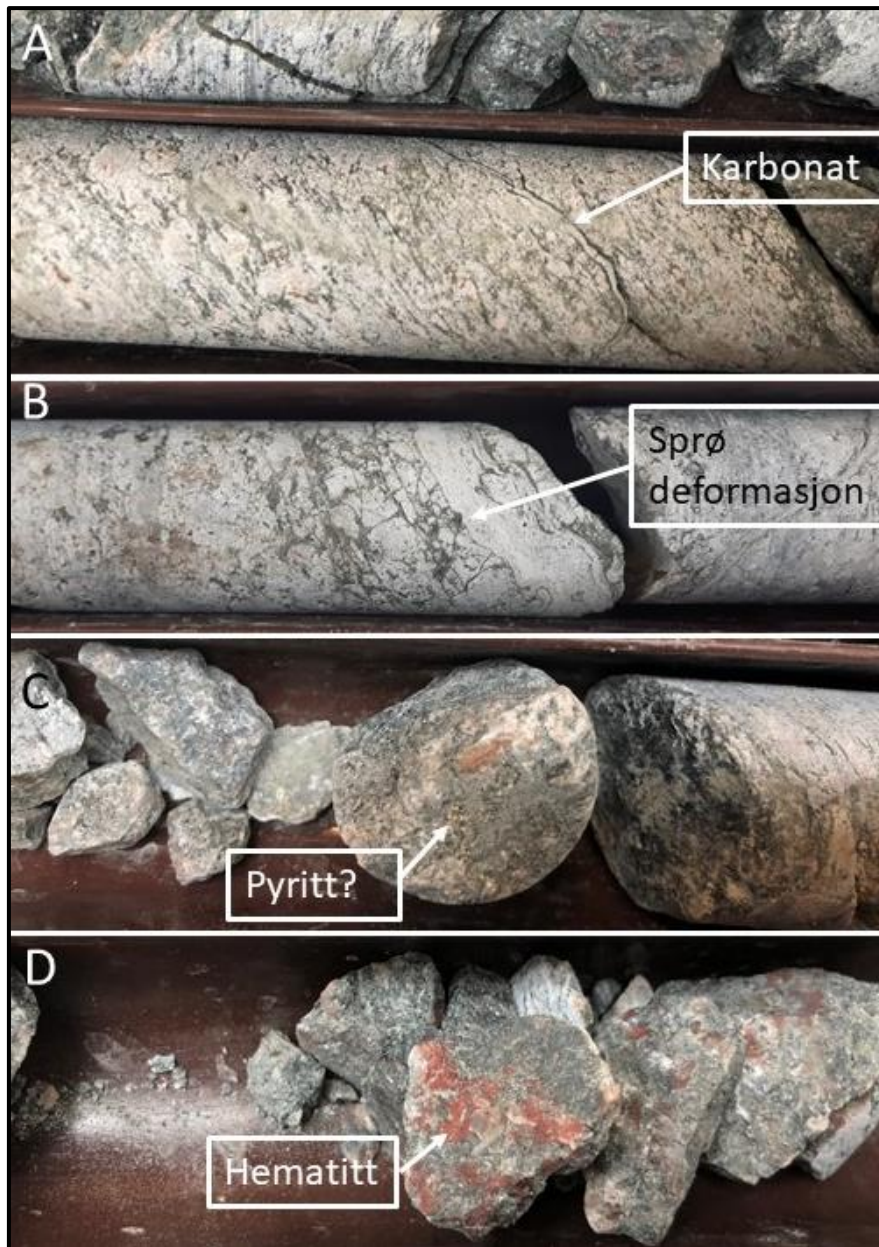


Figur 5.6: Logget totalstråling og konsentrasjoner av uran, thorium og kalium i øvre del av Bh 4 på Bjarkøya. Måleverdier er glattet med et 5-punkt middelverdifilter.

5.5.3 Analyser fra nytt kjerneborehull

NGU ønsket å få opp kjernemateriale av de radioaktive sonene på Bjarkøya. En rask og effektiv måte å gjøre dette på var å benytte NGUs lastbilmonterte borerrigg. Største boreddybden for denne riggen er ca. 50 m. Det var derfor lite aktuelt å prøve å nå sonen med meget høy totalstråling på ca. 66 meters dyp i Bh 3, og en boring ved Bh4 var derfor mest aktuelt.

I løpet av en dag på forsommeren 2018 ble det foretatt mobilisering/demobilisering på Bjarkøya, og det ble boret et 20 m dypt hull (Kh3) ca. 5 m til side for Bh4. Løsmassetykkelsen var her 7 m og det ble tatt opp 13 m med kjerner (kjernediameter 36 mm). Utvalgte bilder av kjernematerialet er vist i Figur 5.7.

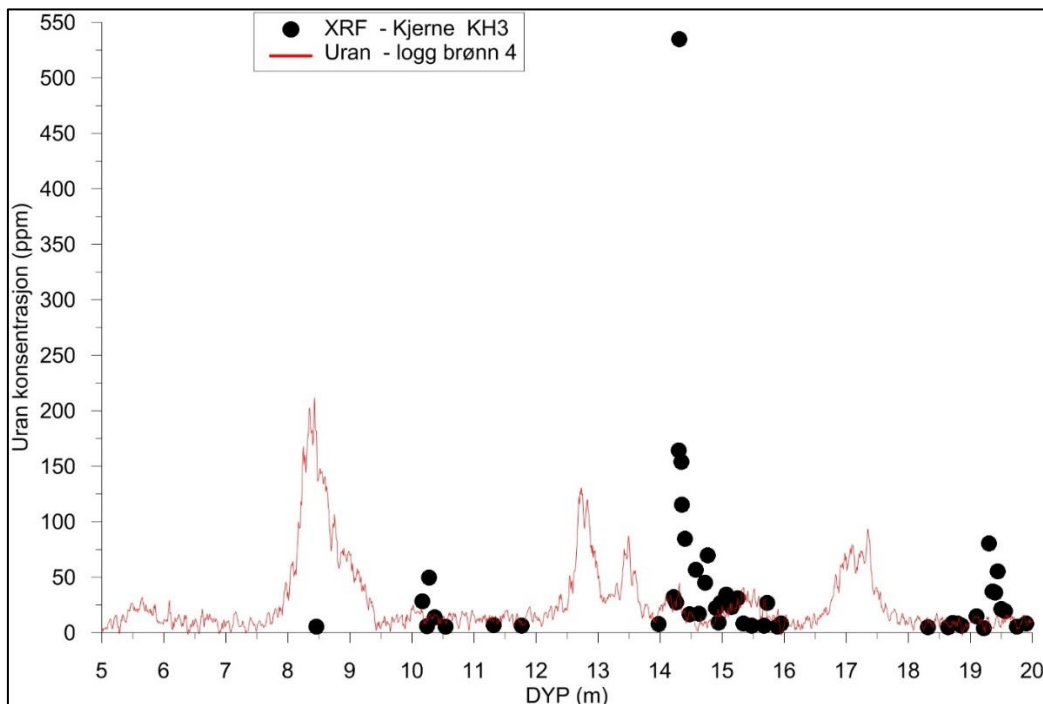


Figur 5.7: Bilder av kjernematerialet fra Kh-3. A) Skifrig granitt (granittisk gneis) med skjærlinser og senere karbonatfylling ved dyp 13,4 m, B) Sprø deformasjon ved dyp 18,4 m, C) Mineralisering av pyritt (?) ved dyp 17,15 m og C) Senere mineralisering av hematitt ved dyp 19,9 m (Foto: NGU/JSR).

Kjernene fra Kh3 ble logget av Arne Bjørlykke (tidligere direktør på NGU og professor ved UiO). Kjernene viser at den aktuelle granitten har markerte soner som har blitt utsatt for skjærdeformasjon. Et godt eksempel er Figur 5.7A, hvor granitten har utviklet en markant skifrighet og dannelse av små skjærlinser. Det kan også observeres en mindre sone med sprø deformasjon i kjernematerialet (Figur 5.7B). Kalifeltspaten får et mer rødlig preg i sonen trolig på grunn av hydrotermal omvandling. I soner er granitten omvandlet til et finkornet grønnlig mineral som sannsynligvis er kloritt. Denne opptrer sammen med sulfider sannsynligvis er det vesentlig pyritt, Figur 5.7C. I en sen fase i skjærsone opptrer karbonat som kutter strukturene i sonen. Hematitt opptrer også som en effekt av en senere fase (Figur 5.7D). Denne fasen kan muligens knyttes til sen forvitring av granitten, muligens

relatert til gjennomstrømmende grunnvann. Urananrikningen kan kobles til denne svake rødfarging av kjernematerialet (hematitt).

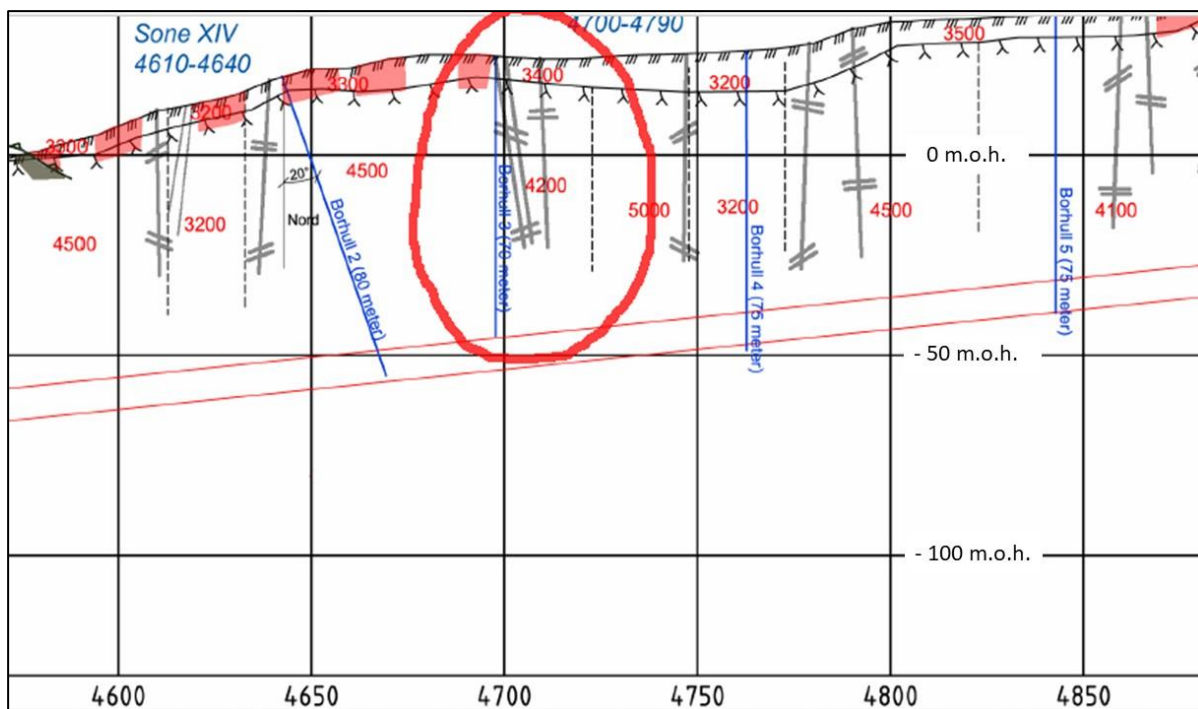
Urankonsentrasjonen i kjernematerialet ble analysert med bærbar XRF (NITON XL3T GOLDD+ fra Thermo Scientific) på i alt 172 punkter. I Figur 5.8 er bare de analysene som tilfredsstillende et strengt kvalitetskrav (se Rønning m.fl. 2019) plottet sammen med logget uran fra brønn Bh4. Det er tre soner med forhøyet uraninnhold i begge borehullene. Forskyvningen i dyp kan skyldes at sonen faller, men også at terrenget og derved referansenivået er forskjellig. Loggingen viste en høyeste verdi på ca. 200 ppm uran, mens XRF analysene på borekjernene fra Kh3 viser en maksimumsverdi på 550 ppm. Som tidligere vist var høyeste logget verdi i Bh3 ca. 900 ppm uran. Stor spredning i nivå skyldes trolig en nuggets-effekt. Målinger med instrumenter med liten volumdekning vil være sterkt avhengig av plassering av målepunkt i forhold til de uranførende partiene. Men, det er ikke tvil om at bergartene på Bjarkøya stedvis inneholder til dels meget høye konsentrasjoner av uran, og det var derfor av interesse å se hvilke utslag dette hadde på strålingsnivå og radonkonsentrasjoner i tunnelen.



Figur 5.8: Pålidelige U-konsentrasjoner målt med bærbar XRF på kjerneprøver fra KH-3 (svarte punkter) og analysert U-konsentrasjon i Bh 4 (rød linje).

5.5.4 Oppfølgende undersøkelser i tunnel

Da høyt innhold av radioaktivitet i bergartene på Bjarkøya ble kjent, gjorde utbygger (daværende Vegvesenet Region Nord) tiltak for overvåking av uraninnhold i bergartene på stoff og måling av radon i tunnelluft. Undersøkelsene ble konsentrert til den delen av tunnelen hvor logging av borehullene Bh3, Bh4 og Bh5 viste forhøyet radioaktivitet, dvs. fra pelnummer 4600 til pelnummer 4850 (se Figur 5.9).



Figur 5.9: Plassering av borehull og indikerte lavhastighetssoner i forhold til PEL-nummer i tunnelen. Bh 3 ligger innenfor den røde sirkelen modifisert fra vegvesenets tegning V001e, (Karlsen og Iversen 2013).

Høyeste målte U-konsentrasjon på tunnelstuf er 111,5 ppm og denne ble målt ved PEL 4704, dvs. rett ved Bh 3 (Rønning et al. 2018). Forhøyde urankonsentrasjoner ble også målt ved PEL 4681 (22,6 ppm), 4693 (19,4 ppm) og 4725 (6,2 ppm). Selv om anomalien i Bh 3 lå ca. 5 m over tunnelheng, er det påvist forhøyede verdier i tunnelnivå, og disse kan følges i en lengde på ca. 50 meter. En ny urananrikning opptrer ved PEL 4740 (36 ppm) og PEL 4746 (59,3 ppm og 88,8 ppm). Også disse ser ut til å fortsette til begge sider, men PEL-nummer er ikke angitt. Av de 86 målingene som ble foretatt, kan 13 (15 %) karakteriseres som forhøyde verdier over 10 ppm eU. Siden det er så stor avstand mellom målepunktene, er det umulig å si om urananrikningene er sammenhengende.

Målte Th-konsentrasjoner viser mer moderate verdier. Høyest målte verdi er 39,9 ppm målt ved PEL 4918. Rundt Bh 3 opptrer normale Th-konsentrasjoner (5 – 12 ppm) slik en kan forvente i en granittisk gneis. Sporadiske moderate anrikninger av Th er i samsvar med det borehullsloggingen viser (Figurene 5.5 og 5.6) og med XRF-analysene på kjernematerialet fra Kh3 (Figur 5.8).



Figur 5.10: Bilde fra stoffen ved PEL 4717. Rødfarge (Hematitt) opptrer på begrensede flater som sprekkebelegg i til dels dårlig berg (Foto: Svv).

Figur 5.10 viser et bilde fra stoffen ved PEL 4717. Omvandlingssone med den røde fargen påvist i KH-3 ble også observert i tunnelen ved PEL 4717 og PEL 4720. Dessverre var ikke gammaspektrometeret tilgjengelig for målinger her. Rødfargingen opptrer på sprekker i til dels dårlig berg, og den laterale utstrekningen er relativt liten. At det er påvist U-anrikninger flere steder i tunnelen uten at en finner den karakteristiske rødfargen, viser at U kan opptre uten en synlig signatur. Dette viser også at analyser av uran-, thorium- og kaliuminnhold burde vært foretatt systematisk på tunnelstoffet.

Målinger med gammaspektrometer (Gamma surveyor II produsert av GF Instruments) på tunnelstoff viste det samme mønster som ved loggingen av borehullene (Rønning m.fl. 2018). Uran er anriket i soner, men påvist maksimal-konsentrasjonen på stoffet er moderat (111,5 ppm). Målepunktavstanden er relativt stor (opp mot 15 m) og vi vet at U-anrikningen opptrer uregelmessig. Det ble ikke foretatt måling på soner med karakteristisk rødfarge. Dette betyr at det er rom for større konsentrasjoner mellom målepunktene. Målingene på tunnelstoffet er ikke tilstrekkelig til å få gode representative målinger av det radioaktive materialet.

Det ble ikke foretatt målinger av eU, eTh og K i andre deler av tunnelen. Det er derfor uklart om anrikninger av U finnes flere steder utenfor det målte området fra PEL 4665 til PEL 5102.

5.5.4.1 Beregning av doserate fra gammastråling i tunnel

Ut fra målte konsentrasjoner av uran, thorium og kalium kan en strålingsdose beregnes (se avsnitt 5.4.2). Det benyttede instrumentet beregner strålingsdose fra gammastråling direkte under måling. Detaljerte måledata er vist i Rønning m.fl. (2018).

Ifølge Strålevernforskriften (Helse- og Omsorgsdepartementet 2017) skal virksomheter sørge for at all stråleeksponering holdes så lav som praktisk mulig, og for yrkespersonell skal ikke effektiv dose overskride 20 mSv pr. år. Dersom en medarbeider hadde arbeidet et helt år (1800 timer) under den maksimale strålingsdosen målt i tunnelen (691 nSv/t, Rønning m.fl. 2018), ville vedkommende blitt utsatt for en effektiv dose på 1,2 mSv i arbeidstiden. De fleste målte strålingsdosene lå imidlertid rundt 100 nSv/t, og det gir en årlig doserate på 0,18 mSv i løpet av et arbeidsår. Det er imidlertid uklart om det mellom målepunktene og i tunnelen ellers, kunne være høyere verdier. Loggingen av Bh 3 viste en maksimumsverdi som var nær 9 ganger høyere U-konsentrasjon (900 ppm) enn det som gjennomsnittlig måling i tunnelen viste (111,5 ppm). Undersøkelsene viste også at de uranrike sonene hadde liten mektighet. Observasjoner på tunnelstuffen og i kjernematerialet fra Kh3 indikerer at uran kun er anriket på sprekker.

Arbeiderene i Bjarkøytunnelen ble ikke utsatt for uakseptable strålingsdoser.

5.4.4.2 Måling av radon i tunnelluft

Ideelt sett bør det være et mål at de generelle anbefalingene for boligrom følges også i tunneler og bergrom (Arbeidstilsynet 2018). Dette betyr at radonnivået holdes så lavt som mulig, tiltak bør gjennomføres dersom nivået overstiger 100 Bq/m³ og etter tiltak bør nivået være så lavt som praktisk mulig og under grenseverdien på 200 Bq/m³.

I alt ble det foretatt 62 enkeltmålinger av radon i tunnelluft (Rønning m.fl. 2018). Tabell 5.2 viser gjennomsnittsverdier, standardavvik og maksimalverdier i forskjellige deler av tunnelen til forskjellig tidspunkt. Målingene i selve tunnelen ble foretatt under driving med full ventilasjon før gjennomslag ca. 15 april 2017. Målingene i pumpeump i en nisje ved lavbrekket er foretatt etter tunnelgjennomslag og med redusert ventilasjon.

Tabell 5.2: Målt gjennomsnittlige radonkonsentrasjoner og standardavvik i tunnelluft forskjellige steder og til forskjellige tidspunkt under tunneldrivingen i 2017 (fra Rønning m.fl. 2018).

Sted i tunnel	Antall målinger	Gjennomsnitt (Bq/m ³)	SDEV (Bq/m ³)	Maksimumsverdi (Bq/m ³)
Tunnel med ventilasjon	13	21	19	72
Pumpeump alle	49	228	213	919
Pumpeump 18/4 – 12/5	15	57	37	151
Pumpeump 15/5 – 19/7	34	301	215	919

De få målingene som ble foretatt med full ventilasjon under selve tunneldrivingen i det mest radioaktive området (ved PEL 4700), viser som forventet lave radonverdier. Det synes klart at ventilasjonen har vært god, og mulig radon i tunnelluften er

ventilert ut av tunnelen. Radonkonsentrasjonen ved pumpestump i tunnelens lavbrekk etter gjennomslag, var klart over anbefalt verdi. Denne pumpestasjonen står i en nisje ca. 30 m fra tunnelens senterlinje, og ventilasjonen ser ikke til å være god nok. Etter en uke med driftsstans i jula 2016 var konsentrasjonen av radon i denne nisjen 2648 Bq/m³. Når ventilasjonen ble avslått, siver radon ned i lavbrekk, og en får høye konsentrasjoner av radon. Men også under arbeid er radonkonsentrasjonen klart høyere enn anbefalte verdier (så lav som mulig og ikke over 200 Bq/m³).

5.4.4.3 Radioaktivt støv

Radioaktive bergarter gir radioaktivt støv ved sprengning. Støvpartikler kan sette seg på arbeidernes lungevev og α -, β - og γ -stråling fra hele spaltingsrekken fra U²³⁵, U²³⁸ og Th²³² ned til stabilt Pb²⁰⁶, Pb²⁰⁷ og Pb²⁰⁸ vil skade lungevev. Det er altså ikke bare datterprodukter av radon (Rn²¹⁹, Rn²²⁰ og Rn²²²) som er aktive, men også mødrene til radon. Representant fra firmaet Gammadata, som lånte ut gammaspespektrometeret til prosjektet på Bjarkøya, påpekte at det største helsemessige problemet ved Kvernstundtunnelen kunne være støv, da dette kan inhaleres fra lufta. Gammadata anbefalte på forhånd bruk av støvmaske og et større fokus på bruk av vann for å redusere støvdannelsen. Støvmaske ble bare sporadisk benyttet av enkeltpersoner ved tunneldrivingen.

Radioaktivt støv må tas på alvor. Forfatterne av rapporten fra Bjarkøya (Rønning m.fl. 2018), kjenner ikke til at dette problemet har vært studert i tunnelsammenheng. Det burde iverksettes et forskningsprosjekt som setter fokus på dette problemet. Uansett, bruk av støvmaske og vanning for å dempe støvplagen bør være obligatoriske tiltak for å redusere radoneksponeringen ved tunnelarbeider i radioaktive bergarter.

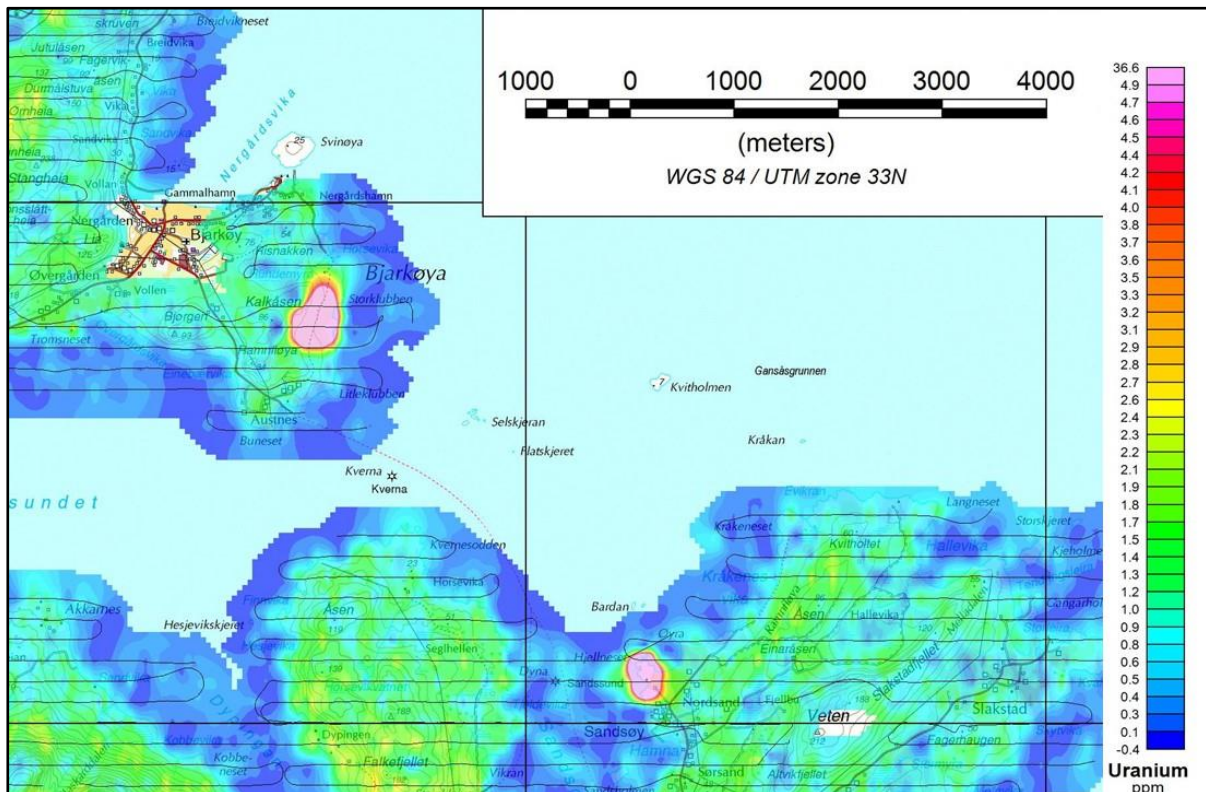
5.4.4.4 Deponeringspliktig radioaktivt avfall

I den opprinnelige rapporten fra undersøkelsene ved Bjarkøya (Rønning m.fl. 2018) ble det også beregnet en faktor som avgjør om det radioaktive materialet kunne være deponeringspliktig på grunnlag av spesifikk aktivitet (se avsnitt 2.4). Bare ved tre av i alt 86 målinger er summen av U-, Th- og K-konsentrasjonen så høye at kravet for deponeringspliktig radioaktivt avfall basert på aktivitet overskredet. I to av disse tilfellene er materialet deponeringspliktig utelukkende på grunn av uran-konsentrasjonen. For at materialet skal være deponeringspliktig, må også et krav til total aktivitet overskrides, dvs. det må være et visst volum radioaktivt materiale. Ved Bjarkøya opptrer urananrikningen i tynne soner slik at bergarten generelt er lite eller moderat radioaktivt. Store mengder radioaktivt materiale er derfor mindre sannsynlig. Men, målepunkttettheten er for liten for å få full forståelse for hvor store volum radioaktivt avfall som et tatt ut av tunnelen, burde det derfor vært foretatt flere målinger med gammaspespektrometer under tunneldrivingen

Ifølge Forurensingsloven er det krav om at flytting av masser som gir utalipp på mer enn 8 ppm U eller 25 ppm Th skal klareres av Statens Strålevern (Lovdata 2010, §4 og Kapittel 5.3.4 i denne rapporten). Dette er kanskje et punkt det kan syndes mot i enkelte tunnelprosjekter i Norge.

5.5.5 Radiometriske målinger fra helikopter

Ideelt sett burde radioaktiviteten ved Bjarkøya vært kartlagt med fly- eller helikopter-målinger før tunnelundersøkelsene. I perioden NGU arbeidet ved tunnelprosjektet på Bjarkøya forelå ikke slike målinger, men i juli 2019 ble det bl.a. målt radioaktivitet (totalstråling, uran-, thorium- og kaliumkonsentrasjoner) fra helikopter (Ofstad m.fl. 2020). Et utsnitt av urankonsentrasjonen på bakken som dekker sørøstlige del av Bjarkøya, nordvestlige del av Sandsøya og nordøstlige del av Grytøya er vist i Figur 5.11.



Figur 5.11: Utsnitt av urankonsentrasjoner i bakken ved deler av Bjarkøya, Sandsøya og Grytøya målt fra helikopter (Ofstad m.fl. 2020).

Helikoptermålingene over sørøstlige del av Bjarkøya viser en markert anomali med forhøyet innhold av uran ca. 500 m rett nord for det undersøkte området. Presentasjonen av konsentrasjonen vist i Figur 5.11 antyder opp mot 36.6 ppm eU. En lineær presentasjon av de samme data viser verdier fra ca. 10 ppm til ca. 35 ppm eU innenfor dette området. Dette må betrakte som en tilsynelatende verdi som utgjør et veid gjennomsnitt innenfor et areal på ca. 150 m x 180 m som er metodens måleareal. Innenfor dette arealet kan en påregne høyere verdier enn de målte fra helikopter.

Over det området som ble undersøkt med borer er konsentrasjonen av uran tilsynelatende lav (ca. 2 ppm). Dette skyldes nok relativt tykke løsmasser i landbruksområdene, og spesielt ved Bh4 var løsmassetykkelsen sju meter. Dette er for tykt til at gammastråling fra berggrunnen under kommer til overflaten og kan detekteres i helikopterets flyhøyde (i gjennomsnitt 90 m).

Også på nordvestenden av Sandsøya kommer det frem en tilsvarende markert urananomali. Denne er lokalisert til en liten halvøy med delvis blottet berg. De tilsynelatende målte urankonsentrasjonene er her noe lavere, ca. 10 ppm og bare sporadisk over 20 ppm, men lokalt kan de være mye høyere. Dette viser at bergartene i området er uranførende, både på Bjarkøya, på Sandsøya og kanskje på Grytøya. Siden sjøen og tykke løsmasser skjermer for gammastrålingen, kan det være anrikninger av uran i hele Kvernsundtunnelens lengde. Det er derfor uheldig at dette ikke var kjent ved drivingen av tunnelen. Det kunne da vært utført mer systematiske målinger av gammastrålingen på stoffen.

5.5.6 Oppsummering av undersøkelsene ved Bjarkøya

Ved en tilfeldighet ble det oppdaget relativt høye verdier av total gammastråling ved borehullslogging ved forundersøkelsene for Kvernsundtunnelen mellom Grytøya og Bjarkøya nord for Harstad. Oppfølgende borhullslogging med gammaspesktrometer viste at radioaktiviteten skyldes forhøyet urankonsentrasjon. Høyt innhold av uran i bergarten kan 1) utsette arbeiderne for høye strålingsdoser, 2) utsette arbeiderne for uakseptable radonkonsentrasjoner, 3) utsette arbeiderne for radioaktivt støv som kan sette seg på lungene og 4) tunnelmassen kan være deponeringspliktig.

1. Målt doserate med gammaspektrometer har ikke påvist at arbeiderne ble utsatt for uakseptable eksterne strålingsdoser. Først ved en homogen konsentrasjon av uran opp mot 1000 ppm vil en årlig total strålingsdose på 20 mSv overskrides og da i samspill med intern stråling (radon og støv på lungene).
2. Radonkonsentrasjonen i tunnellufta under drivingen da ventilasjon var god, var lavere enn anbefalte verdier (100 Bq/m³). Radonkonsentrasjonen i en nisje i tunnelens dypål viste tidvis måleverdier over aksepterte verdier i en periode på tre måneder, og verdiene var spesielt høye mot slutten av perioden.
3. Radioaktivt støv i tunnelluft er et problem som er lite påaktet. Sammen med problemer knyttet til radon er dette et større problem enn den eksterne strålingen. Utfordringer knyttet til radioaktivt støv kan lett forebygges ved bruk av støvmaske og ved å holde stoffen fuktig. Anbefalinger om støvmaske under arbeid ble bare tidvis fulgt.
4. Forhøyede urankonsentrasjoner i bergartene ved Bjarkøya opptrer på sprekker i den deformerte granittiske bergarten. Selv om konsentrasjonen stedvis var meget høy, var det totale volumet lite og tunnelmassen var trolig ikke deponeringspliktig.

Høye konsentrasjoner av uran i bergartene ved Bjarkøya ble oppdaget ved en tilfeldighet. Senere radiometriske målinger fra helikopter har vist at denne type problem kan avdekkes på forhånd, og vurderinger knyttet til arbeidsmiljø kunne vært bedre undersøkt. Kunnskap om radioaktiviteten i bergarter er viktig og bør undersøkes på forhånd. Målinger med håndholdt gammaspektrometer eller XRF kan

gi raske svar på konsentrasjonene av uran, thorium og kalium, og i tillegg den totale eksterne strålingsdosen.

Læringspunkter

Radioaktivitet i bergarter bør undersøkes slik at mulige arbeidsmiljøproblemer ved tunneldriving kan avdekkes på forhånd. Ekstern gammastråling fra kjente norske bergarter vil ikke overskride anbefalt årlig strålingsdose på 20 mSv, men sammen med intern stråling fra radon og radioaktivt støv på lungene, kan denne strålingsdosen overstiges. Tunnelmasse fra granittiske bergarter i Norge inneholder sjelden konsentrasjoner som gjør denne deponeringspliktig (81 ppm uran eller 246 ppm thorium, eller et samspill mellom disse).

Gammaspektroskopi fra fly- eller helikopter kan effektivt avdekke radioaktive bergarter.

5.6 Undersøkelser av Alunskifer i Oslofeltet

Alunskifer i Oslofeltet er den bergarten i Norge som anses som den mest problematiske med hensyn på radioaktivitet. NGU har logget tre borehull som skjærer gjennom alunskiferen og gir et sammenhengende detaljert bilde av radioaktiviteten i bergarten. Disse tre borehullene er en mulig energibrønn utenfor Geologisk museum på Tøyen (Elvebakk 2013), energibrønn ved Arnestad skole i Asker (Elvebakk 2011b) og et borehull ved flyplassen ved Hamar (Elvebakk & Lutro 2008).

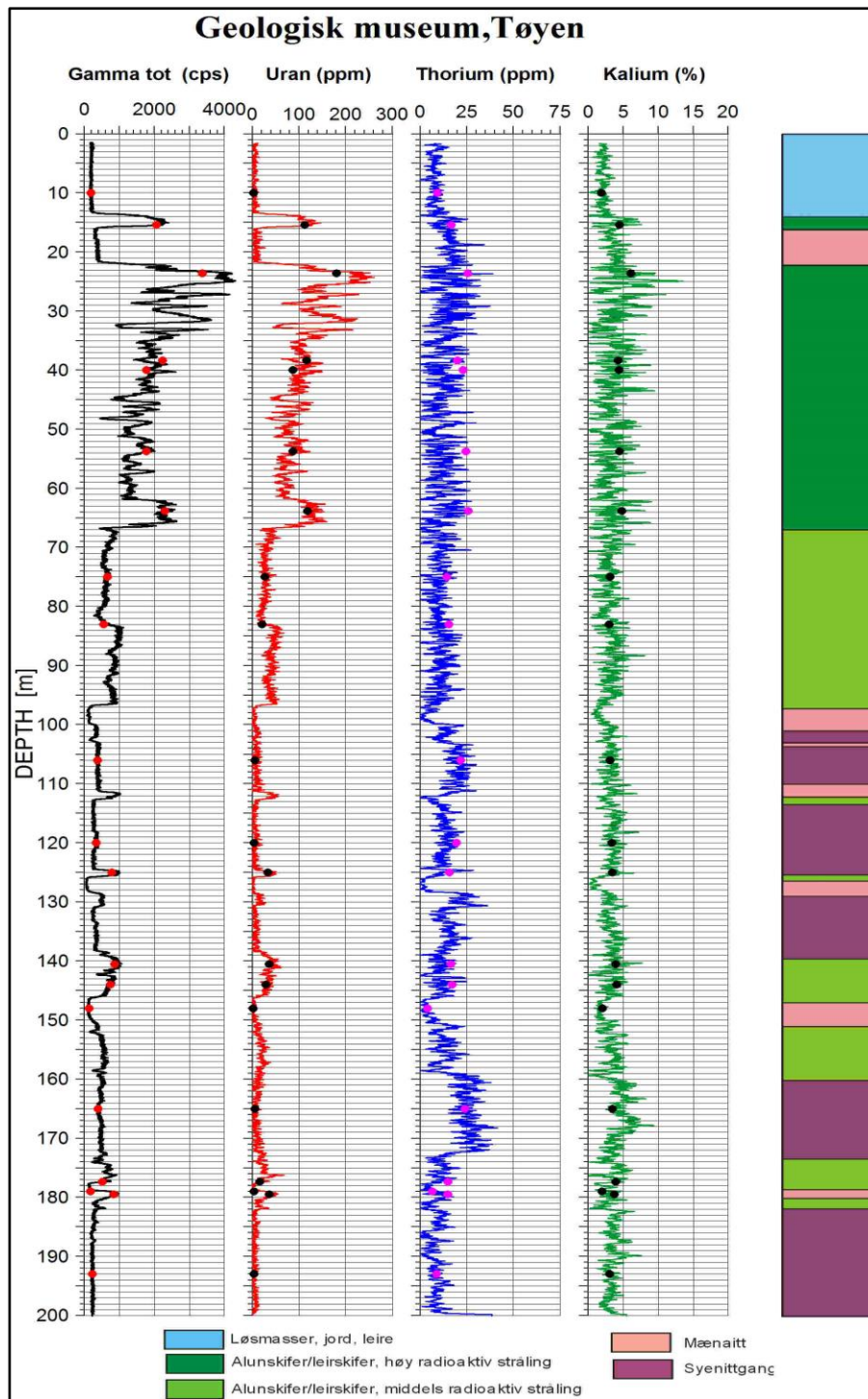
5.6.1 Borehull ved geologisk museum på Tøyen

Borehullet ved Geologisk Museum på Tøyen ble boret for å undersøke grunnvarmepotensialet i forbindelse med etablering av et veksthus. Det ble benyttet brønnboringsutstyr (diameter 135 mm) og det finnes derfor ingen borekjerne fra hullet, bare prøver av borekaket. I 2013 logget NGU temperatur, elektrisk ledningsevne i vann, total naturlig gammastråling, gammaspektrometri, seismisk hastighet og resistivitet i fjell. Det ble også gjort opptak med optisk og akustisk televiwer. Borehullsavvik ble målt som en integrert del av loggingen med televiwer. Alle måledata er presentert i en NGU-Rapport (Elvebakk 2013). Her presenteres også en geologisk logg utarbeidet på grunnlag av de geofysiske data, optiske bilder av borehullsveggen og farge på borekaket. I Figur 5.13 presenteres total gammastråling og konsentrasjonene av eU (ppm), eTh (ppm) og K (%). Kvaliteten på de kontinuerlige loggene, testet med stasjonære målinger i 4 til 6 minutter, presenteres som punkter på de respektive loggene.

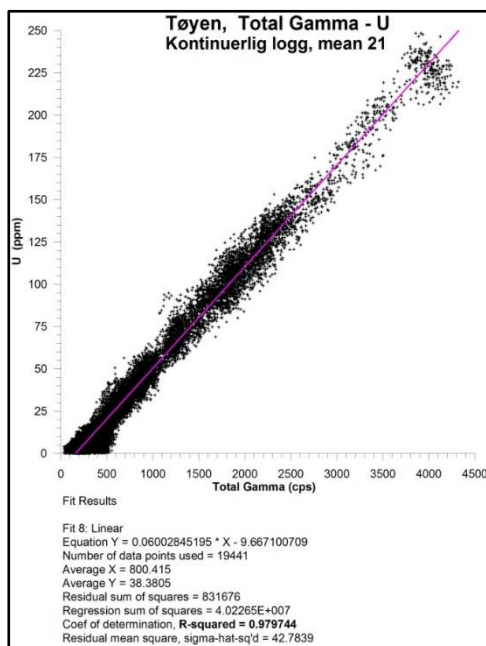


Figur 5.12. Logging av borehull ved Geologisk Museum på Tøyen.

Total gammastråling, målt i «counts per second» (CPS) og konsentrasjonen av eU (ppm) viser markert samvariasjon. Denne bekreftes ved korrelasjonsanalysen vist i Figur 5.14. Thorium og Kalium viser bare mindre variasjoner nedover i borehullet.



Figur 5.13. Radioaktivitet i borehull ved Geologisk Museum på Tøyen. Total gammastråling og konsentrasjoner av eU, eTh og K målt med Gammaspesktrometer. Svarte og røde punkter viser data fra stasjonære målinger (4 – 6 min). Geologisk logg er konstruert på grunnlag av geofysiske logger, filming med optisk televiewer og farge på borekaks (fra Elvebakk 2013).



Figur 5.14: Korrelasjon mellom logget total gammastråling og logget konsentrasjonen av uran i borehullet ved Geologisk Museum på Tøyen (fra Elvebakk 2013).

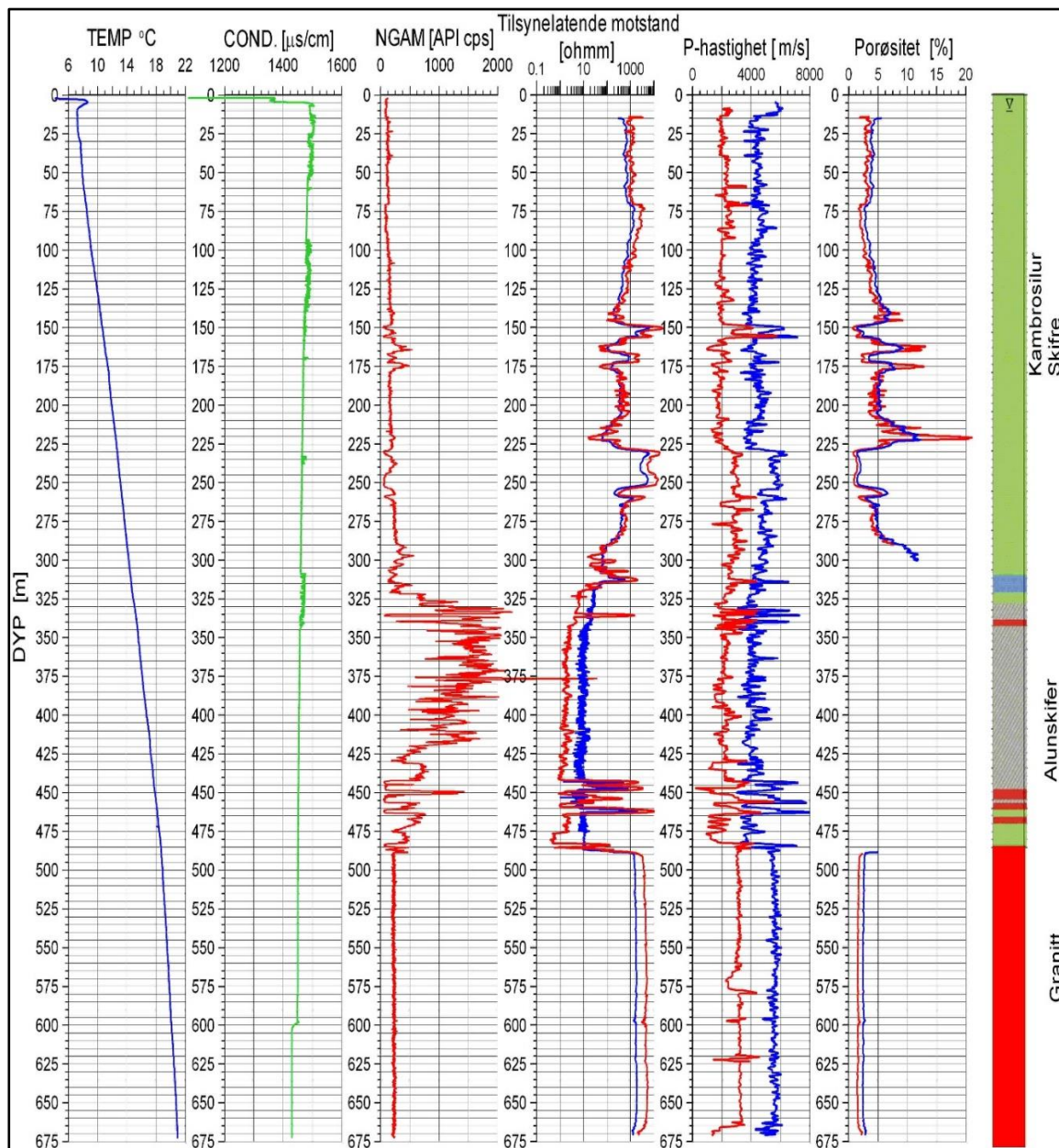
Geologien ved Tøyen veksler mellom ulike typer alunskifer, mænaitt og syenitt. Alunskiferen kan deles inn i to kategorier, en med høy radioaktiv stråling og en med middels radioaktiv stråling. Den øverste delen, ved 15 m og fra 22 til ca. 45 m er det relativt høy totalstråling (2000 til 4000 cps API-standard) og urankonsentrasjonen varierer fra ca. 100 ppm til ca. 250 ppm. I denne delen av alunskiferen er urankonsentrasjonen så høy at utsprengte masser vil være deponeringspliktig i henhold til forskrift om forurensingslovens anvendelse på radioaktiv forurensning og radioaktivt avfall (Lovdata 2010, se også Tabell 5.1). Fra ca. 45 meters dyp og ned til ca. 63 meters dyp ligger urankonsentrasjonen noe lavere, men også her er det stedvis verdier over 81 ppm uran som er grense for deponeringsplikt. I tillegg finnes noe thorium som også bidrar til at materialet kan bli deponeringspliktig. Fra dyp 67 meter er urankonsentrasjonen betydelig lavere (< 50 ppm) og selv om thoriumkonsentrasjonen kan komme over 25 ppm blir likevel ikke dette materialet deponeringspliktig.

Om tunnelmasse fra alunskiferen i Oslofeltet er deponeringspliktig på grunn av høyt uran- eller thoriuminnhold kan avhenge av i hvilket nivå en eventuell tunnel bygges.

5.6.2 Borehull ved Arnestad skole i Asker

Et borehull gjennom alunskiferen og ned i grunnfjellet ved Arnestad skole i Asker ble ikke logget med gammaskpektrometer og konsentrasjonen av uran, thorium og kalium er ikke bestemt (Elvebakk 2011b). Totalstrålingen vist i Figur 5.15 viser høyest radioaktivitet i den øvre delen også her, og høyeste totaltelling er ca. 3500 cps (tynn sone ved dyp 375 m). Fra dyp 330 m og ned til dyp 390 m er totalstrålingen jevnt over høyere enn 1500 cps. Dersom det er uran som er det dominerende radioaktive elementet også her, kan dette tilsvare en urankonsentrasjon på fra ca. 75 ppm og oppover. Dersom dette er tilfellet, er også denne delen av alunskiferen ved Arnestad skole deponeringspliktig på grunn av høy radioaktivitet. Fra dyp 390 m og ned til

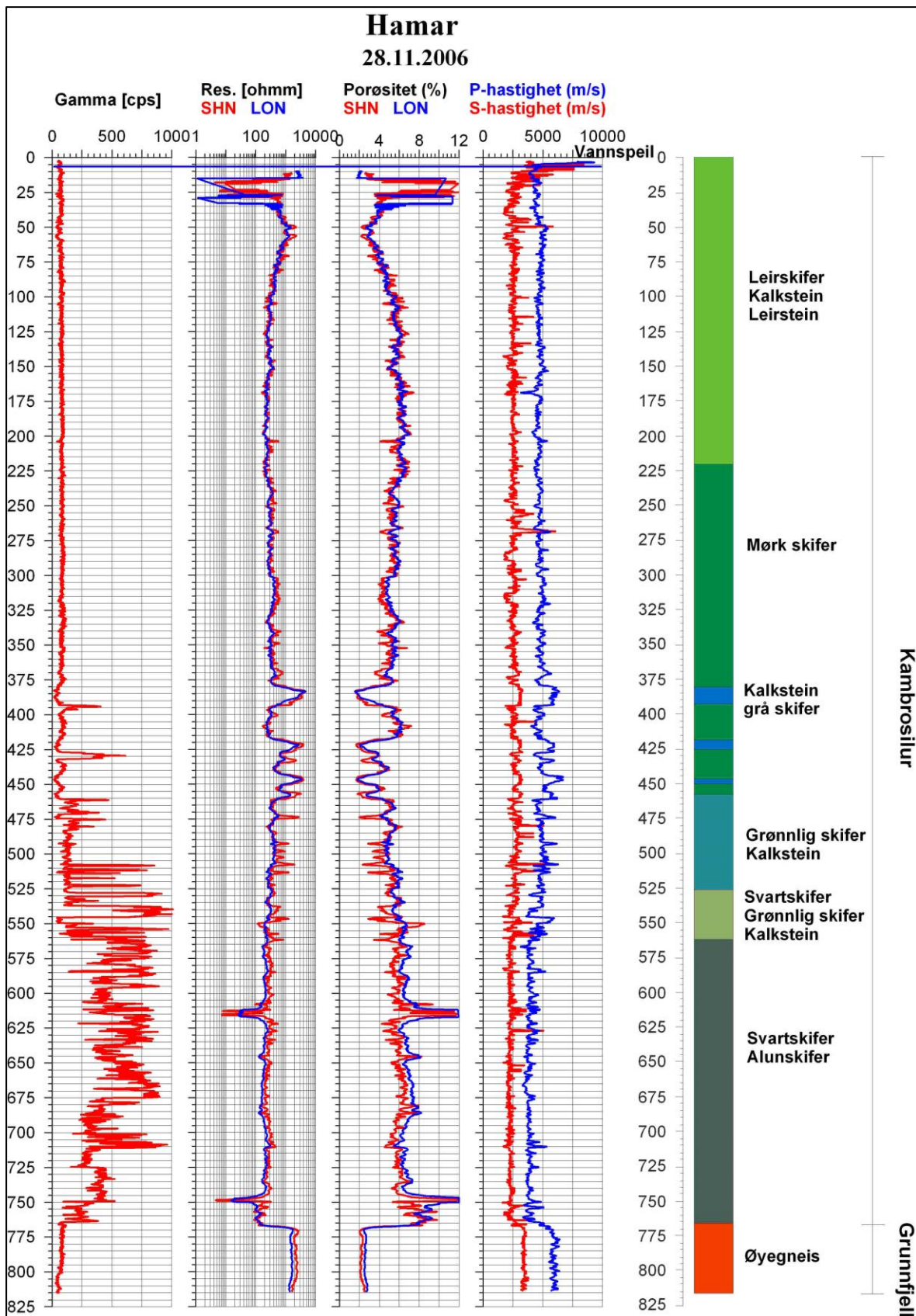
grunnfjell er radioaktiviteten lavere (<1500 cps) og dersom dette bare er uran, er konsentrasjonen lavere enn deponeringskravet på 81 ppm uran.



Figur 5.15: Borehull ved Arnestad skole. Logget temperatur, ledningsevne i vann, total naturlig gammastråling, resistivitet (SN rød og LN blå), P- og S-bølge hastighet (henholdsvis blå og rød), porøsitet og geologisk logg. Dypet er angitt som lengde langs borehullet (fra Elvebakk 2011).

5.6.3 Borehull ved Hamar flyplass

Et borehull gjennom alunskiferen og ned i grunnfjellet ved Hamar flyplass ble heller ikke logget med gammaspesktrometer og konsentrasjonen av uran, thorium og kalium er ikke bestemt (Elvebakk & Lutro 2008). Her er alle totaltellingene mindre enn 1000 ppm (Figur 5.16). Dersom dette i hovedsak skyldes bare uran som på Tøyen, vil konsentrasjonen være lavere enn 50 ppm. Ut fra dette er ikke alunskiferen ved Hamar deponeringspliktig.



Figur 5.16: Borehull ved flyplassen på Hamar. Logget total naturlig gammastråling, resistivitet (SN rød og LN blå), beregnet tilsynelatende porøsitet, P- og S-bølge hastighet, og geologisk logg. Dypet er angitt som lengde langs borehullet (fra Elvebakk & Lutro 2008).

5.6.4 Oppsummering, undersøkelser av Alunskifer i Oslofeltet

Alunskiferen ved Geologisk Museum ved Tøyen viste et uraninnhold i de grunneste partiene som var klart over deponeringsgrensen for radioaktivt avfall bare på grunn av uran (81 ppm). Bergarten kan her også skape miljøproblem knyttet til høy strålingsdose fra ekstern gammastråling, radon i luft og støvpartikler i luft. De to siste vil være de dominerende (se kapittel 5.3). Det er derfor viktig å sørge for god ventilasjon og støvdempende tiltak ved tunneldriving i denne høyradioaktive delen av Alunskiferen.

Dersom radioaktiviteten i alunskiferen ved Arnestad skole i Asker skyldes bare uran som på Tøyen, vil også deler av denne være deponeringspliktig. En kan forvente totale strålingsdoser opp mot årlig grenseverdi for tillatte strålingsdoser (20 mSv/år) ved langvarig arbeid i tunnel, og reduserende tiltak som god ventilasjon og støvdemping er viktig.

Alunskiferen ved Hamar flyplass er mindre radioaktiv (totalstråling < 1000 cps), og urankonsentrasjonen er mindre enn 50 ppm. Alunskiferen ved dette borehullet er derfor ikke deponeringspliktig. Med denne lavere urankonsentrasjonen vil ikke årlige strålingsdoser overstige grenseverdien på 20 mSv/år, men siden den radioaktive eksponeringen skal være så lav som mulig, er det viktig med god ventilasjon og støvdempende tiltak også her.

Alunskiferen ved Gran i Lunner kommune var heller ikke deponeringspliktig (Fjermestad m.fl. 2018).

Læringspunkt.

Alunskifer i Oslofeltet kan inneholde så høye konsentrasjoner av uran at tunnelmassen er deponeringspliktig på grunn av radioaktivitet. Andre steder og i dypere nivå i alunskiferen behøver ikke denne bergarten være deponeringspliktig på grunn av radioaktivitet.

Alunskifer med det høyeste innholdet av uran (≈ 250 ppm) kan gi en uakseptabel strålingsdose ved langvarig arbeid i bergrom dersom det ikke gjøres tiltak for å redusere den indre strålingen (radon og radioaktivt støv på lungene).

Urankonsentrasjonen og eventuelt thoriumkonsentrasjonen må derfor undersøkes på forhånd. Dette kan enkelt undersøkes kontinuerlig med gammaspektroskopi i borehull eller punktvis med bærbar XRF i felt.

6. BORHULLSMÅLING. GEOFYSIKK, VANNSTRØMNING OG PRØVETAKING

I dette kapitlet beskrives anvendte geofysiske loggemetoder og noen eksempler på hva for informasjon disse kan gi. Det beskrives også hvilken informasjon strømningsmålinger kan gi og hvordan en med kombinasjon av strømningsmåling og prøvetaking kan sikre at en prøvetar grunnvannet og ikke vannet som tilfeldigvis står i borehullet.

6.1 Optisk og akustisk televierer

En televierer kan gi et optisk eller akustisk bilde av en borehullsvegg. Ut fra disse data kan en beregne sprekkefrekvens, sprekkeretning, sprekkenes fall, sprekkeåpning, i tillegg til bergartsgrenser og bergartens foliasjon. Til forskjell fra et ordinært kamera (CCTV), gir televiererene orienterte bilder vertikalt på borehullsveggen, mens et ordinært kamera ser nedover i borehullet og har ikke kontroll på retninger.

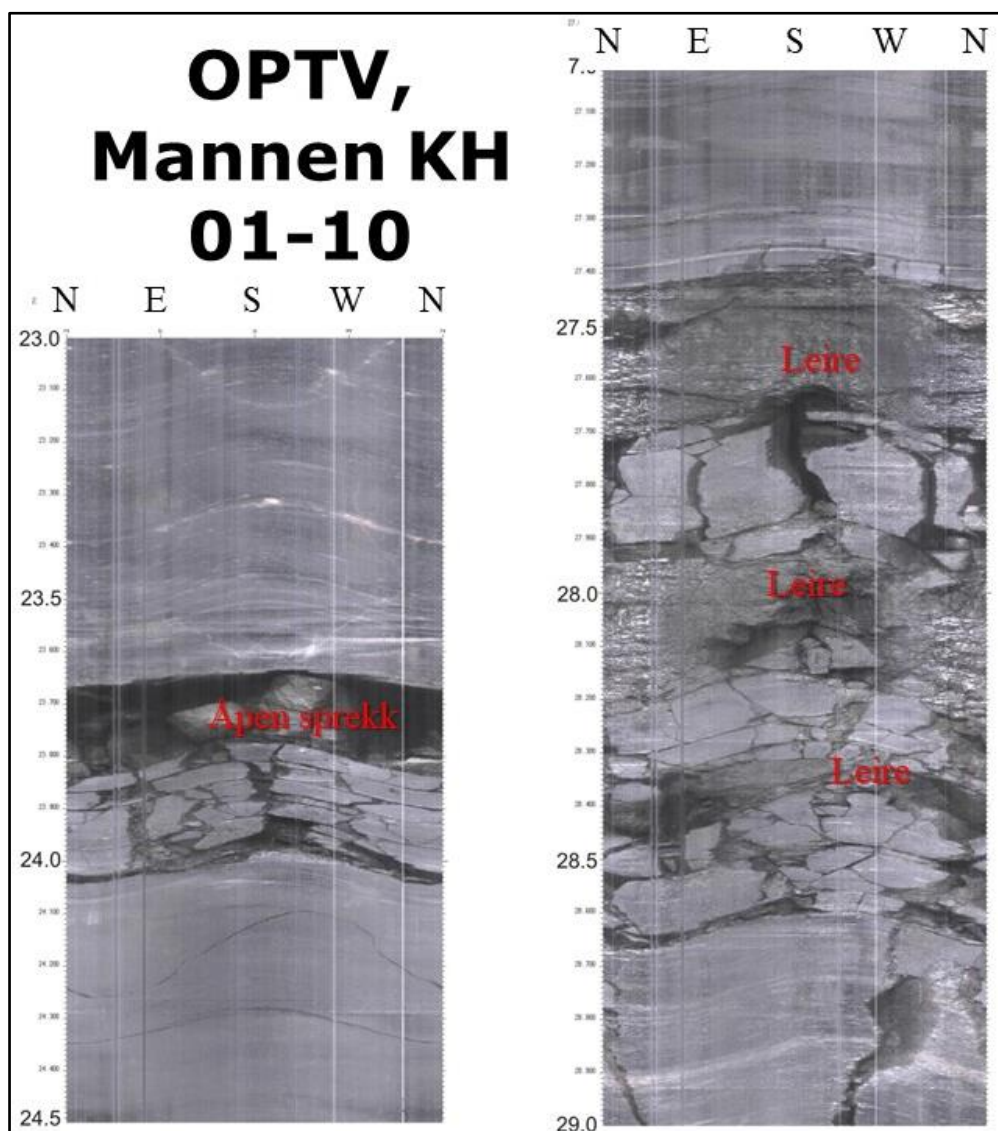
6.1.1 Optisk televierer

Virkemåten for en optisk televierer (OPTV) er vist i Figur 6.1. En ring av lysdioder lyser opp borehullsveggen. Bilde av denne reflekteres på et konisk eller hyperbolsk speil og inn på et digitalt kamera som registrerer et optisk sirkelbilde av borehullsveggen. Bare en sirkel av dette bilde som representerer ca. 1 mm av borehullsveggen lagres. Ved å senke sonden med en hastighet på 1 m/minutt nedover borehullet, kan en bygge opp et kontinuerlig bilde av borehullsveggen. Antall piksler sirkelen rundt kan velges (360 eller 720), og pikselstørrelsen i bildet av borehullsveggen kan bli ca. 1 mm x 1 mm. Dette er selvsagt avhengig av borehulldiameteren. Dersom halvparten av en piksel får en annen farge på grunn av en sprekke i berget, vil en kunne detektere sprekker med en åpning 0,5 mm, kanskje mindre. De første sondene på markedet var relativt tykke, og borehulldiameteren måtte være minst 75 mm. Moderne optiske televiere kan ha en diameter på 40 mm, og disse kan i prinsippet benyttes i noe tynnere borehull (diameter 56 mm eller 46 mm?). Inspeksjon med optisk televierer krever klart vann og borehullene må vaskes godt og en bør vente slik at partikler i vannet blir sedimentert på bunnen av borehullet. OPTV kan gi sanne farger av bergarten.



Figur 6.1: Bilder og prinsippsskisse av en optisk televierer (OPTV).

Et eksempel på bilde fra en OPTV er vist i Figur 6.2. Med sonden følger et magnetometer som måler magnetfeltet i tre retninger og et akselerometer som også måler i tre retninger. Dersom borehullet ikke går i for magnetiske bergarter, vil dette tre-komponent magnetometeret orientere det optiske bildet av borehullsveggen. Ut fra data fra akselerometrene kan borehullets fall beregnes (avvikslogg). Ved sterkt magnetiske bergarter kan orienteringen av sonden og derved bildet bli feil.

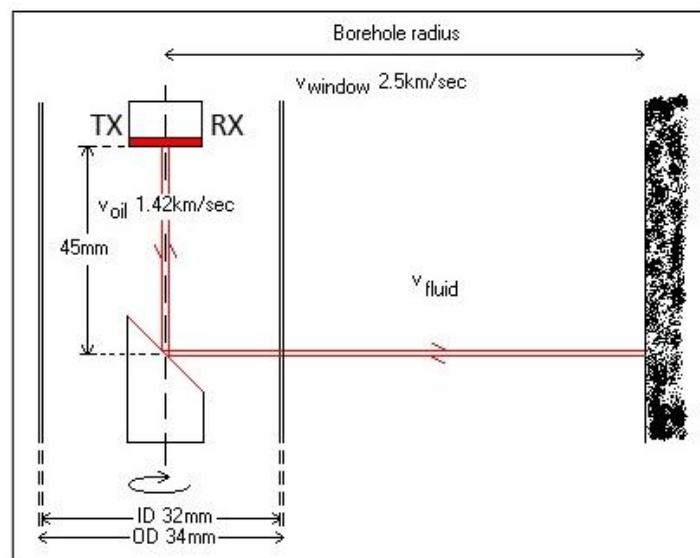


Figur 6.2: Utbrettet optisk bilde av borehullsveggen fra Mannen, Rauma kommune i Romsdalen. Siden sonden er orientert, vet en hva som er nord (N), øst (E), sør (S) og vest (W) på bildet. Ustabilitet i berget har ført til kraftige deformasjoner og delvis oppmaling av berget til leirfraksjon i flere nivå (fra Saintot m.fl. 2011).

Den optiske inspeksjonen av et borehull på det ustabile fjellpartiet Mannen i Rauma kommune vist i Figur 6.2 viser flere oppknuste partier. Enkelte steder er også berget oppmalt til små fraksjoner. Inspeksjon av kjernene fra borehullet viser kornstørrelse ned mot leirfraksjon (Saintot m.fl. 2011). En ser også at sprekkeretningen i dette partiet følger foliasjonen i bergarten.

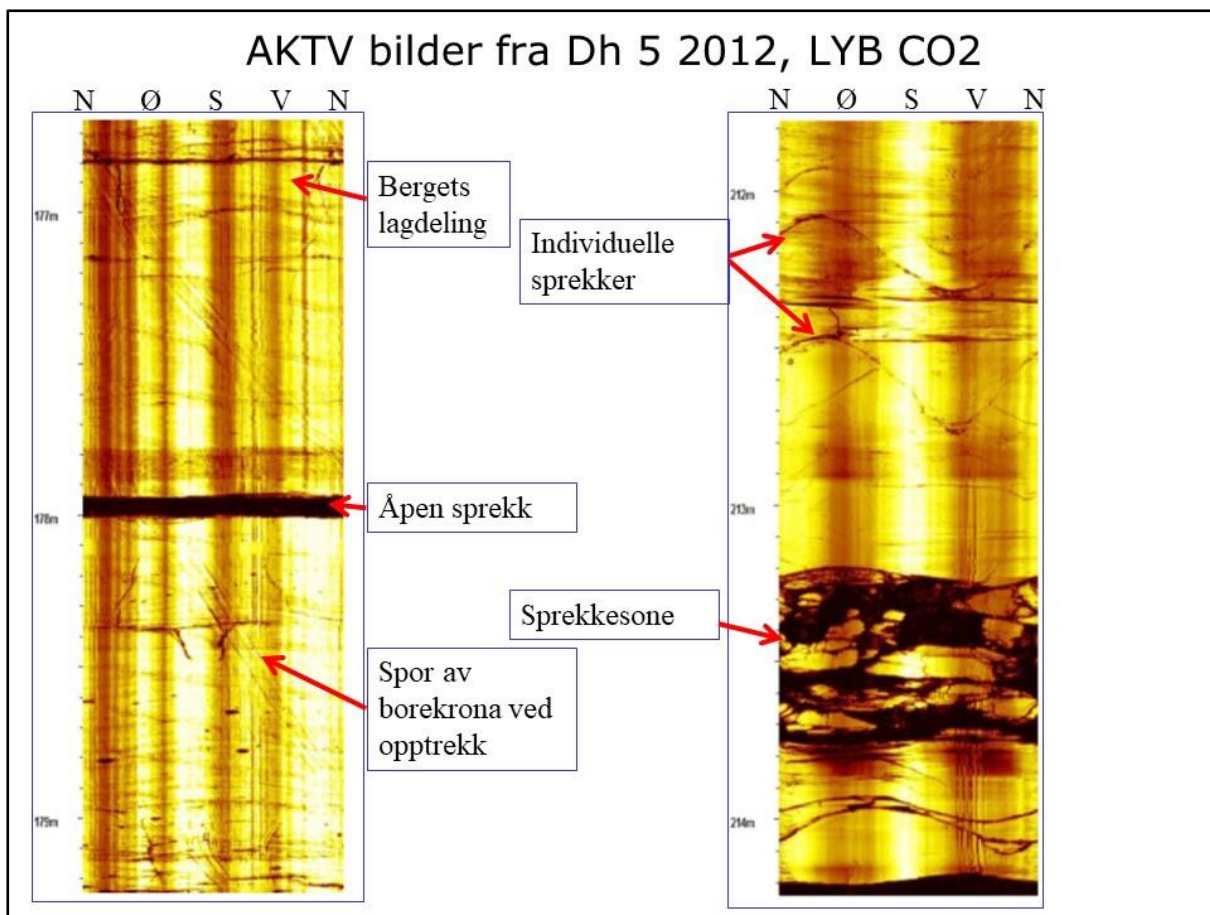
6.1.2 Akustisk televierer

En akustisk televierer (AKTV) fungerer på en tilsvarende måte som en optisk televierer, men i stedet for optisk lys benyttes høyfrekvente akustiske pulser. I de første akustiske televiererene roterte et piezoelektisk element mens det skjøt akustiske pulser mot borehullsveggen. Av tekniske grunner gav dette en dårligere oppløsning (pikselstørrelse 3 mm x 3 mm). I moderne instrumenter ligger kilden fast i sonden, og akustiske pulser skytes mot et roterende konkavt speil som fokuserer energien på små flater i borehullsveggen (se Figur 6.3). Med denne teknologien kan det skytes oftere, og en får reflekser fra piksler i borehullsveggen som kan være ca. 1 mm x 1 mm avhengig av borehulldiameteren. Dette er tilsvarende pikselstørrelse (oppløsning) som ved en OPTV. Den akustiske televiereren registrerer både tovegs gangtid bort til borehullsveggen og amplituden på det reflekterte signalet. En sprekk i berget vil ofte føre til lengre gangtid. I tillegg vil en slik sprekk føre til absorpsjon og spredning av den utsendte energien, og amplituden vil reduseres. Sonden er noe smalere enn de først optiske televiererene og kan benyttes i borehull med diameter 56 mm. Metoden er avhengig av vann i borehullet, men ikke klart vann. AKTV gir bilder av hardheten i borehullsveggen.



Figur 6.3: Prinsippskisse av akustisk televierer. Et piezoelektisk element (TX) skyter høyfrekvente akustiske signaler mot et konkavt roterende speil som fokuserer energistrålen mot borehullsveggen. Tovegs gangtid og amplituden på det reflekterte signalet registreres med det samme elementet (RX) og gir informasjon om sprekker, hardhet i berget og uregelmessigheter i bergoverflaten.

Figur 6.4 viser et eksempel på målt amplitude på reflektert signal fra borehullsveggen i borehull Bh5 i Adventdalen på Svalbard (Elvebakk 2012). Boringen er foretatt for å vurdere mulighetene for å lagre CO₂ fra varmekraftverket i Longyearbyen i sedimentære bergarter i nærområdet (Adventdalen). Bildet viser enkeltstående sprekker, en åpen sprekk og en sprekkesone. I tillegg vises spor i borehullsveggen av den roterende hevingen av borekronen etter avsluttet boring. Den åpne sprekken ved dyp 178 m viste innstrømning av salt grunnvann, mens i andre deler av borehullet strømmet gass inn i borehullet (Elvebakk 2012). Sistnevnte skapte problemer for målingene med AKTV da gassen dempet det akustiske signalet slik at bildene ble markert dårligere.



Figur 6.4: Utbrettet bilde av amplituden på reflektert signal fra borehullsveggen i borehull Dh 5, Adventdalen på Svalbard målt med AKTV. Siden sonden er orientert, vet en hva som er nord (N), øst (Ø), sør (S) og vest (V) på bildet. Det indikeres enkeltstående sprekker, en åpen sprekke og en sprekkeseone (fra Elvebakk 2012).

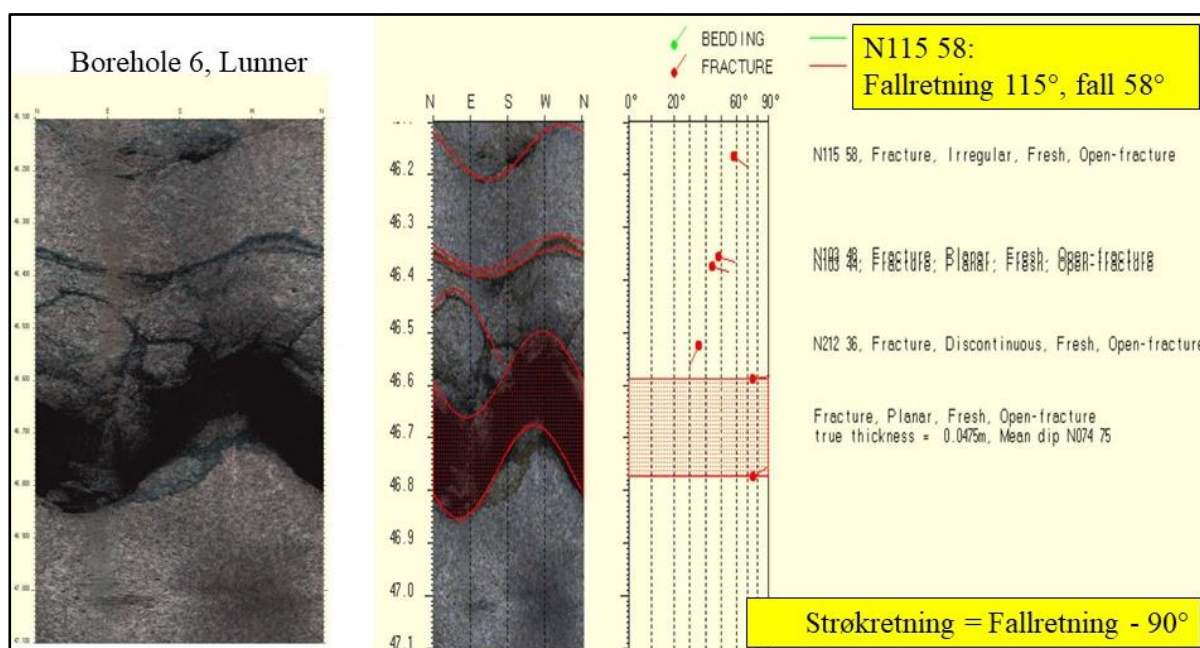
6.1.3 Analyse av data fra optisk og akustisk televiever

Både OPTV og AKTV gir informasjon om sprekkefrekvens, sprekkeåpning, sprekkenes strøk og fall i tillegg til informasjon om bergartsgrenser, gangbergarter og deres strøk og fall. Det benyttes samme programvare til å analysere både de optiske bildene og de to akustiske bildene av borehullveggen. Mange aktører benytter i dag programvaren WellCAD fra ALT (<https://www.alt.lu/products-wellcad/>) ved prosesseringen av data fra både OPTV og AKTV. Bildene som presenteres her, er prosessert med programvaren RglDip, som nå erstattet med GeoCAD (Robertson Geo 2021).

Et eksempel på analyse av sprekker fra et optisk bilde er viste i Figur 6.5. Til venstre er bilde vist uten analyser. Individuelle sprekker fremstår som en sinusfunksjon så lenge sprekken er plane. Topp og bunn av sinusen i det orienterte bildet forteller fallretningen, mens amplituden i sinusen forteller hvordan sprekken faller i forhold til borehullets retning. Da borehullets forløp er kjent fra analyse av data fra tre-komponent magnetometer og tre-komponent akselerometer som følger sonden, kan sprekkenes virkelige fall og fallretning (asimut) beregnes. For å få entydig angivelse, defineres sprekkenes fallretning vanligvis som strøketretning pluss 90°. En åpen

sprekk står frem som et sammenhengende mørkt parti med tilsynelatende åpning på ca. 20 cm ved dyp 46,7 m (Figur 6.5).

I bildet til høyre i Figur 6.5 er sprekkenes strøk og fall analysert. Sporet av de individuelle sprekkene digitaliseres ved å digitalisere en sinuskurve (rød strek) over sporet av sprekkene. Sammen med informasjonen om borehullets forløp, vil dette gi en entydig beregning av sprekkenes fall og fallretning. I tillegg kan det gis en subjektiv beskrivelse av hver enkelt sprekk, om den er plan eller irregulær, og om den er åpen eller fylt med sekundære mineraler. I denne prosessen kan en skille mellom sprekker og andre geologiske hendelser som bergartsgrense og lagdeling/foliasjon. Ved åpne sprekker kan topp og bunn av sprekkene digitaliseres, og sprekkens sanne åpning beregnes. Når det tas hensyn til borehullets forløp, blir den sanne åpningen (*true thickness*) av sprekkene med tilsynelatende åpning 20 cm i bildet beregnet til ca. 5 cm (se Figur 6.5).

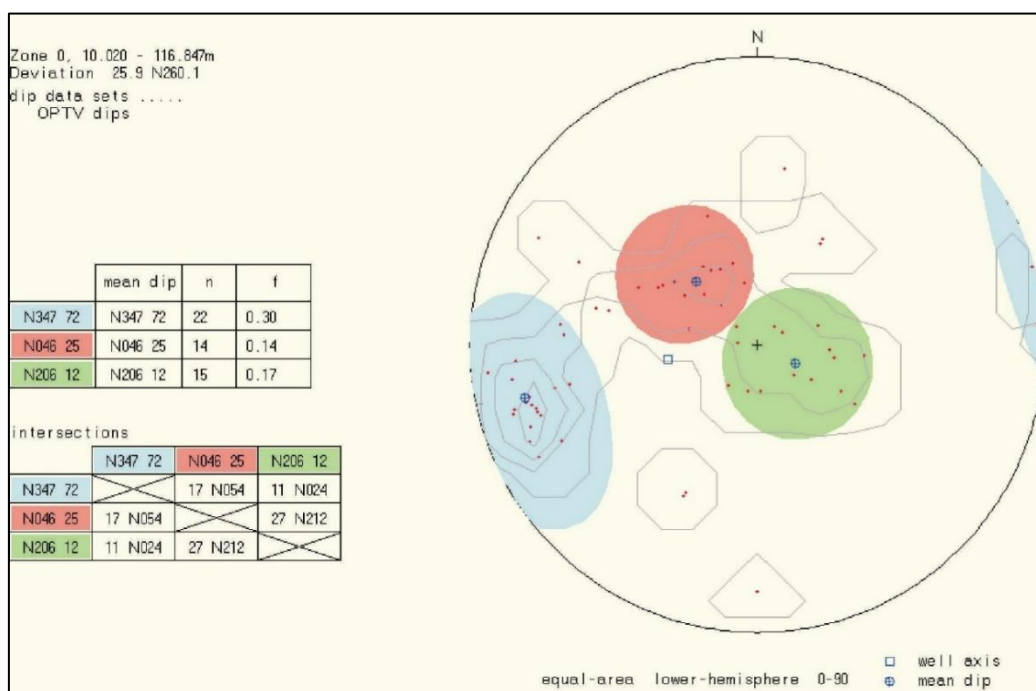


Figur 6.5: Optisk bilde av borehullsveggen, Bh 6 ved Lunnertunnelen. Til venstre det rene bildet med flere sprekker. Neste bilde viser digitaliserte sprekker med rød strek, mens topp og bunn ved åpen sprekk vises med rød skravur. Derneft følger en grafisk presentasjon av data for hver sprekk som fremstilles som en nål. Nålens hode viser sprekkens fall (skala øverst), mens nålens retning viser fallretning, øst mot høyre, sør rett ned, vest mot venstre og nord rett opp. Helt til høyre angis beregnet fallretning (asimut) fra nord (N115) og sprekkens fall (58°) i tillegg til beskrivelsen av sprekkens opptreden (fra Elvebakk & Braathen 2001).

6.1.4 Statistisk analyse av sprekker

Etter at alle sprekker er digitalisert, plottes polene (normalvektoren til sprekkplanene) for alle sprekkene i nedre halvkule i et stereogram som vist i Figur 6.6. Ofte kan sprekkene grupperes slik at de som har tilnærmet samme strøk og fall tildeles en fargekode. Tettheten av polene kontureres automatisk, og dette kan benyttes til manuell digitalisering av sentrum og radius for hver sprekkegruppe. OPTV-bildet fra borehull Bh 6 ved Lunnertunnelen (Figur 6.6) viser tre

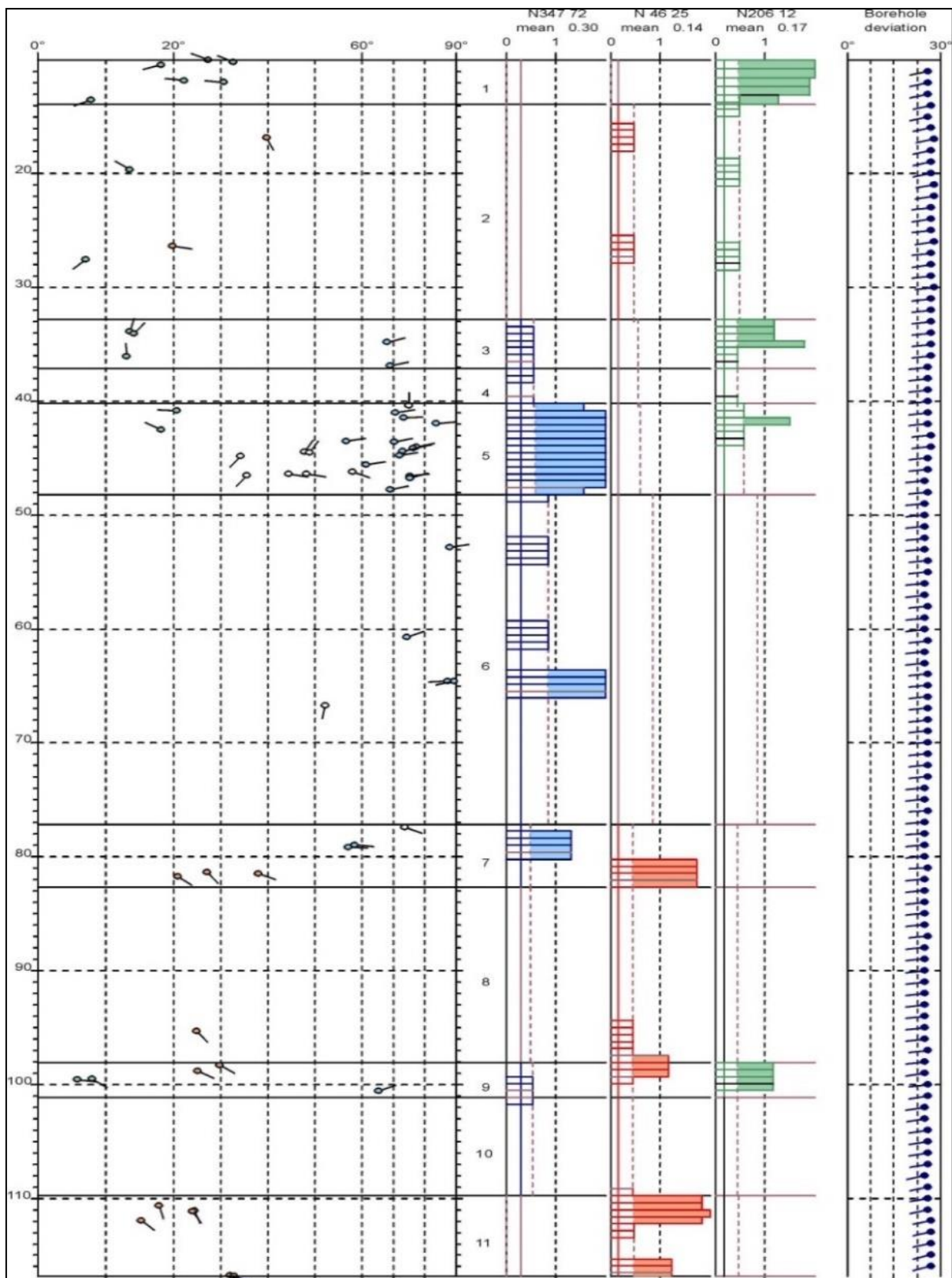
sprekkegrupperinger, en blå med gjennomsnittlig strøkretning 347° (fallretning 77°) og fall 72° , en rød med gjennomsnittlig strøkretning 46° (fallretning 136°) og fall 25° og en grønn gruppe med strøkretning 206° (fallretning 296°) og fall 12° (se øverste tabell i Figur 6.6). Skjæringen mellom de gjennomsnittlige sprekkplanene danner ei linje. Retningen og fallet på denne er vist i nederste tabellen i Figur 6.6. Det er meget uheldig for stabiliteten i en tunnel dersom to eller flere sprekkegrupper blir liggende i tunnelens heng.



Figur 6.6: Gruppering av sprekker fra borehull Bh 6 ved Lunnertunnelen. Til høyre vises stereogrammet med pol-plott av de individuelle sprekkene (røde prikker), og digitaliserte sprekkegrupper (blå, rød og grønn sirkel). Merk at 10 sprekker faller utenom de definerte gruppene. Øverste tabell viser beregnet gjennomsnittlig strøkretning og fall for sprekkegruppene, antall sprekker i hver gruppe og en sprekkefrekvens for hele borehullet. Nederste tabell viser fall og retning på skjæringslinjen mellom de tre sprekkegrupperingene (fra Elvebakk & Braathen 2001).

Neste trinn i bearbeidingen er å plote alle sprekkene med fargekode i en sprekkelogg (Figur 6.7). De individuelle sprekkene presenteres som nåleplott og farge som viser hvilken gruppe de tilhører. Deretter presenteres histogrammer som viser sprekkefrekvens for de forskjellige gruppene ved forskjellig dyp i borehullet. Her presenteres også borehullsforløpet beregnet ut fra målinger med tre-komponent magnetometer og tre-komponent akselerometer. Ut fra histogrammene kan borehullet deles inn i soner (horisontale streker og nummerering) som vist i midten av Figur 6.7.

Tabell 6.1 viser først borehullets forløp, fall og retning (asimut). Deretter vises topp og bunn for soneinndelingene, og antall sprekker i de enkelte sonene. De tre siste kolonnene viser gjennomsnittlig strøk (str), gjennomsnittlig fall (dip), antall (n) og frekvens (f) for blå, røde og grønne sprekker i hver sone. Høyeste sprekkefrekvens innenfor en sone har de blå sprekkene (gjennomsnittlig strøk og fall N347 72) i sone 5 fra dyp 40,2 til dyp 48,2 (n = 13, f = 2,34), og innenfor sonen er gjennomsnittlig strøk og fall lik tilsvarende data for hele borehullet (N347 72). En merker seg også at to tynne soner er uten sprekker (sonene 4 og 10).



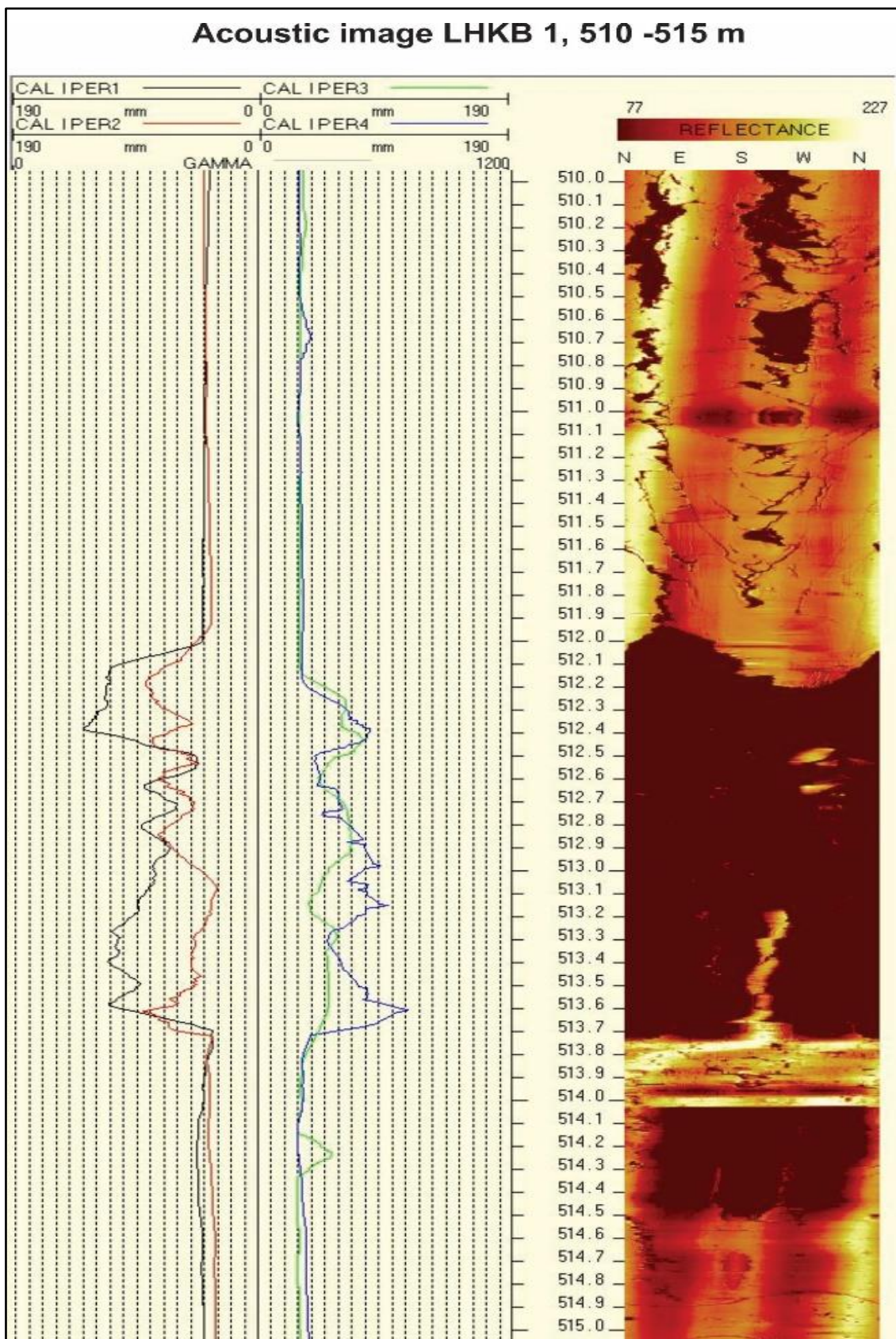
Figur 6.7: Sprekkelogg for Bh 6 ved Lunnertunnelen. Til venstre vises de individuelle sprekke som nåleplott (hodet angir fall og retningen sprekkes fallretning), deretter følger histogramplott av de tre forskjellige sprekkegruppene. Til høyre vises borehullsforløpet; retning og fall som nåleplott (fra Elvebakk & Braathen 2001).

Tabell 6.1: Soneinndeling og sprekkestatistikk fra Bh 6 ved Lunnertunnelen. Borehullet er delt inn i 11 soner og disse inneholder 51 av de 61 digitaliserte sprekkene i borehullet. «Deviation» viser borehullsforløpet med fall i grader og fallets retning (asimut). Høyre del av tabellen viser gjennomsnittlig strøk og fall av sprekkene i hver sone, antall sprekker og beregnet sprekkefrekvens for de blå, røde og grønne sprekkene (fra Elvebakk & Braathen 2001).

ZONE		DEVIATION		DEPTHS m		No. DATA	MEAN STRIKE, MEAN DIP, NO. OF FRACTURES and FREQUENCIES										
No.	Dev	Azim	TOP	BASE	Str		Dip	n	f	Str	Dip	n	f	Str	Dip	n	f
						Total number of data = 51											
						Number of data unaccounted for = 10											
1	26.0	253.8	10.02	13.87	6	0	0	0	0.00	0	0	0	0.00	192	22	6	2.27
2	27.1	256.9	13.87	32.80	4	0	0	0	0.00	50	27	2	0.12	193	8	2	0.13
3	26.8	260.0	32.80	37.11	5	343	68	2	0.62	0	0	0	0.00	285	13	3	0.76
4	26.4	261.6	37.11	40.19	0	0	0	0	0.00	0	0	0	0.00	0	0	0	0.00
5	26.0	263.6	40.19	48.20	23	347	72	13	2.34	0	0	0	0.00	198	19	2	0.35
6	25.5	263.5	48.20	77.14	5	345	86	4	0.29	0	0	0	0.00	0	0	0	0.00
7	24.9	264.4	77.14	82.68	6	5	58	2	0.43	39	28	3	0.58	0	0	0	0.00
8	25.1	261.5	82.68	98.07	1	0	0	0	0.00	0	0	0	0.00	0	0	0	0.00
9	25.5	258.1	98.07	101.15	5	334	65	1	0.43	36	27	2	0.69	27	7	2	0.69
10	25.8	256.7	101.15	109.78	0	0	0	0	0.00	0	0	0	0.00	0	0	0	0.00
11	26.6	253.4	109.78	116.85	6	0	0	0	0.00	51	23	6	0.95	0	0	0	0.00

6.1.5 Caliperlogg fra akustisk televiewer

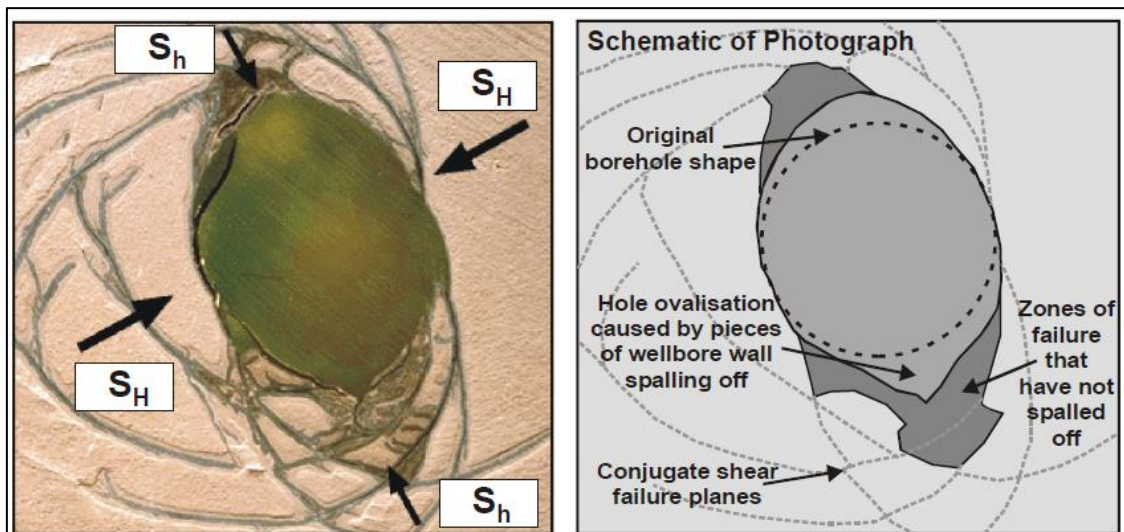
Ut fra målte gangtider med en AKTV, kan en caliperlogg i fire retninger beregnes. Caliperloggen viser variasjoner i borehullets diameter i disse fire retningene. Eksemplet vist i Figur 6.8 er målt i et 1000 m dypt borehull ved gamle Fen skole i Nome kommune, Vestfold og Telemark fylke (Elvebakk & Rønning 2019). Ved logging av borehullet like etter boring i 2018, var borehullet tett ved ca. 515 meters dyp, og hullet måtte åpnes igjen ved hjelp av borerigg. Amplitude av det reflekterte signalet viser mørke farger i ca. 1,6 m bred sone (lav amplitude, *reflectance*) i bildet til høyre, men ingen informasjon ut over dette. Caliperloggen til venstre, beregnet ut fra gangtider i fire retninger, viser at borehulldiameteren er ca. 76 mm med små variasjoner ned til dyp 512 m. Derfra og ned til dyp 513,7 m øker diameteren kraftig og dokumenterer utrasinger fra borehullsveggen. På det meste er diameteren i borehullet ca. 200 mm. Toppen av denne «rassonen» indikerer et fall mot vest, mens retningen i bunnen er noe mer usikker.



Figur 6.8: Eksempel på beregnet caliperlogg i fire retninger (til venstre) ut fra gangtidsdata fra akustisk televiwer. Til høyre vises reflektert akustisk signal fra samme dyp. Data fra Borehull LHKB 1, Fen gamle skole, Nome kommune (Elvebakk & Rønning 2019).

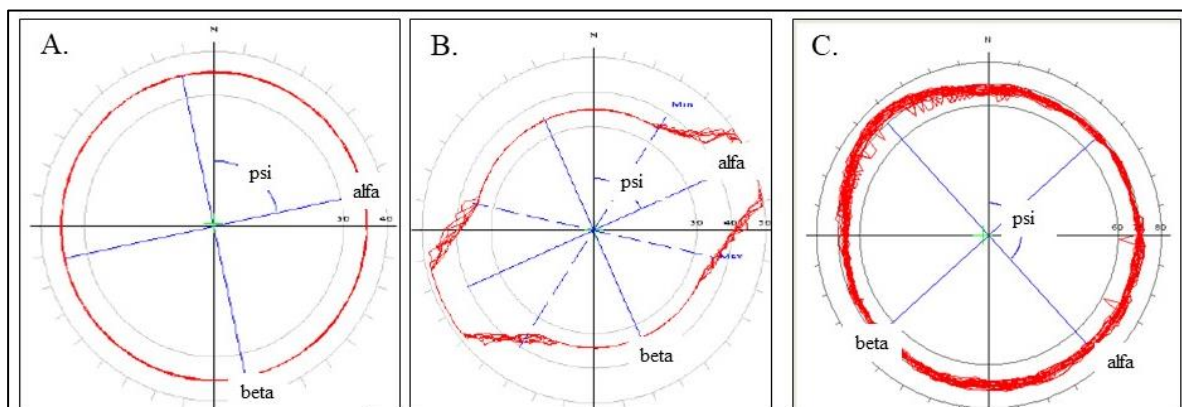
6.1.6 Ovaliseringslogg og horisontale spenningsretninger

Ut fra en fire-armet caliperlogg er det mulig med visse begrensninger å tolke største og minste horisontal spenningsretning i berget (Reinecker m.fl. 2003). Ved målinger med akustisk televiewer får en i prinsippet en caliperlogg med inntil 360 armer, og det er derfor mulig å foreta en analyse av største og minste spenningsretning. Når bergmassen bores ut, vil spenningsfeltet rundt borehullet endres og en får en konsentrasjon av spenning der spenningsfeltet opprinnelig er minst. Dette kan føre til avskalling (*breakout*) av bergmassen og diameteren i borehullet blir større i minste spenningsretning (se Figur 6.9). Fenomenet er studert ved bl.a. laboratoriemålinger foretatt ved CSIRO, Division of Geomechanics (Reinecker m.fl. 2003).



Figur 6.9: Resultat fra en laboratorietest som simulerer «breakout» i et borehull. Berget kan skalle av i retningen til minste spenning og borehulldiameteren blir oval. Ved å måle minste og største diameter i borehullet kan største (S_H) og minste (S_h) spenningsretning bestemmes (fra Reinecker m.fl. 2003).

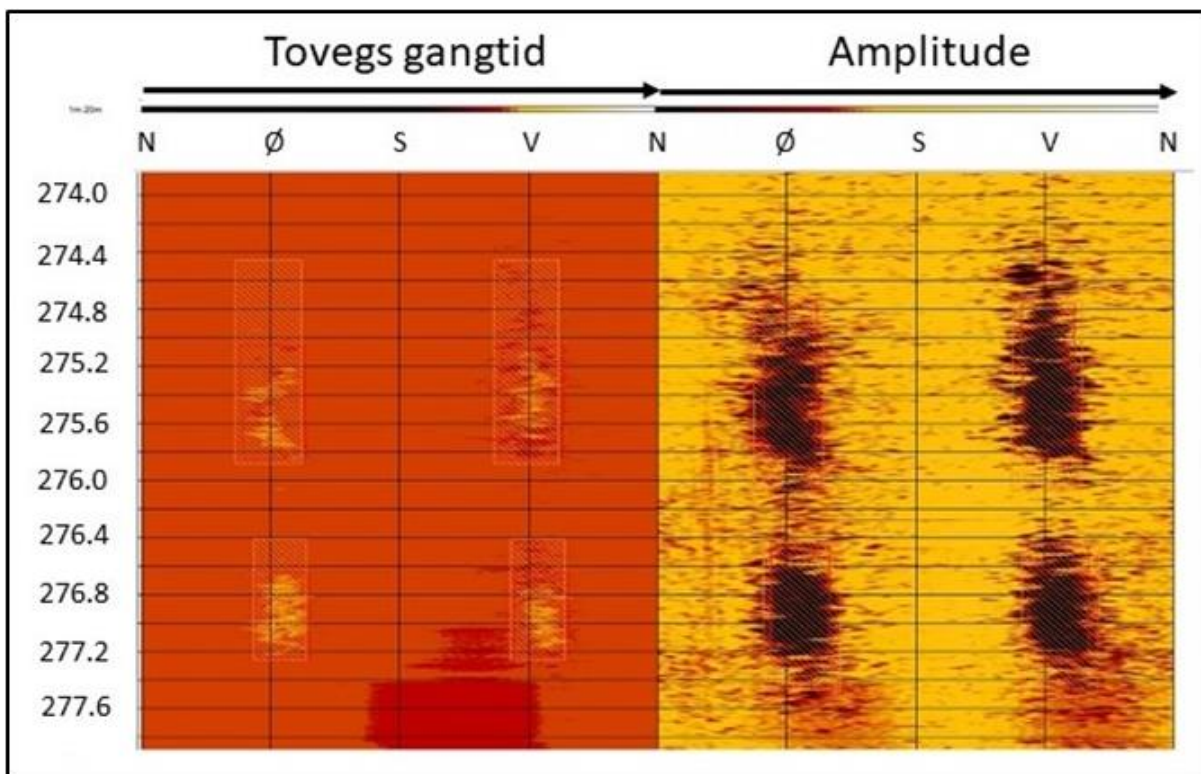
Figur 6.10 viser hvordan største og minste spenningsretning kan bestemmes ut fra målt borehulldiameter med AKTV.



Figur 6.10: Borehulldiameter målt med akustisk televiewer. A) Borehull uten deformasjoner av noe slag, totalt 11 målinger fordelt på 1 cm i borehullveggen. B) Borehull som klart viser avskalling (*breakout*). Diameteren i borehullet, summert over 11 målinger, er størst i retning alfa, og minst i retning beta. Vinkelen psi viser retningen (asimut) for alfa fra nord. C) Borehullet ved Geologisk Museum på Tøyen med i alt 41 bestemmelser av borehulldiameteren rundt dyp 83,5 meter. (Data fra Robertsson Geo 2021 og Elvebakk 2013).

fra dette skulle største horisontal spenning være i retning 45° - 225°. Det er imidlertid forhold som tilsier at dette ikke er pålitelige data. Reinecker m.fl. (2003) diskuterer flere kriterier for å kunne tolke «breakouts» ut fra fire-arm caliperlogg. Noen av kriteriene er oppfylt ved bruk av AKTV for analyse av «breakouts» (lengden på utbrudd større enn 1 m og betingelser knyttet til rotasjon av calipersonden). Andre kriterier er at økningen i radiusen bør være større enn 10 % av borekrona (76 mm), og utvidelsen av borehullet bør ikke komme i borehullets heng dersom borehullet avviker mer enn 5° fra vertikal. Borehullet på Tøyen har et relativt stort avvik mot sør (Figur 6.12) mens utvidelsen av borehullet er mot nordvest (Figur 6.10), og utvidelsen er noe mindre enn 10 % av borekrona. Det viktigste argumentet mot en tolking av spenningsretninger er at «breakouts» bør være diametralt i borehullet og ikke bare den ene retningen som vist i Figur 6.10. Data fra borehullet på Tøyen har ikke en kvalitet som gjør det mulig å tolke horisontale spenningsretninger ut fra ovaliseringsloggen.

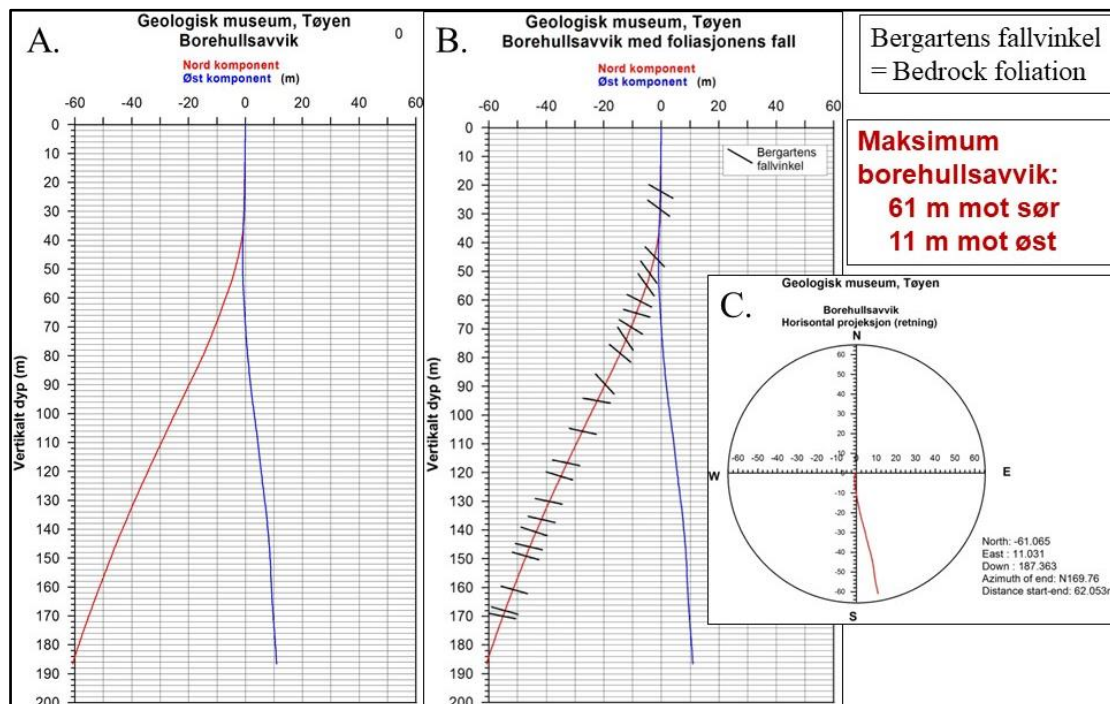
Denne type analyse har imidlertid vist gode resultater i 800 m dype borehull i krystalline bergarter på Leknes og ved Drag i Nordland (Ask & Ask 2018). Figur 6.12 viser bilder fra utbrudd i borehullet ved Drag, til venstre som økt tovegs gangtid og til høyre som redusert amplitude på reflekterte signal fra borehullsveggen. Alle bildene indikerer utbrudd (*breakouts*) i øst og i vest, noe som indikerer største horisontale spenninger i nord-sør-retning. Ved borehullet på Drag ble det foretatt 11 analyser på utbrudd som karakteriseres som kvalitet a og b (to beste kvaliteter, Tingay m.fl. 2016) og disse indikerer største horisontale spenningsfelt i retning $003 \pm 017^\circ$ (Ask & Ask 2018).



Figur 6.12: Eksempel på bilder fra AKTV som viser utbrudd i borehullsveggen i et borehull ved Drag i Nordland. Til venstre: Tovegs gangtid. Til høyre: Amplitude på reflekterte signal. Bildene viser utbrudd i øst og i vest, noe som indikerer største horisontale spenning i retning nord-sør (fra Ask & Ask 2018).

6.1.7 Borehullavvik

Som tidligere nevnt kan borehullets forløp mot dypet beregnes ut fra målinger med tre-komponent magnetometer og tre-komponent akselerometer. Borehullsforløpet av hullet ved Geologisk Museum på Tøyen (Figur 6.13), som var planlagt til å gå 200 m vertikalt, viser et horisontalt avvik på 60 m mot sør og 10 m mot øst. Som vist i Figur 6.13B, vil boringen søke å rette seg inn vinkelrett på lagdelingen dersom ikke boringen styres.



Figur 6.13: Avvikslogg for borehullet ved Geologisk Museum på Tøyen. A) Avvik i retning nord og øst (negativ nord-komponent betyr avvik mot sør). B) Samme som A) men med bergartenes lagdeling beregnet ut fra AKTV-data. C) Horizontalprojeksjon av borehullsforløpet (fra Elvebakk 2013).

6.1.8 Televiewere. Sammendrag og læringspunkter

Borehullslogging med optisk (OPTV) og akustisk televiwer (AKTV) kan gi informasjon om sprekkers strøk, fall, åpning og opptreden. I tillegg kan loggingen gi informasjon om bergarter (OPTV), bergartsgrenser og foliasjon. OPTV kan benyttes i tørre og vannfylte borehull, men vannet må være rent. AKTV krever vannfylte borehull, men stiller ikke krav til vannets renhet.

Ut fra logging med akustisk televiwer kan en fire-armet caliperlogg beregnes. Under gunstige betingelser kan en «breakout-logg» beregnes fra AKTV-data, og denne gir informasjon om største og minste horisontale spenninger i berget.

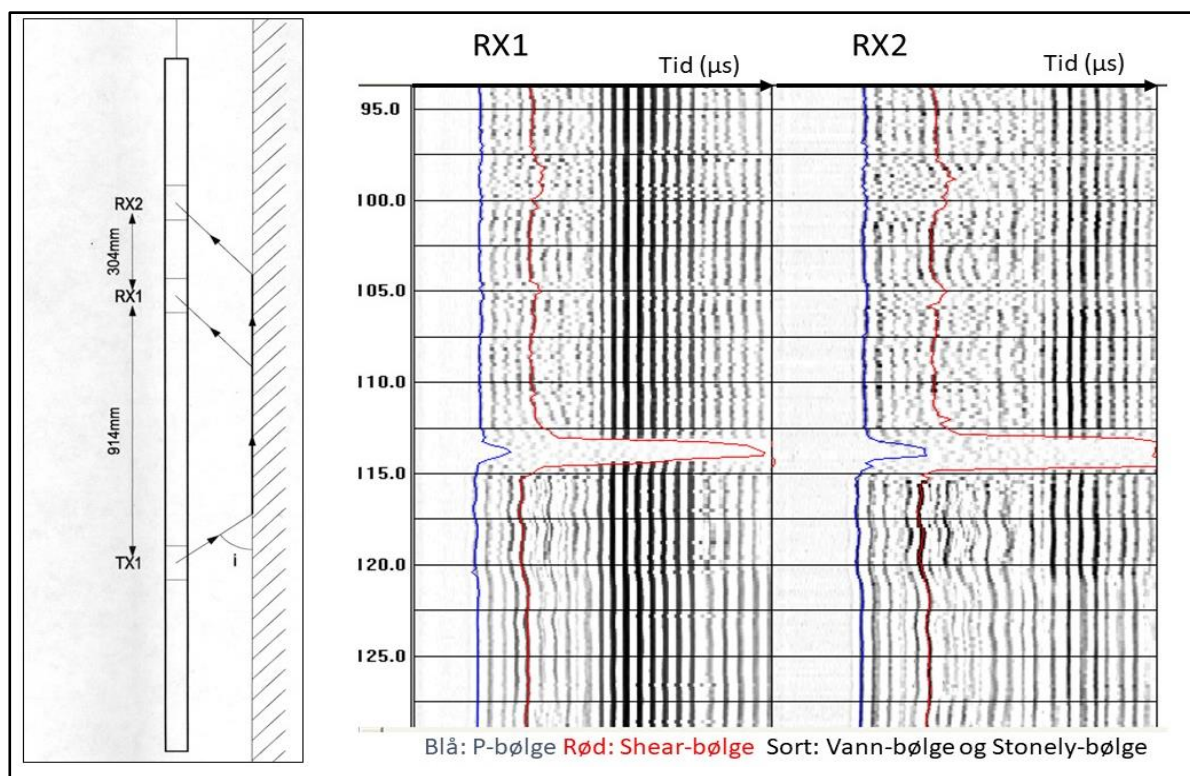
Logging med OPTV og AKTV gir informasjon om borehulls-avvik, men dette krever lite magnetiske bergarter.

6.2 Akustiske logger

Med en akustisk sonde kan en beregne P-bølgehastighet (V_P) og S-bølgehastighet (V_S). Ut fra disse data kan så dynamiske moduli og Poissons forhold beregnes.

6.2.1 Logging av P- og S-bølgehastigheter

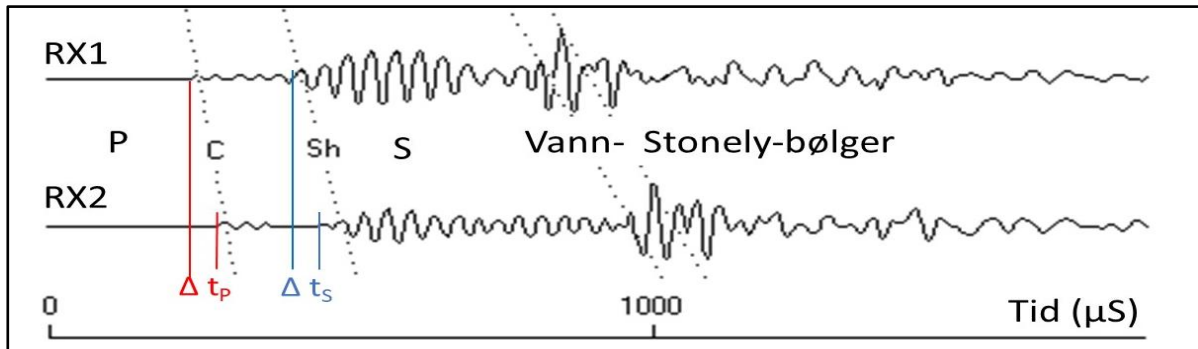
Figur 6.14 viser en prinsippskisse av en enkel akustisk sonde med en sender og to mottagere. Senderen består av et keramisk piezoelektrisk element som sender ut høyfrekvent (15 kHz) energipulser. Disse refrakteres på borehullsveggen, og kommer raskt til de to mottagerne (hydrofoner). Mer avanserte sonder kan inneholde en sender og tre mottagere eller to sendere og to mottagere. To sendere kan være nødvendig dersom sonden ikke sentreres i borehullet, men blir stående med en vinkel mot borehullsveggen og det måles tilsynelatende hastigheter (jfr. Skrånende lag i refraksjonsseismikken). Sonden blir ofte kalt «*Full waveform acoustic log*» siden hele bølgetog med hendelser registreres (i rekkefølge: P-bølge, S-bølge, P-bølge i borehullsvannet og Stonely-bølger). Til høyre i Figur 6.14 vises bølgetogene som ankommer RX1 og RX2 i gråtoner. En akustisk sonde krever vannfylte borehull.



Figur 6.14: Prinsippskisse av en enkel akustisk sonde med en sender (TX) og to mottagere (RX1 og RX2). Til høyre vises eksempler på mottatte signaler på RX1 og RX2. Her registreres et tog av seismiske ankomster, P-bølge, S-bølge, P-bølge gjennom vann og det som blir kalt Stonely-bølge (Data fra Robertsson Geologging).

Figur 6.15 viser registrerte signaler fra RX1 og RX2 presentert som «*wiggle trace*». Ved å digitalisere (manuelt eller automatisk) ankomst av P- og S-bølger på RX1 og

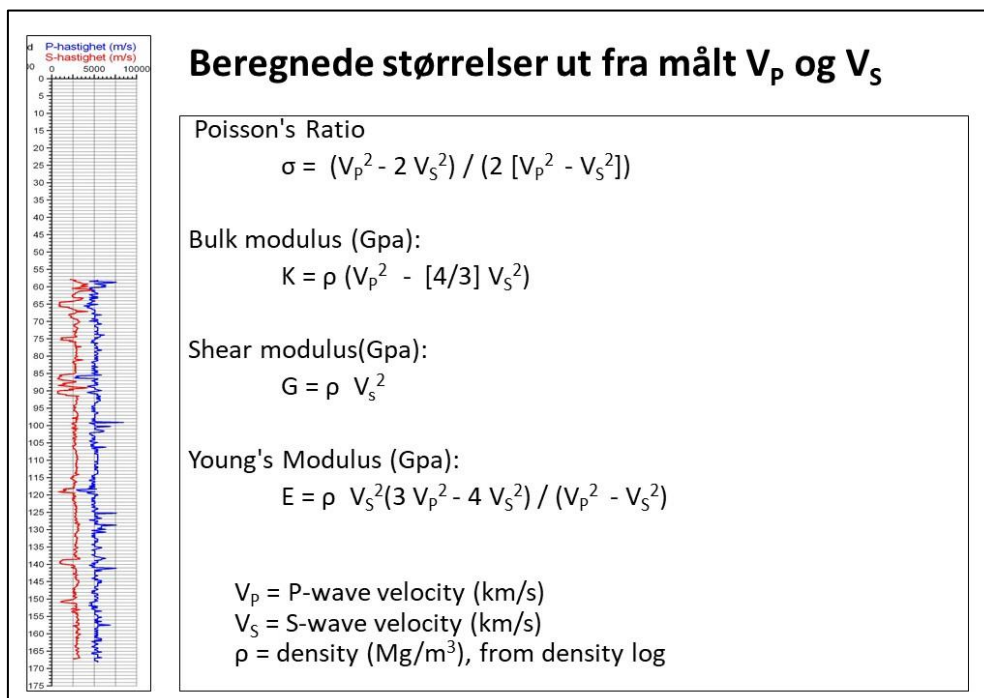
RX2 kan forskjell i gangtider til disse to mottagerne Δt_p og Δt_s beregnes, og med kjent avstand mellom de to mottagerne kan hastighetene beregnes. De fleste sondene beregner automatisk størrelsen «slowness», den inverse P-bølgehastigheten, og viser denne under måling.



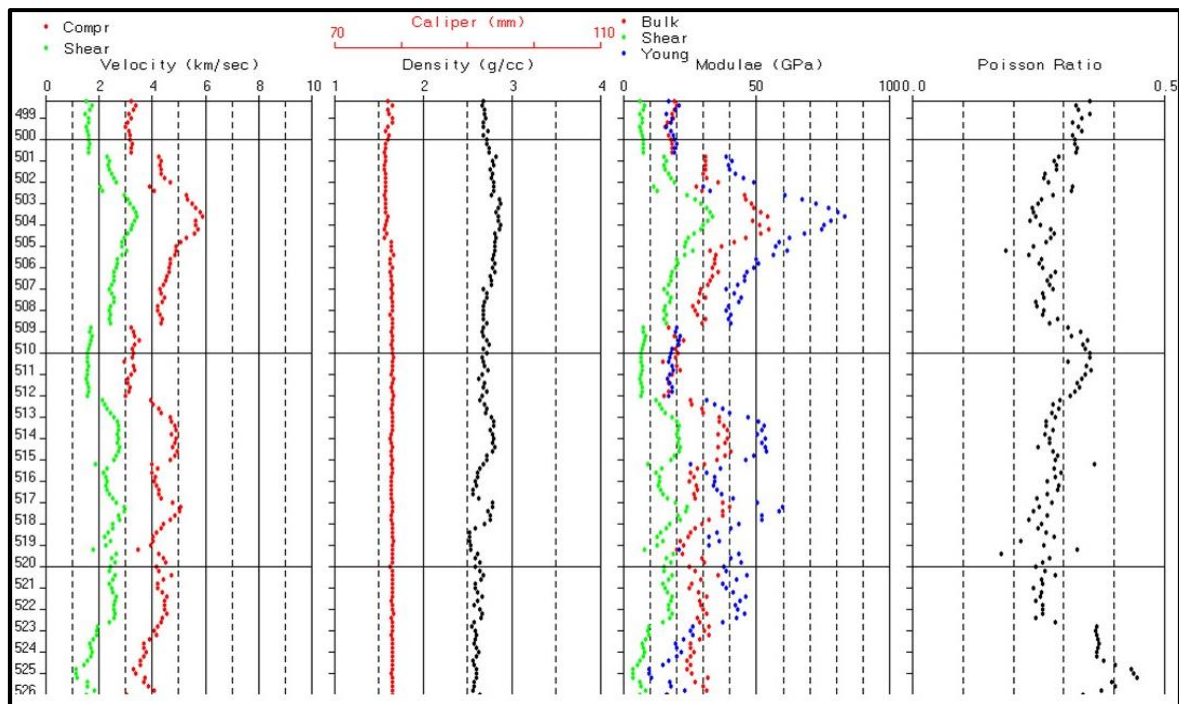
Figur 6.15: Bølgetog fra RX1 og RX2 og beregning av P-bølgehastighet og S-bølgehastighet.

6.2.2 Avledete størrelser fra P- og S-bølgehastigheter

Et eksempel på P- og S-bølgelogg er vist til venstre i Figur 6.16. P-bølgehastigheten varierer rundt 5000 m/s, men med to soner med lavere hastighet ved dyp 86 m og 118m. S-bølgehastigheten ligger i overkant av 2500 m/s, og med lavere verdier i flere soner enn det P-bølgehastigheten viser. Høyre del av Figur 6.16 viser hvordan Poissons forhold, Bulk-, Skjær- og Youngs-modulus kan beregnes. De tre siste krever kjennskap til tettheten i materialet som kan logges med en tetthetssonde (se avsnitt 6.5). Et eksempel på en slik analyse er vist i Figur 6.17. NGU har ikke selv utført denne type analyse da tetthetslogg har manglet.



Figur 6.16: Eksempel på logget P- og S-bølgehastighet til venstre. Ut fra disse størrelsene kan Poissons forhold, Bulkmodulus, Skjærmodulus og Youngs-modulus beregnes. De tre siste krever informasjon om materialenes tetthet (tetthetslogg se senere).

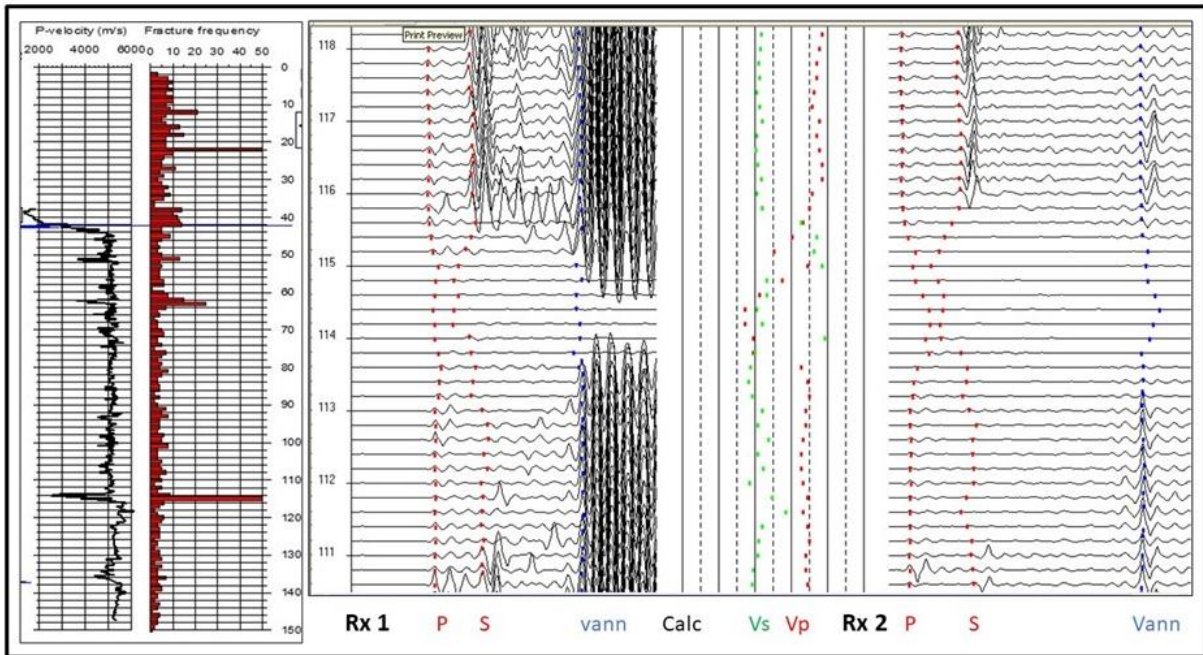


Figur 6.17: Eksempel på målt V_P (Compr), V_S (Shear) og tetthet (Density) og beregnet Bulk-, Skjær- og Young-modulus samt beregnet Poissons forhold (data fra Robertsson Geologging).

6.2.3 Eksempel på logget P-bølgehastighet fra det ustabile fjellpartiet Åknes

Figur 6.18 til venstre viser et eksempel på logget P-bølgehastighet fra KH-01-N i det ustabile fjellpartiet ved Åknes i Stranda kommune, Møre og Romsdal (data fra Rønning m.fl. 2006b). Denne sammenlignes med sprekkefrekvens fra logging av kjernene i det samme hullet. Grunnvannet sto på nivå 42 m i borehullet under logging, og det var derfor ikke mulig å logge hastighetene over dette. Det indikeres tre lavhastighetssoner; ved dyp 51 m (ca. 3800 m/s), 61 m (ca. 3800 m/s) og 115 m (ca. 2500 m/s). Disse tre lavhastighetssonene faller sammen med høye sprekkefrekvenser på henholdsvis ca. 13 pr. m, ca. 25 pr. m og ca. 50 pr. m (knusningssone).

Til høyre i Figur 6.18 vises bølgetogene registrert av mottagerne RX1 og RX2. Under knusningssonen mellom dypene 114 m og 115 m, er det klare responser for V_P og V_S på begge mottagerne (merk at dypeste parti er øverst i figuren). Over svakhetssonen svekkes både P-bølgeresponsen og spesielt S-bølgeresponsen. Gjennom sonen forsvinner responsene helt. Ankomsttid for P-bølge og S-bølge er her plukket automatisk. Der responsen er svak eller fraværende blir dette ofte feil, beregnet hastigheter blir feil og alle størrelser avledet fra disse blir feil. Det er derfor viktig at den automatiske plukkingen av ankomsttider etterprøves manuelt.



Figur 6.18: Logget P-bølge hastighet og sprekkefrekvens logget på kjernene fra KH01-N ved Åknes (til venstre). Til høyre vises bølgetogene som «wiggle trace» fra det samme borehullet fra dyp 111 m (nederste) til 118 m (øverste) for RX1 og RX2 og beregnet V_p og V_s (i midten). (Data fra Rønning m.fl. 2006b).

Hvorfor signalene på begge mottagerne svekkes både for P-bølgen og S-bølgen er fremdeles uklart. En mulig forklaring er at det har vært bevegelser på denne knusningssonen ved dyp 115 m, og at dette har ført til mikrosprekker i berget over sonen, og at disse gir større absorpsjon av både P- og S-bølger. Oppsprekking er ikke synlig (Figur 6.19), men den kan likevel svekke den høyfrekvente energien.



Figur 6.19: Bilde av borekjernene fra borehull KH-01-N, 112 m til 119 m. Kjernene viser kraftig oppsprekking fra 114,7 til 115,4 m, men normal oppsprekking både over og under dette nivået.

6.2.4 Akustiske logger. Sammendrag og læringspunkter

Akustiske logger kan vise variasjoner i P- og S-bølgehastigheter som avspeiler sprekkefrekvensen fra logging av kjerner. Ut fra disse data kan en beregne størrelser som Poissons forhold, Bulk-, Skjær- og Young-modulus, de tre siste krever informasjon om variasjoner i bergartens tetthet (tetthetslogg).

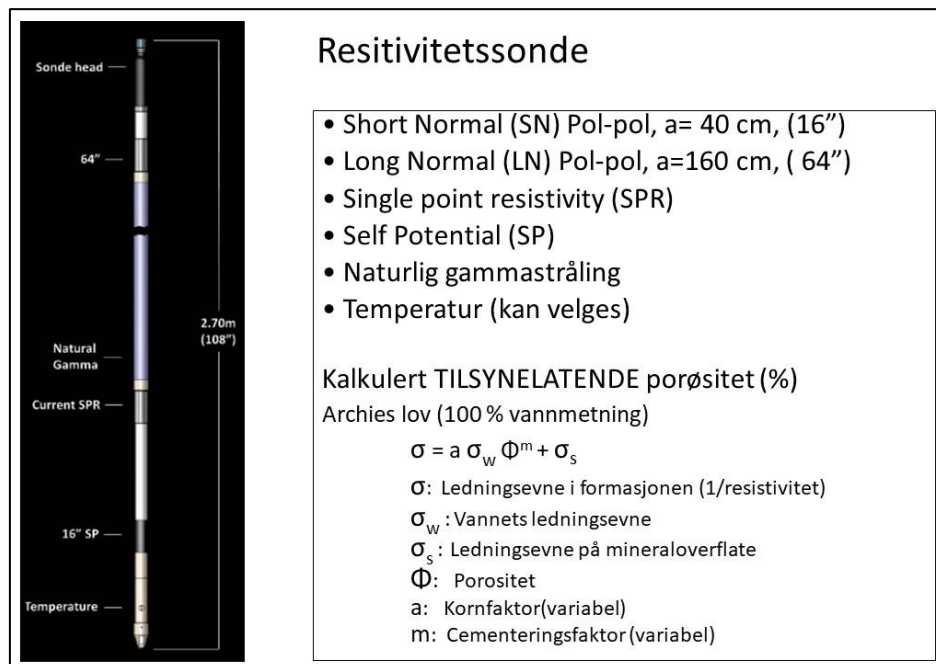
Logging av P- og S-bølgehastigheter ved Åknes viste absorpsjon som kan indikere mikrosprekker dannet ved bevegelser i berget.

6.3 Elektriske loggemetoder

Ved elektriske loggemetoder kan størrelsene resistivitet (ρ), selvpotensial (SP) og Indusert Polarisasjon (IP) bestemmes.

6.3.1 Resistivitet og selvpotensial

En skisse av en resistivitetssonde er vist i Figur 6.20. Vekselstrøm sendes ut fra en elektrode kalt «Current SPR» og som andre strømelektrode benyttes loggekabelen. Denne er isolert i en lengde av 10 m slik at den andre strømelektroden kan betraktes som ute av måleområdet (i «uendelig» avstand). Dette fører til at sonden må senkes 10 m under grunnvannstand før målingene kan starte. Enkelte resistivitetssonder benytter to strømelektroder med samme polaritet som gjør at strømmen fokuseres og gir dypere inntrengning i berget.



Figur 6.20: Skisse av en resistivitetssonde. Denne sonden kan måle resistivitet med to pol-pol-konfigurasjoner (SN og LN). I tillegg måles det som kalles Single Point Resistance (SPR), Selvpotensial (SP), naturlig gammastråling og temperatur. En tilsynelatende porøsitet kan beregnes. (Fra <https://www.robertson-geo.com/>).

Resistiviteten måles vanligvis med to forskjellige pol-pol-konfigurasjoner kalt Short Normal (SN) og Long Normal (LN). SN måles med en potensialelektrode 16" (ca. 40 cm) under strømelektroden, mens LN måles med en potensialelektrode 64" (ca. 1,6 m) over potensialelektroden. Som potensialelektrode nummer to benyttes en elektrode på overflaten like ved borehullet. Den nederste av disse potensial-elektroden benyttes også til å måle Selvpotensial (SP). SP gir informasjon om elektronledende mineraler og forskjeller i ion-konsentrasjoner i berget.

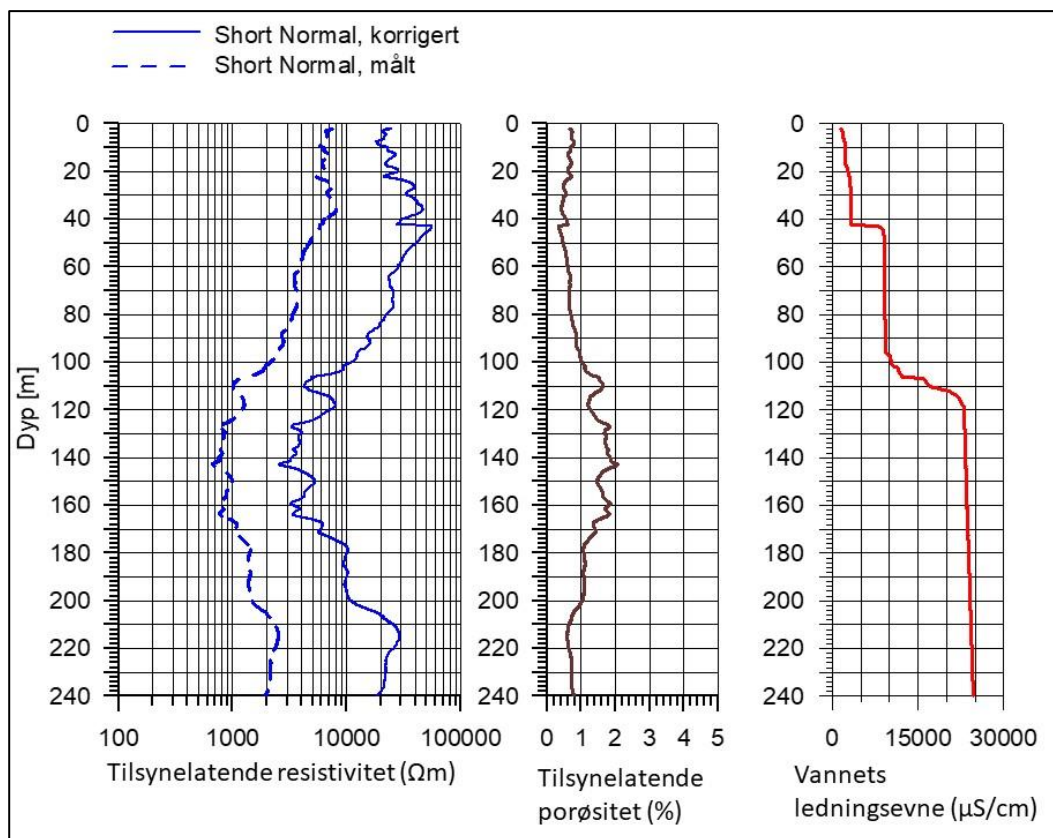
Under loggingen registreres også overgangsmotstanden (motstanden mot å sende ut strøm) ved strømelektroden. Denne blir kalt «*Single Point Resistance, SPR*» og varierer i takt med resistiviteten i berget ved strømelektroden. Metoden kan lokalisere tynne sprekker, gjerne med leiromvandling som gjør det lettere for strømmen å komme inn i berget. Resistivitetssonden kan også måle naturlig gammastråling, og siden denne ofte kan ha skarpe topper kan denne benyttes til å nivellere logger fra flere sonder i flere loggerunder i tillegg til å gi informasjon om naturlig radioaktivitet. Noen sonder har også mulighet til å registrere temperaturen i borehullet.

Ved å benytte målt elektrisk ledningsevne i formasjonen, ledningsevne i porevannet og Archies lov (Archie 1942), kan en **tilsynelatende porøsitet** beregnes. I formelen vist i Figur 6.20 antas at porevolumet er fylt opp 100 % med vann. Dette er nødvendigvis ikke alltid tilfelle. Størrelsene a og m er konstanter som kan variere fra en bergart til en annen bergart, men også innenfor en bergartstype dersom denne er inhomogen. Archies lov inneholder også en størrelse som representerer ledningsevne på mineralenes overflate, og denne er ikke kjent og utelates i begningen av porøsitet. Dette er årsakene til at beregnet porøsitet blir en tilsynelatende størrelse som kan avvike fra den sanne porøsiteten. I tillegg til disse feilkildene kommer avvik som kan skyldes elektronisk ledende mineraler som sulfider, jernoksider og grafitt. Elektronisk ledningsevne er mye større enn den ioniske, og Archies lov er ikke gyldig. Derfor bør/må ikke porøsitet beregnes dersom en mistenker å ha elektronisk ledende mineraler i bergarten som logges.

6.3.2 Korreksjoner av målte resistivitetsdata

Målt resistivitet i et borehull påvirkes av borehullets diameter, sondens diameter og ledningsevnen i borehullsvannet. Det må derfor korrigeres for disse størrelsene. NGU benytter rutiner utviklet av Thunhead og Olsson (2004). Figur 6.21 viser at korreksjonen kan være betydelig.

Siden resistiviteten i formasjonen måles med en liten pol-pol-konfigurasjoner, vil den målte tilsynelatende resistiviteten ofte være tilnærmet den sanne resistiviteten i formasjonen.



Figur 6.21: Eksempel på korrigert resistivitet i et borehull (heltrukken blå kurve) basert på målt resistivitet i borehullet (stiplet blå kurve), ledningsevne i porevannet (rød kurve), borehullets diameter og sondens diameter. Tilsynelatende porøsitet er beregnet som beskrevet i teksten.

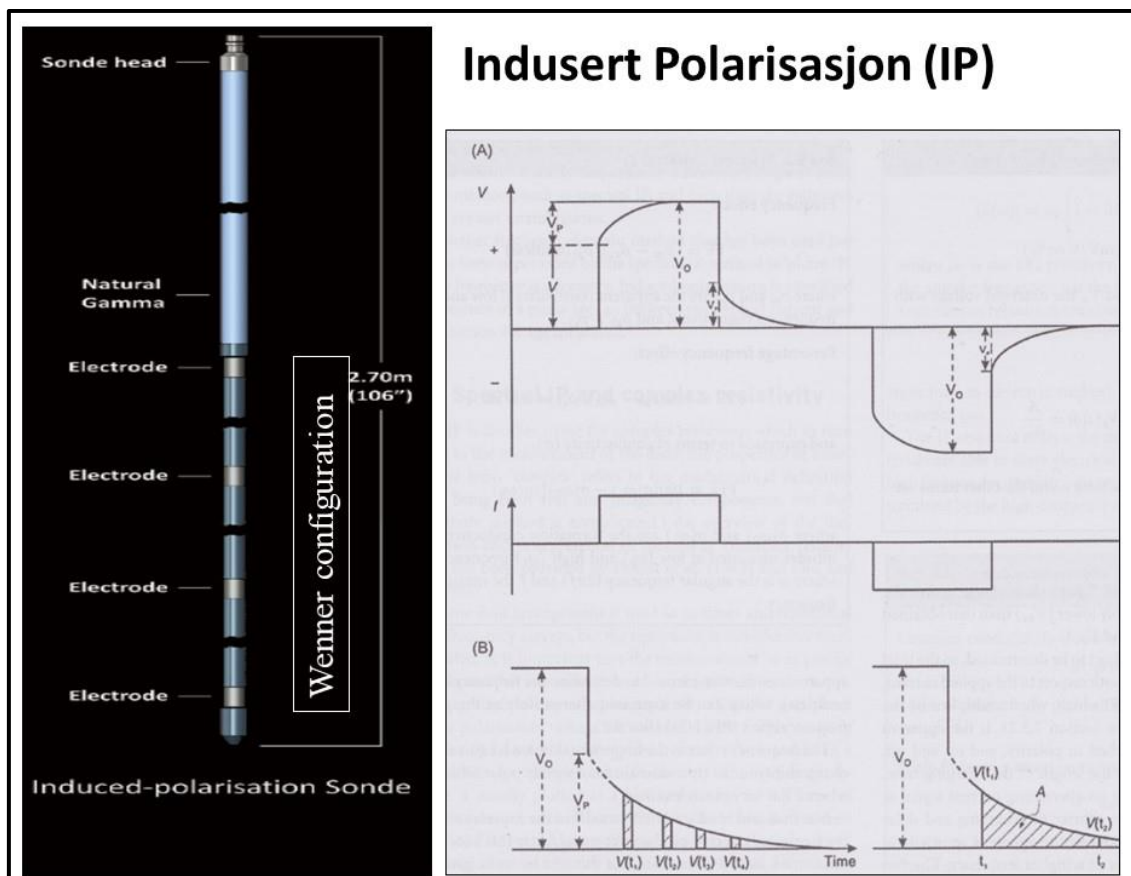
Vannets ledningsevne inngår i korreksjonen av resistivetsdata, og denne burde derfor korrigeres til 25 °C etter følgende formel:

$$\sigma_{(25)} = \sigma_{(T)} / (1 + \beta (T - 25^{\circ}\text{C}))$$

T er temperaturen (°C) der vannets ledningsevne er målt, mens $\beta = 2.2 \cdot 10^{-2}$ per °C. I praksis har denne korreksjonen lite å si for korrigeringen av resistivetsdata, og utføres sjelden.

6.3.3 Indusert polarisasjon (IP)

Indusert Polarisasjon (IP) er en metode som opprinnelig ble utviklet for kartlegging av disseminerte sulfidmineraliseringer (malmleting, Reynolds 2011). Siden IP kan kartlegge relativt svake konsentrasjoner av sulfider, er også metoden relevant for tunnelundersøkelser. Enkelte sulfidmineraler kan bidra til forsurening av grunnvann og vassdrag når bergarten knuses opp ved at mineralene gjøres lettere tilgjengelig. Ved drivingen av Follobanen, jernbanetunnel fra Oslo til Ski, skulle opprinnelig tunnelmassen benyttes til produksjon av betongskjold, men det viste seg etter oppstart av gneisbergartene var delvis sulfidførende, og derved ubrukelig i betong. Slike problemer kan kartlegges på forhånd ved at IP-effekt logges i tilgjengelige borehull.



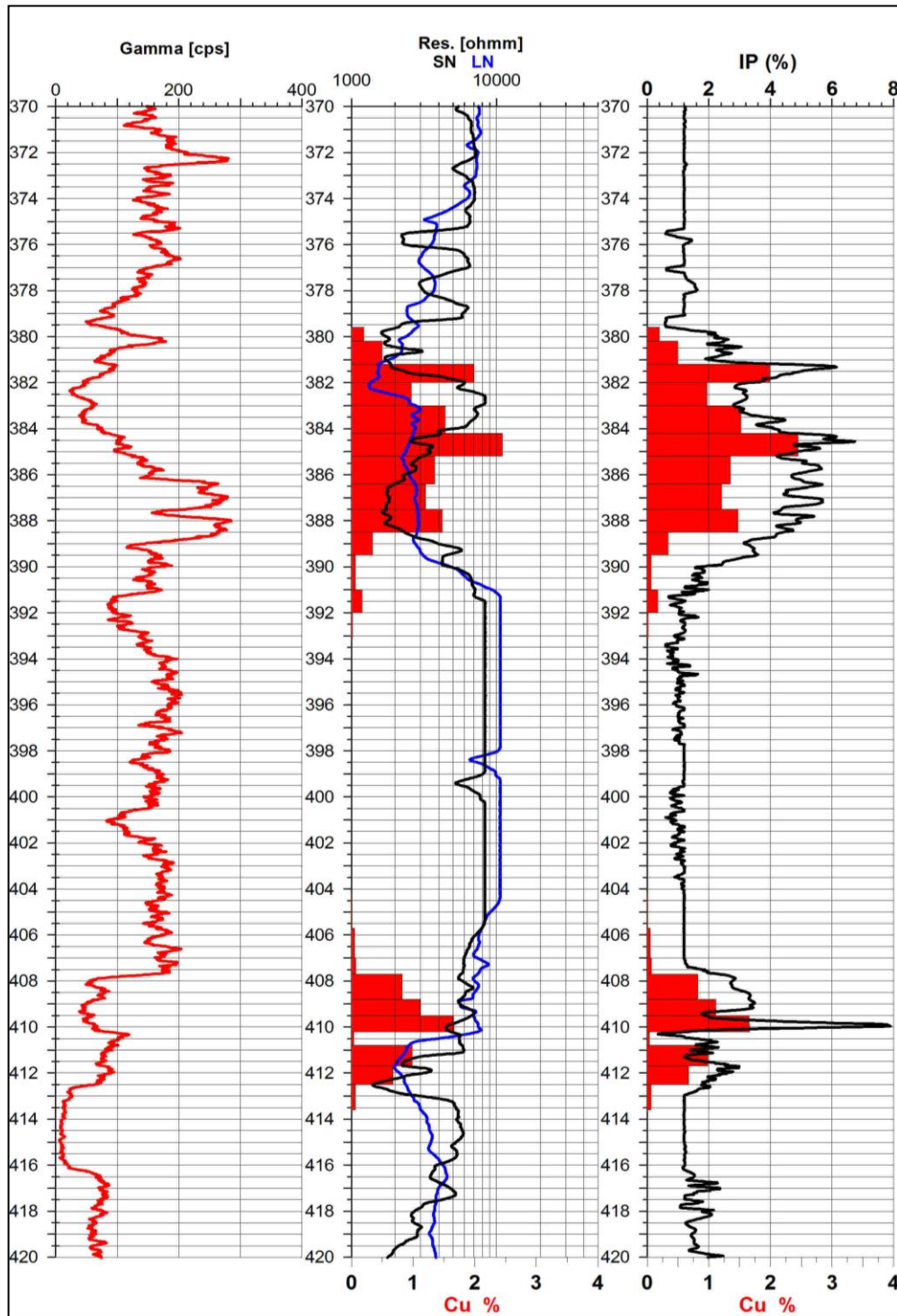
Figur 6.22: Skisse av IP-sonde (Indusert Polarisasjon). Her benytte fire elektroder på sonden (Wenner-konfigurasjon). Ytterste elektroder sender ut strøm i firkantpulser mens de to innerste elektrodene måler potensialet både mens strømmen går og etter at strømmen er brutt (Fra <https://www.robertson-geo.com/>).

En prinsippskisse av en IP-sonde er vist i Figur 6.22. Denne sonden benytter fire elektroder i en Wenner-konfigurasjon for logging av IP-effekt. Strøm sendes som firkant-pulser på det ytterste elektrodesettet. Pulsenes lengde er vanligvis på et eller to sekund, med en dødtid på tilsvarende størrelse. Når strøm settes på, vil potensialet i bakken øke til nivået V (Figur 6.22, øverst til høyre). Dersom det er materialer med IP-effekt i bakken (sulfider, jernoksider, grafitt og leire) vil potensialet stige videre til nivå V_0 . Når så strømmen slås av, faller ikke potensialet ned til null, men til et nivå V_p . Dette potensialet vil så utlignes i løpet av ca. et sekund ved at strøm finner andre baner. Dette potensialet som er i bakken etter strømbrudd, skyldes IP-effekten og det kan kvantifiseres som det integrerte potensialet mellom tiden t_1 og t_2 dividert med V_0 , og uttrykt i prosent. IP-effekt kan også måles i flere kanaler etter strømbrudd, og da får en tilleggsinformasjon ved å beregne hvor raskt IP-signalet dør ut (spektral IP).

6.3.4 Eksempel på logget IP-effekt

Et eksempel på logget IP-effekt ved Nussirforekomsten i Finnmark er vist i Figur 6.23, sammen med total gammastråling og resistivitet (både SN og LN). Nussirforekomsten er en typisk disseminert kopperforekomst der kopperkonsentrasjonen (gjennomsnitt over ca. 1 m) stedvis kan være opp mot 4 %, men for det meste noe lavere. Logget IP-effekt korrelerer godt med kopperkonsentrasjonene.

En merker seg her at kontrasten mellom resistivitet i mineraliseringen og resistiviteten i sideberg er relativt liten (ca. 2000 Ω m vs. ca. 8000 Ω m), og det er ikke en klar korrelasjon mellom resistivitetsverdiene og kopperanalysene. Dette skyldes nok at kobbermineralene sitter spredt og mangler elektrisk kontakt med hverandre. Eksemplet viser hvordan IP-data bedre kan kartlegge disseminerte sulfidforekomster. Mineraliseringen ligger delvis i en bergartssekvens med et lavt innhold av radioaktive elementer.

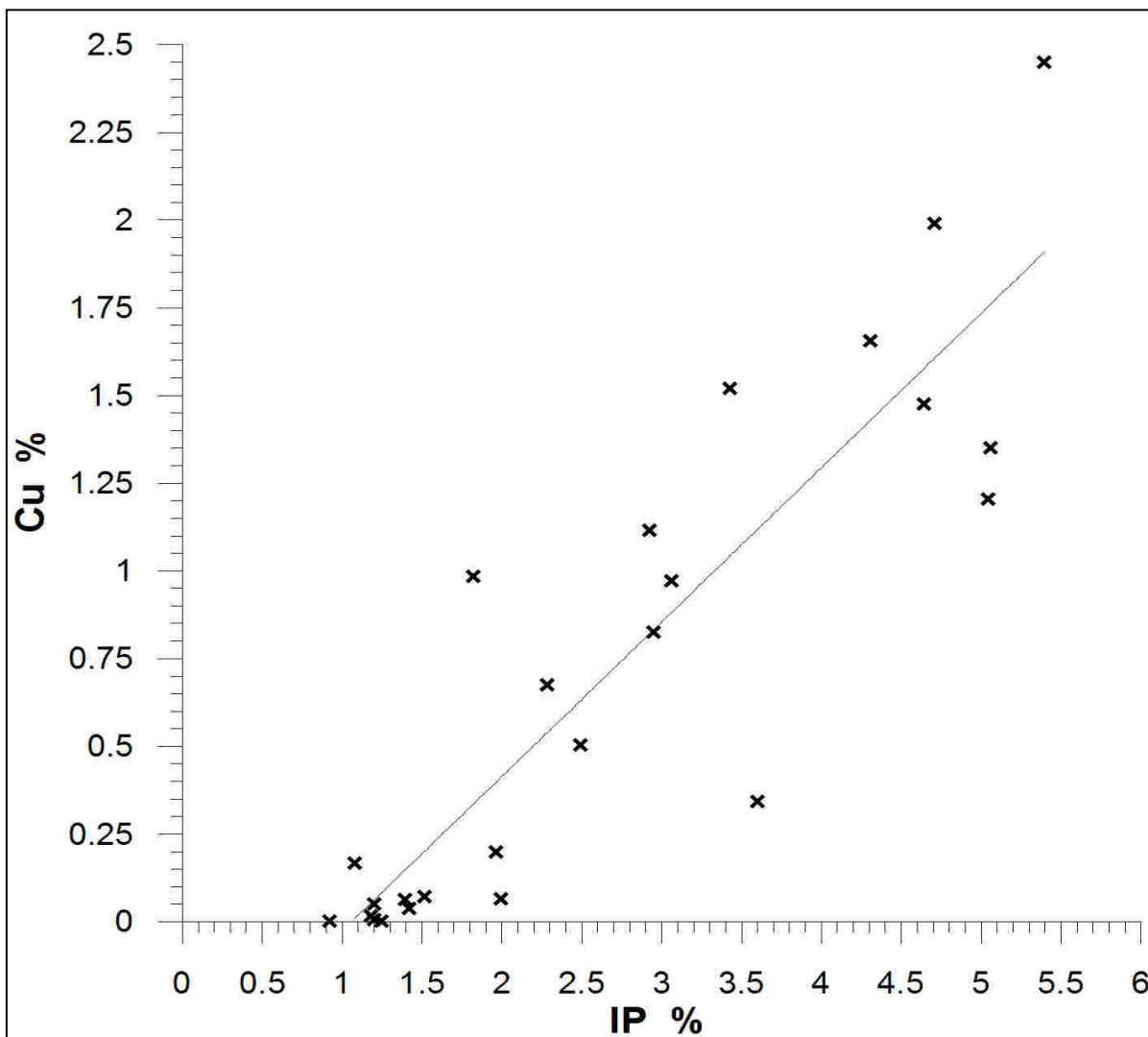


Figur 6.23: Logget total gammastråling, resistivitet (både SN og LN) og IP-effekt ved et borehull ved Nussir koppperforekomst i Finnmark. Analysert konsentrasjonen av kopper er vist som histogram i rødt (Fra Dalsegg m.fl. 2013).

Figur 6.24 viser korrelasjonen mellom logget IP-effekt i prosent (%) og analysert kopper-konsentrasjon. Regresjonsanalysen indikerer en god korrelasjon der

$$\text{Kopperkonsentrasjonen (\%)} = 0,44 \cdot (\text{Logget IP-effekt}) - 0,46$$

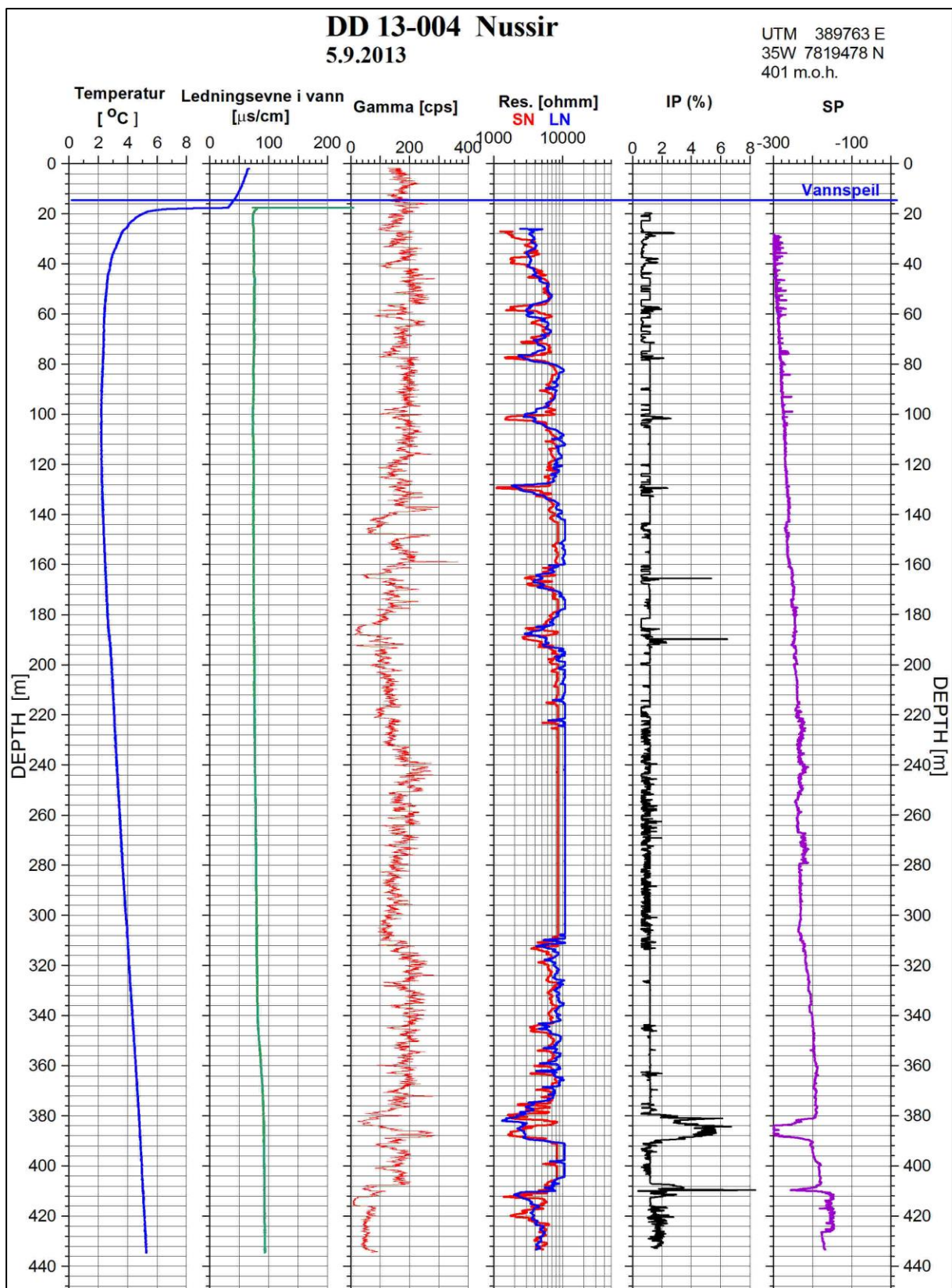
Korrelasjonskoeffisienten (R^2) er 0,79. Vertsbergart uten mineralisering har en IP-effekt på 1 %, noe som er svært vanlig.



Figur 6.24: Korrelasjon mellom logget IP-effekt (%) og konsentrasjon av kopper ved Nussirforekomsten i Finnmark (Fra Dalsegg m.fl. 2013).

6.3.5 Eksempel på kombinerte elektriske logger

Et eksempel på kombinerte elektriske logger sammen med temperaturlogg, vannets ledningsevne og total gammastråling, er vist i Figur 6.25. Eksemplet er fra malmundersøkelser for Nussir, men viser variasjoner i elektriske parametere som er aktuelle også for kartlegging av geologien ved forundersøkelser for tunneler. Data er fra det samme borehullet som utsnittet vist i Figur 6.23.



Figur 6.25: Eksempel på kombinerte geofysiske logger fra malmundersøkelser for Nussir i Hammerfest kommune. Fra venstre: temperatur, vannets ledningsevne, total gammastråling, resistivitet (SN og LN), induert polarisasjon (IP) og selvpotensial (SP) (Fra Dalsegg m.fl. 2013).

Logging av temperatur og vannets ledningsevne gir her ikke relevant informasjon for tolking av bergmassekvalitet. Lav totalstråling (+/- 200 cps API) indikerer små konsentrasjoner av radioaktivt uran, thorium og kalium.

Resistivitetsloggen viser markerte variasjoner i øverste 190 m av borehullet. I alt åtte mindre soner med resistivitet ned mot ca. 2000 Ωm eller lavere indikeres. Her ligger logget IP på +/- 1 %, som er vanlig i ikke mineraliserte bergarter, og som åpenbart representerer støynivået. SP viser heller ingen anomalier som kan skyldes mineralisering av elektronledende mineraler. Variasjonene i resistivitet skyldes derfor med stor sannsynlighet oppsprukket berg, og ifølge NGUs tolkingsmodell (Rønning m.fl. 2013a) uten leiromvandling.

Markerte soner med lav resistivitet ved dypene 386 m og 410 m, også ned mot ca. 2000 Ωm , faller sammen med markert høyere IP-effekt (6–8 %) og i relativt markerte SP-anomalier (ca. -100 mV). Dette er klare signaler på at lav resistivitet i alle fall delvis skyldes mineralisering av elektronledende mineraler (sulfider, jernoksider eller grafitt). Analyser på kjernene bekreftet i dette tilfellet koppersulfider (se Figurene 6.23 og 6.24).

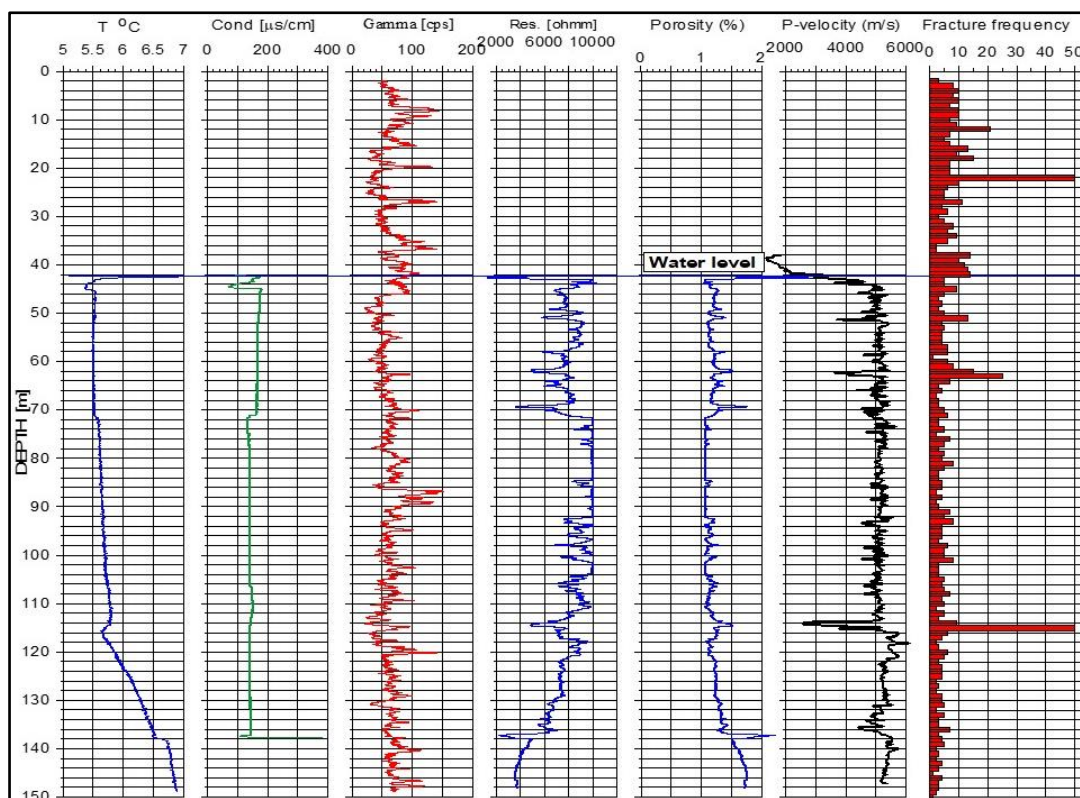
6.3.6 Elektriske logger. Sammendrag og læringspunkter

Logging av resistivitet gir informasjon om bergmassekvalitet. Logget resistivitet må korrigeres for borehullets diameter, sondens diameter og vannets ledningsevne. Ut fra resistivitetsdata kan en tilsynelatende porøsitet beregnes, men av flere grunner er denne usikker. Logging av IP-effekt og SP (selvpotensial) kan indikere om lav resistivitet kan skyldes elektronledende mineraler.

6.4 Temperatur og ledningsevne i borehull

Logging av temperatur og vannets ledningsevne er kanskje ikke de størrelser en tenker på først når en skal gjøre forundersøkelser for anlegg i berg. Det har imidlertid vist seg at disse kan gi verdifull informasjon om strømming av grunnvann på sprekker.

Figur 6.26 viser loggerresultater fra Bh3-2006 ved Åknes; temperatur, vannets ledningsevne, naturlig gammastråling, resistivitet, tilsynelatende porøsitet og P-bølgehastighet samt logget sprekkefrekvens på kjernematerialet. De geofysiske loggene og sprekkefrekvensen viser flere sprekkesoner. Logget temperatur og vannets ledningsevne viser markerte nivåsprang på noen av disse. Temperaturloggen viser i tillegg varierende gradient. Disse variasjonene kan forklares ved innstrømming og utstrømming av grunnvann i borehullet. Tabell 6.2 viser samvariasjonen mellom de geofysiske parameterne og uregelmessigheter i temperatur og vannets ledningsevne.



Figur 6.26: Målt temperatur, vannets ledningsevne, naturlig gammastråling, resistivitet, tilsynelatende porøsitet og P-bølge hastighet i borehull Bh3-2006 ved Åknes (fra Rønning m.fl. 2006b).

Tabell 6.2: Sammenfallende indikasjoner på grunnvannsstrøm og sprekker, Bh-3-2006 ved Åknes (se Figur 6.26). √ Svak indikasjon, √√ Sterk indikasjon, √√√ Meget sterk indikasjon.

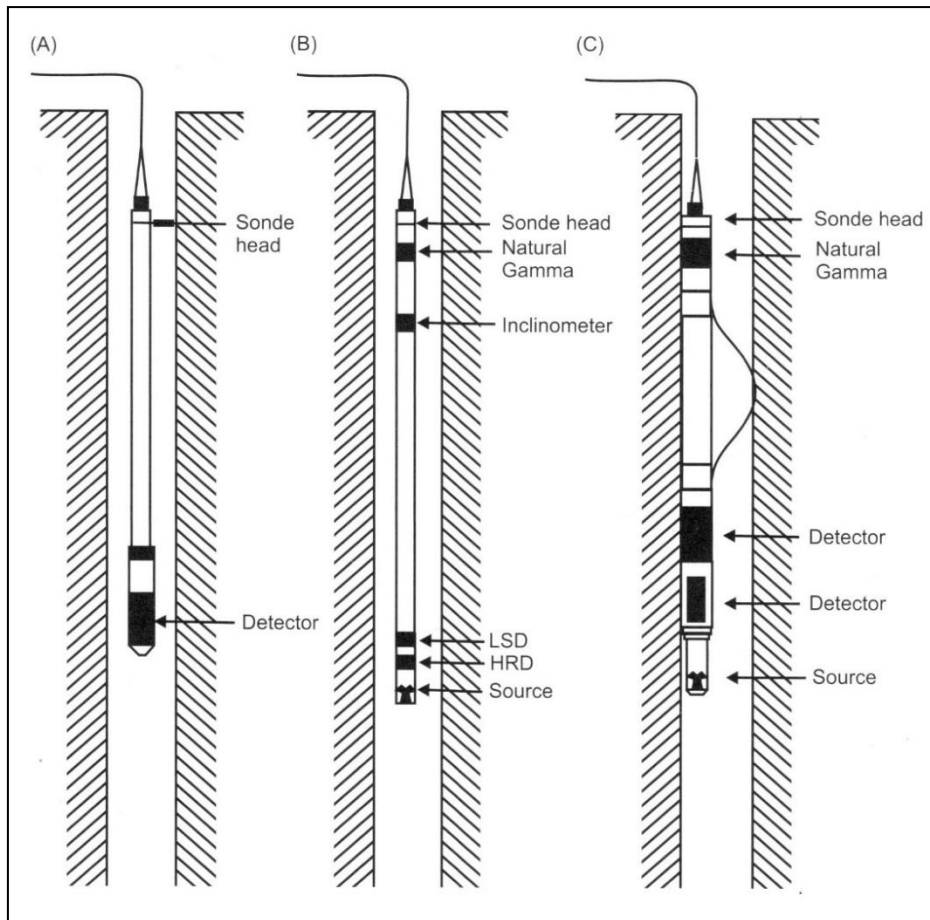
Dyp (m)	Temp.	Vannets ledn.evne	Resistivitet	P-bølge hastighet	Sprekke-frekvens
63	-	-	√	√√	√√
71	√	√√	√√	√	√
114	√√√	√	√√	√√√	√√√
138	√√√	?	√√	√	√

6.5 Radioaktive logger

I prinsippet finnes tre forskjellige radioaktive loggemetoder, en passiv (naturlig gammastråling) og to aktive, tetthetslogg (gamma-gamma-logg) og porøsitetslogg (nøytron-nøytron-logg).

6.5.1 Metodebeskrivelser

Figur 6.27 viser skisser av loggesonder for total naturlig radioaktivitet, tetthetssonde og porøsitetslogg. Virkemåte for total og spektral gammasonde ble beskrevet i avsnitt 5.1. Eksempler på slike logger er vist i avsnittene 5.4 og 5.5.



Figur 6.27: Skisse av sonde for total naturlig radioaktivitet, gamma-gamma-log (tetthetslogg) og nøytronlogg (porøsitetlogg) (fra Robertson Geologging).

Tetthetsloggen benytter en radioaktiv kilde som sender ut gammastråling. Ofte benyttes Cs^{137} som kilde, men også Co^{60} benyttes. Sonden har to mottagere for gammastråling (HRD og LSD). Den første (HDR) mottar bare naturlig gammastråling fra omgivelsene, mens den andre (LSD) mottar både naturlig stråling fra omgivelsene og stråling fra kilden som er spredt i omgivelsene (*Compton scattering*). Denne spredningen avhenger av elektrontettheten i omgivelsene og denne avspeiler tettheten i materialet. Forholdet mellom mottatt gammastråling i de to mottagerne gjør det mulig å beregne tettheten av bergarten som logges.

De første **porøsitetloggene** besto av en nøytronkilde (plutonium-beryllium) og en mottager. Nyere sonder har en americium-beryllium-kilde og to mottagere. Nøytronene absorberes av hydrogen, og ved å studere dempningen av nøytronene mellom de to mottagerne kan hydrogentettheten og derved porøsiteten i bergarten bestemmes.

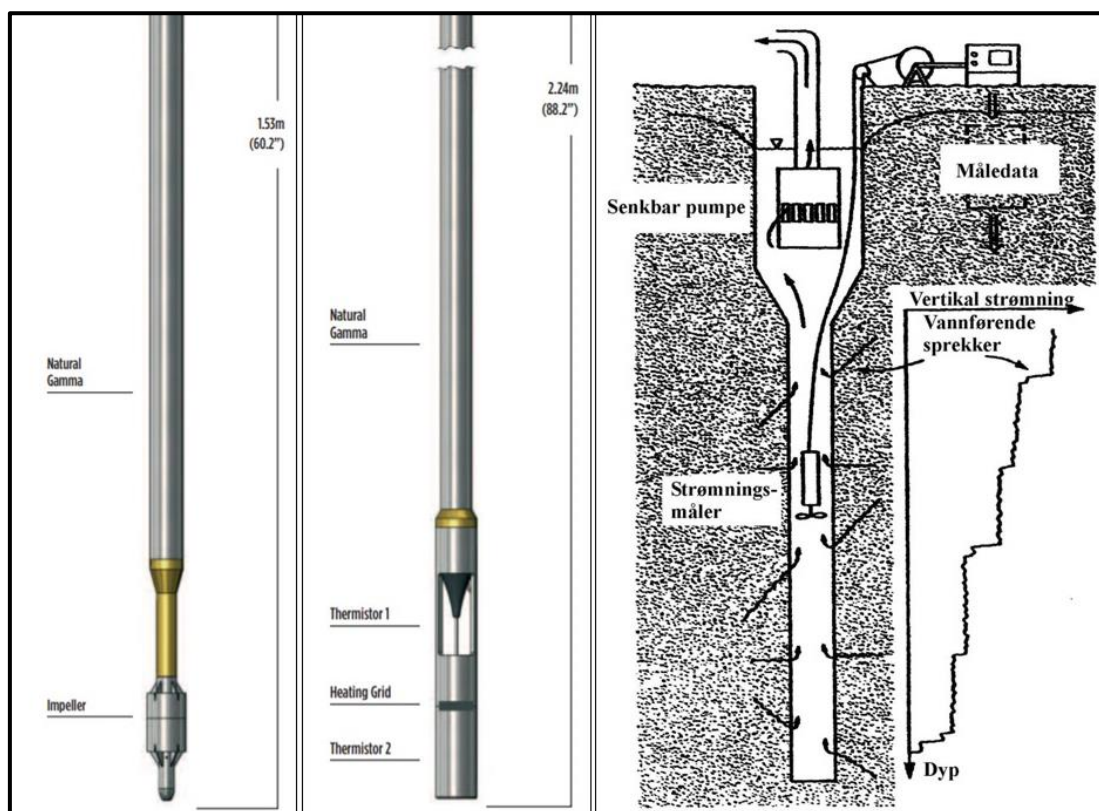
Tetthetslogg er benyttet ved kull-prospektering på Svalbard, men etter det en kjenner til ikke i borehull på fastlands-Norge. Forfatter kjenner heller ikke til at porøsitetlogging er utført i fastlands-Norge. I oljeindustrien er disse to loggeteknikker vanlige. Årsaken til at disse loggene ikke er benyttet på fastlands-Norge kan være mye administrasjon med håndteringen av radioaktive kilder, og at disse har en relativt kort levetid.

6.6 Strømningsmåling

Det finnes to typer strømningsmålere for borehull, **propellmåler** (*impeller flowmeter*) og **varmepulsmåler** (*heat pulse flowmeter*) (se Figur 6.28).

6.6.1 Målemetode

En **propellmåler** kan benyttes både stasjonært og dynamisk. Ved stasjonære målinger senkes sonden ned til et visst dyp og det registreres om propellen roterer og i hvilken retning. Rotasjonshastigheten registreres ved at det er festet magneter til propellen, og sensorer detekterer frekvensen til magnetiske pulser. Ved liten strømning kan det hende at propellen ikke starter å rotere på grunn av friksjon, noe som er en svakhet ved denne måten å registrere strømning på. Dette kan løses ved å foreta dynamiske målinger. Sondene senkes da med en konstant hastighet (2 – 7 m/min) nedover i borehullet, og med den samme konstante hastigheten opp igjen. Ved å summere rotasjonstallene nedover og oppover kanselleres rotasjonen som skyldes at sonden beveges, og en sitter igjen med rotasjonstall som skyldes strømning oppover eller nedover i borehullet. For å sikre seg at en måler strømningshastigheten sentralt i strømningsprofilen både ved logging nedover og oppover, er det nødvendig å benytte sentraliseringsfjærer på sonden. En propellmåler kan detektere vannstrøm med hastighet ned mot 1 m/min i borehullet. I en brønn med diameter 135 mm tilsvarer dette ca. 15 l/t.



Figur 6.28: Bilder av strømningsmålere og prinsipp for borehullsmåling. Til venstre: Propellmåler (*impeller flowmeter*), i midten en varmepulsmåler (*heat pulse flowmeter*) og til høyre en skisse av strømningsmåling hvor strømning aktiveres med pumping av borehullet (fra Robertson Geo 2021).

Dersom strømningen er svært liten ($< 1\text{ m/min}$), kan en varmpulsmåler (*heat pulse flowmeter*) benyttes. Denne består av en varmekilde og to termistorer (se Figur 6.28). Kilden sender ut en kort varmpuls og ved å måle tiden det tar til pulsen slår inn på termistoren over eller under varmekilden, kan en detektere svake strømninger oppover eller nedover i borehullet, og en kan få en indikasjon på strømnings-hastigheten. Også denne sonden må sentraliseres for å kunne måle strømningen sentralt i borehullet (største hastighet).

Det finnes også tre-komponent strømningsmålere der varmekilden er omgitt av seks termistorer en over, en under og to i hver retning vinkelrett på sonden. Med denne kan strømning gjennom borehullet detekteres i tillegg til strømning oppover eller nedover i borehullet.

Strømningsmålingen kan foretas ved naturlige strømninger i borehullet, eller ved pumping av borehullet (aktivert strømning).

6.6.2 Eksempler på strømningsmålinger i borehull

Her vises eksempler på ulike strømningsmålinger med propellmåler. Forfatteren kjenner ikke til at det er utført strømningsmåling med varmpulsmåler i Norge.

6.6.2.1 Stasjonære strømningsmålinger i Bh6, Lunnertunnelen

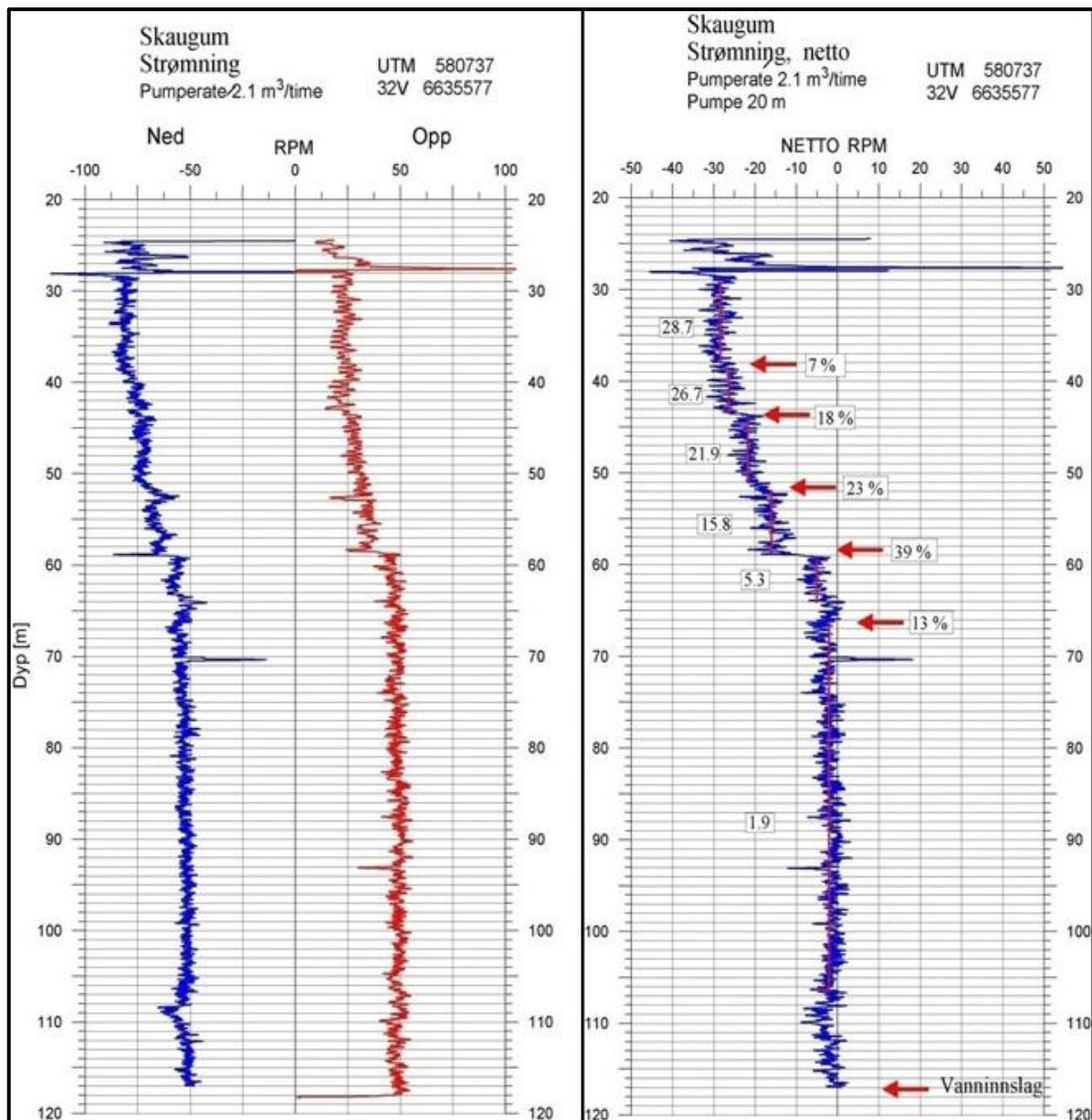
Et eksempel på stasjonære strømningsmålinger i et borehull er vist i Figur 6.38 i avsnitt 6.8.2 (Bh 6 ved Lunnertunnelen). Fra denne brønnen (diameter 135 mm) ble pumpet 7100 l/t, noe som var kapasiteten til pumpa og ikke kapasiteten til brønnen. Strømning ble målt stasjonært på seks forskjellige dyp i borehullet. Disse ble valgt ut fra kunnskap om oppsprekking fra OPTV og resistivitetslogg. Ved dyp 20 m og 42 m, var strømningen i borehullet 7100 l/t. Ved dyp 56 m, var strømningen falt til 3700 l/t og det samme ved dyp 74 m. Dette betyr at sprekkene mellom dypene 40 m og 50 m detektert med OPTV, resistivitet og P-bølgehastighet, gav 3400 l/t, nær halvparten av det utpumpede vannet. I dette området finner vi bl.a. en sprekk med en sann åpning på ca. 5 cm (Figur 6.5). Mellom dypene 74 m og 87 m, der det også er påviste sprekker, var bidraget på 700 l/t. Nederst i borehullet (118 m) ble det ikke påvist strømning, noe som betyr at resterende 3000 l/t trolig kommer fra sprekkeindikert ved dypene 100 m og 110 m.

Siden loggingen er utført punktvis, får en ikke et kontinuerlig bilde av innstrømningen av vann i borehullet.

6.6.6.2 Dynamiske målinger ved aktivert strømning, Bh ved Skaugum

Et eksempel på dynamiske strømningsmålinger i kombinasjon med pumping er vist i Figur 6.29. Brønnen ligger like utenfor porten til Skaugum i Asker kommune. Brønnen, som har diameter 135 mm, ble pumpet med en konstant rate på 2100 l/t. Strømningsloggingen ble foretatt med en hastighet 5 m/min både ned og opp i borehullet. Negative rotasjonstall målt på tur nedover i borehullet er høyere enn positive rotasjonstall oppover. Dette viser at netto vannstrøm er oppover i borehullet.

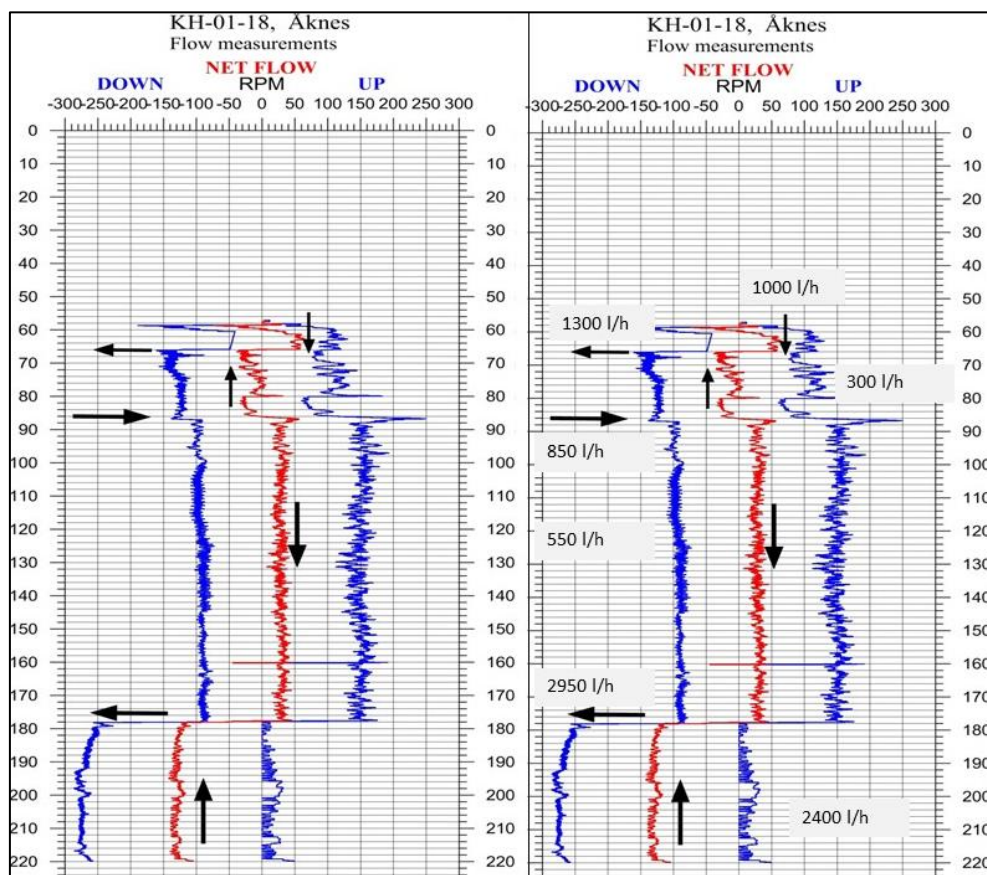
Til høyre i Figur 6.29 vises netto rotasjonstall (summen av loggetall ned og opp) med negative verdier som viser strømning oppover. Disse varierer stegvis, og det er beregnet gjennomsnittlige rotasjonstall for hvert steg vist til venstre for måledata. Ut fra disse er vanninnslag i borehullet beregnet i prosent av 2100 l/t beregnet (til høyre for loggen). Loggen viser at det aller meste av vannet kommer fra de øverste 65 metrene av borehullet. Lav negative gjennomsnittlig rotasjonstall under dette (1,9 rpm) kan skyldes usikkerheter i målingene. Det er uklart hva som er årsak til kraftige forstyrrelser i rotasjonstallene ved dyp 28 m i borehullet.



Figur 6.29: Dynamiske strømningsdata fra et borehull ved Skaugum. Til venstre vises rotasjonsdata for måling nedover (blå) og oppover (rød) i borehullet. Til høyre vises netto rotasjonstall (summen av rotasjonstallene ned og opp) som avspeiler strømningen i borehullet (fra Dalsegg m.fl. 2003).

6.6.6.3 Dynamiske målinger ved naturlig strømming, KH-01-18 Åknes

Ved det ustabile fjellpartiet ved Åknes, Stranda kommune i Møre og Romsdal, er det foretatt mange boringer gjennom flere år. De fleste borehullene er undersøkt med propell strømningsmåler. I de fleste borehullene er det naturlig strømming både opp og ned i borehullet, og variasjoner i rotasjonstall viser at vann strømmer både ut og inn av borehullet. Strømningsloggen fra borehull KH-01-18 (kjerneborehull) er vist i Figur 6.30.



Figur 6.30: Dynamiske strømningsdata fra borehull KH-01-18 ved Åknes. Strømningsretning er angitt med sorte piler; opp, ned, inn i (mot høyre) og ut av (mot venstre) borehullet (fra Elvebakk & Pless 2018).

Strømningsloggen fra borehull KH-01-18 viser et komplisert strømningsmønster angitt med piler. Grunnvannsnivå på 58 m i borehullet ved logging viser at berget ovenfor er så oppsprukket at det er drenert over dette. I øverste del (dyp 58 m til 68 m) strømmer vannet nedover. Fra 68 m til 86 m strømmer vannet oppover. Under dette (fra 86 m til 178 m) strømmer vannet nedover og under dette igjen er strømmingen oppover. Dette viser at vann strømmer inn i borehullet ved dyp 58 m, ut av borehullet ved dyp 68m, inn ved dyp 86 m og ut av borehullet ved dyp 178 m. Til høyre i Figur 6.30 er grunnvannsstrømmen estimert ut fra netto rotasjonstall og borehullets diameter. Tallverdiene vitner om til dels meget stor vannstrømming inn og ut av borehullet på forskjellige nivå. Logging med OPTV viser åpne sprekker der vann strømmer inn/ut av borehullet. Ved tolkingen av disse data må en huske på at borehullet etter all sannsynlighet opprinnelig består av flere adskilte akviferer og at borehullet kortslutter mellom disse. Dette er bekreftet ved strømningsmåling i flere runder etter hvert som hullene bores dypere.

Dette borehullet (KH-01-18) har en diameter på 98 mm, mens sonden har en diameter på 45 mm. Vannet kan da strømme lett forbi sonden uten for mye turbulens. Et forsøk på å logge et borehull med diameter 58 mm med den samme sonden gav lite støy på tur nedover, men når sonden ble trukket opp fikk en veldig mye støy på måledata. En sannsynlig årsak til dette er at på tur ned ligger propellen foran sonden og en får strømning gjennom sonden uten for mye turbulens. Når sonden dras opp, presses vannet forbi sonden og det utløser mye turbulens som treffer propellen bak sonden. I tillegg bidrar sonden til å løfte vannet på tur oppover. Problemet kunne delvis løses ved å logge med lavere hastighet (1 m/min, Elvebakk 2008).

Læringspunkter

Strømningsmåling kan gi meget god informasjon om vannførende sprekker og sprekkesoner i berg. Disse målingene kan avdekke naturlig strømning i borehullene som ved Åknes. I de fleste tilfellene må strømning på sprekkeaktiveres med pumping av brønnene som skal logges.

Dynamiske målinger er å foretrekke både for at denne loggemetoden gir kontinuerlige logger og fungerer bedre enn statiske målinger ved liten strømning der friksjon kan hindre rotasjonen av propellen. Ved spesielt lav strømning kan en med fordel benytte varmepuls strømningsmåler. Dersom strømning gjennom borehullet er interessant, kan en tre-komponent varmepuls strømningsmåler benyttes.

6.7 Vannkvalitet og prøvetaking

En vannkvalitetssonde kan logge vannets temperatur og elektriske ledningsevne, vanntrykk, pH og Eh og vannets O₂-metning. Eldre sonder hadde også mulighet til å logge nitratinnhold. Disse logge-data kan etterprøves ved vannprøvetaking.

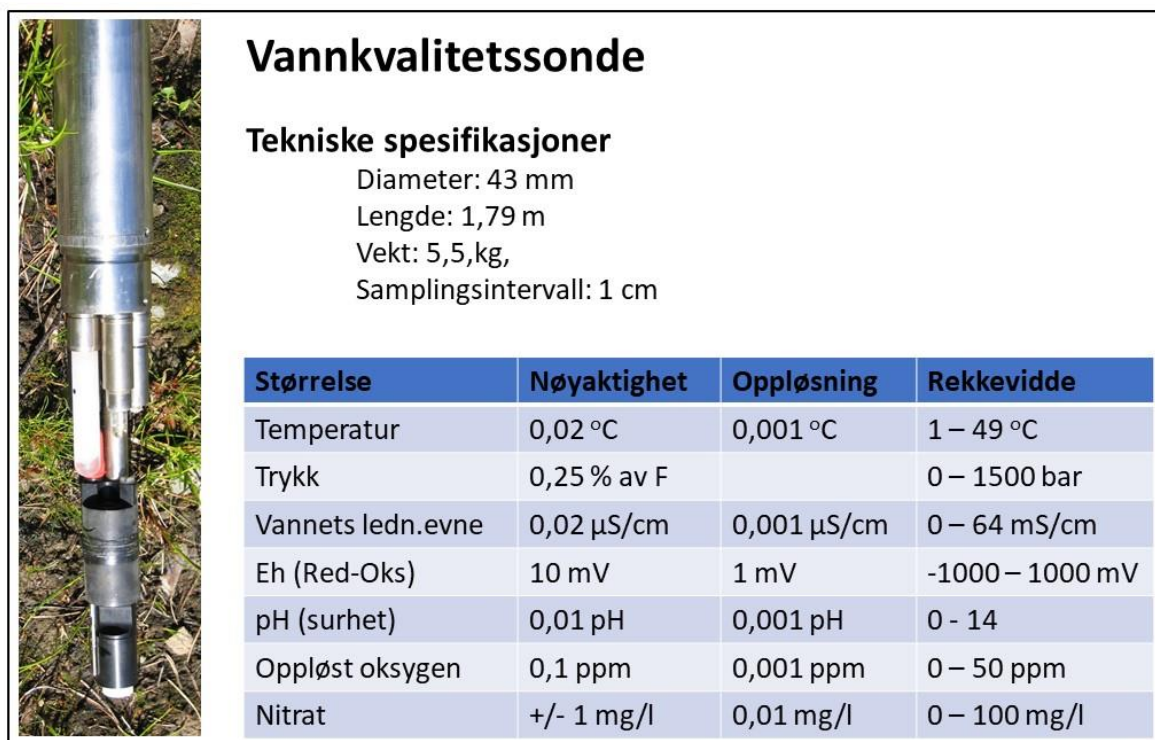
6.7.1 Metodebeskrivelser vannkvalitet og vannprøvetaker

En vannkvalitetssonde kan gi kontinuerlige profiler av de aktuelle størrelsene nedover i borehullet. Målemetoder er dårlig dokumentert, men bygger på membransensorteknologi. Ut fra målt temperatur og trykk korrigeres de målte størrelsene automatisk under loggingen.

Alle størrelser måles for hver cm nedover borehullene med anbefalt hastighet 1,5 m/min. Dette gir kontinuerlige profil som avdekker variasjoner meget detaljert. Disse profilene kan benyttes direkte for tolking av vannkvalitet, men også som en guide for senere prøvetaking. Bilde og en tabell som viser målte størrelser, deres nøyaktighet, oppløsning og rekkevidde er vist i Figur 6.31.

Dersom en trenger vannprøver for utfyllende og korrigerende formål, kan denne hentes med en vannprøvetaker (Figur 6.32). Dette er et hult rør med to propper i begge ender. De fjærbelastede proppene hektes opp i en krok og holder røret åpent til dyp for prøvetaking nås (gjennomstrømnings-prøvetaker). Da roteres kroken og fjæren sørger for lukking i topp og bunn, og en liter vann fra aktuelle dyp er fanget i røret. Det finnes også tilsvarende prøvetakere for å hente opp gassprøver.

Vannkvalitetssonde og prøvetaker opereres med de samme vinsjene og med samme datalogger som for alle de andre geofysiske loggene.



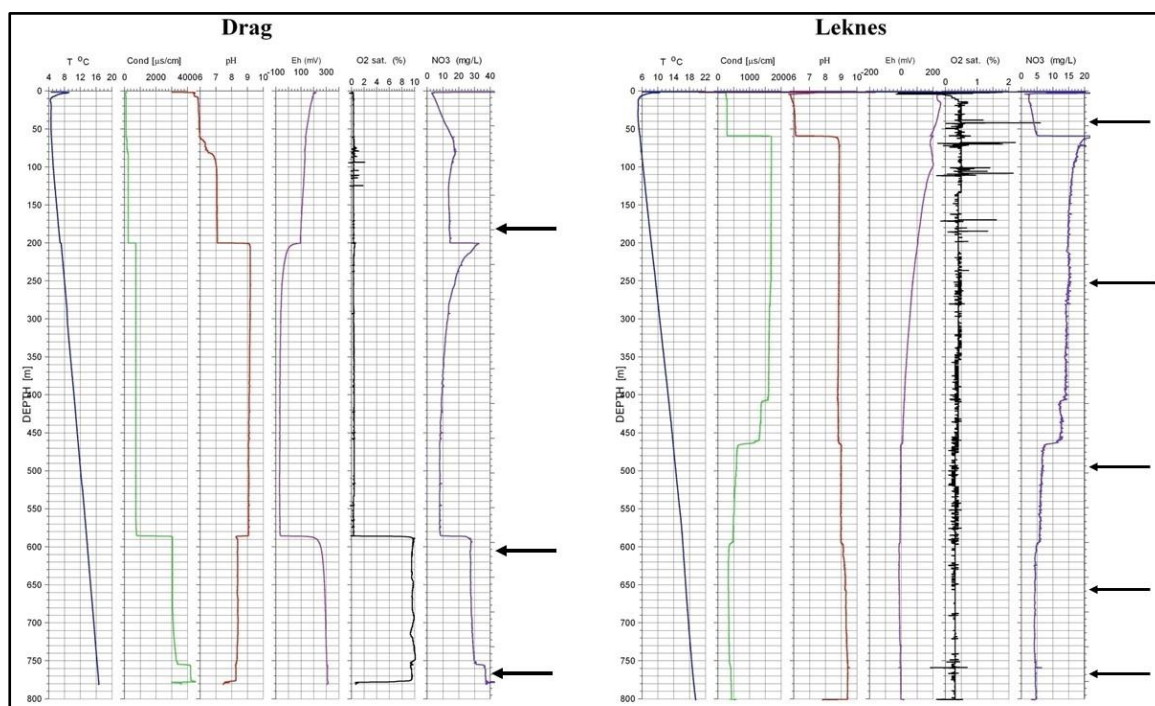
Figur 6.31: Bilde av vannkvalitetssonde (Robertsson Geologging) og nøyaktighet, oppløsning og rekkevidde for de målte størrelsene. (Foto: NGU, Data fra Robertsson Geologging).



Figur 6.32: Bilder av vannprøvetaker fra Robertsson Geologging. Vannprøve kan helles på flaske uten forurensende kontakt. (Foto: NGU).

6.7.2 Vannkvalitet og prøvetaking ved Drag og på Leknes

To ca. 800 m dype borehull ved Drag i Tysfjord og på Leknes i Lofoten ble boret som en del av NGUs KONTIKI-prosjekt (Olesen m.fl. 2007b). Hensikten var først og fremst å fremskaffe data om temperaturgradienter og varmestrøm. NGU benyttet anledningen til å logge borehullene med alle tilgjengelige sonder inklusive vannkvalitetssonde. Målte geofysiske størrelser ble senere sammenstilt for samarbeidsprosjektet med Vegdirektoratet (Elvebakk & Rønning 2011).



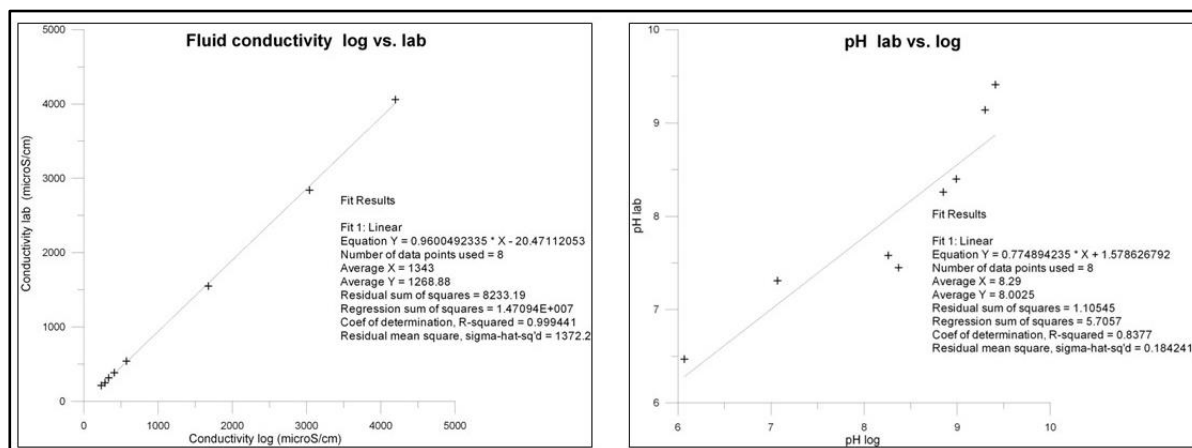
Figur 6.33: Vannkvalitetsdata fra 800 meter dype borehull ved Drag i Tysfjord og på Leknes i Lofoten, Nordland fylke. Fra venstre: Temperatur, vannets ledningsevne, pH, Eh, O₂-metning og nitratinnhold. Sorte piler viser dyp for vannprøver (fra Elvebakk og Rønning 2011).

Loggingen av vannkvalitet i borehullet på **Drag i Tysfjord** (Figur 6.33 til venstre) viser klare endringer i egenskapene ved dypene 200 m, 585 m og ved 755 m. Ved dyp 200 m er det utslag på alle de 6 størrelsene, noe som indikerer innstrømning eventuelt utstrømning av grunnvann. Ved dyp 585 er det utslag på alle størrelser unntatt temperatur. Dette kan også være inn-/ utstrømning av grunnvann, men da av vann med tilnærmet samme temperatur. Endringene kan også skyldes variasjoner i berggrunnen med oppløsning av kjemikalier som påvirker de aktuelle størrelsene. En merker seg at ledningsevnen i vannet øker trinnvis etter hvert som dypet øker. Dette er å forvente da borehullet ligger bare 1,2 km fra sjøen på vestsida.

Borehullet ved **Leknes i Lofoten** (Figur 6.33 til høyre) viser også markerte endringer i vannkvaliteten ved følgende dyp: 60 m (σ , pH, Eh, NO₃), 405 m (σ , NO₃), 460 m (σ , pH, Eh, NO₃) og ved 595 m (σ , pH, Eh, NO₃). En legger merke til at ledningsevnen i vannet øker markert ved dyp 60 m, men at denne avtar stegvis mot dypet. Her ligger åpen sjø ca. 11 km fra borehullet, og kommunikasjonen med sjøen er kanskje mindre. Heller ikke her ble det utført grunnvannsundersøkelser som kunne forklare variasjonene i vannets kvalitet.

6.7.3 Kvalitet av logget ledningsevne, pH og nitrat, Drag og Leknes

For NGU var det viktig å få avklart hvor gode vannkvalitetsdata fra loggesonden er. Det ble derfor tatt opp åtte vannprøver fra de dypene som er angitt i Figur 6.33, tre fra borehullet ved Drag og fem fra borehullet ved Leknes. Ved prøvetakingen ble resultatene fra loggingen benyttet til å velge ut hvor en ønsket prøver. Prøvene ble filtrert for å ta ut eventuelle partikler som kunne påvirke de kjemiske analysene. Deretter ble det målt pH i felt før prøvene ble forsvarlig sikret før transport til NGU-lab.



Figur 6.34: Korrelasjoner mellom logget ledningsevne og målt ledningsevne i laboratorium (til venstre) og logget pH mot målt pH i laboratorium (til høyre) (fra Elvebakk og Rønning 2011).

Korrelasjonen for vannets ledningsevne logget i borehullet og analysert i laboratorium må sies å være meget god, med en stigningskoeffisient på 0,96 og med R^2 lik 0,999 (Figur 6.34 til venstre).

Korrelasjonen mellom logget pH og pH fra laboratorium er ikke fult så bra, men med en stigningskoeffisient 0,77 og R^2 lik 0,84 (Figur 6.34 til høyre). En tilsvarende analyse ble utført mellom logget pH og analysert pH ut i felt. Her ble stigningskoeffisienten 1,24 og R^2 lik 0,93, en god korrelasjon, men med høyere verdier for feltmålingen på prøvene. Tilsvarende korrelasjon mellom målt pH i felt og analysert pH i laboratorium viser en stigningskoeffisient på 0,56 og R^2 lik 0,71. pH målt på prøvene i felt viser de største avvikene fra de to andre teknikkene, og det er rimelig å anta at denne metoden er minst troverdig. Uansett, gode analyser av pH kan være en utfordring, men det er vanskelig å avgjøre hva en skal stole på; loggingen, analysen i felt eller analysen på laboratorium.

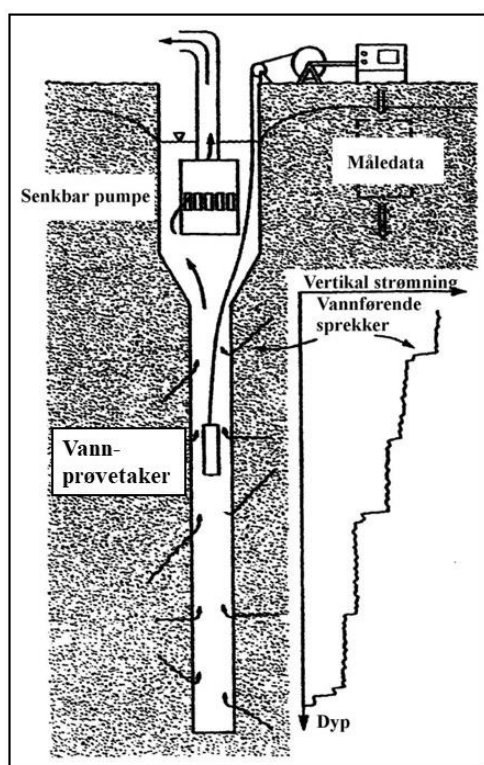
Logget nitrat-konsentrasjon i borehullene og analysert nitrat-konsentrasjon på prøver fra disse, er vist i Tabell 6.3. Loggingen indikerer verdier fra ca. 4,5 mg/l til 38 mg/l mens analysene viser fra mindre enn deteksjonsgrensen (0,05 mg/l) til 0,61 mg/l (Elvebakk & Rønning 2011). Forholdet mellom disse to varierer fra 6,6 % til 300 %. En velger her å stole på analysene, og logging av nitrat synes å være en utfordring. Dette er muligens årsak til at Robertson Geo (2021) ikke lenger markedsfører nitrat-loggingen.

Tabell 6.3: Logget nitratinnhold i borehull og analysert nitrat på prøver fra de samme borehullene, og forholdet mellom disse to (fra Elvebakk og Rønning 2011).

Borehull og dyp (m)	Logget nitrat (mg/l)	Analysert nitrat på prøver (mg/l)	Logget/analysert nitrat (%)
Drag 180	14	< 0,05	< 280
Drag 600	28	0,11	250
Drag 770	38	0,14	270
Leknes 40	4	0,61	6,5
Leknes 250	15	< 0,05	300
Leknes 500	7	0,06	116
Leknes 660	4,5	0,27	16,7
Leknes 770	5	0,05	100

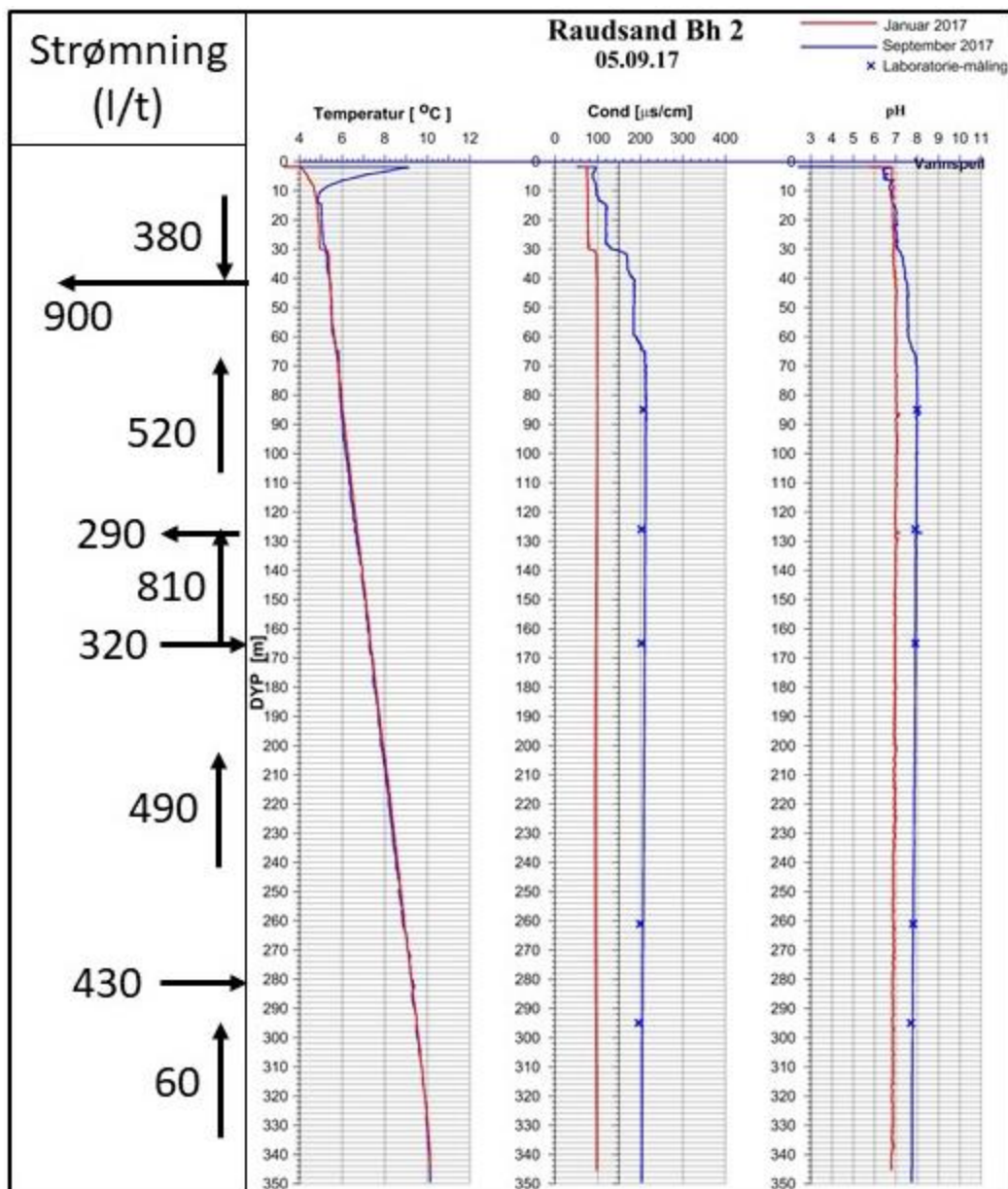
6.7.4 Strømning, vannkvalitet og prøvetaking på Raudsand

NGU undersøkte grunnvannets oppreden ved forundersøkelser for deponi for farlig uorganisk avfall ved Raudsand i Møre og Romsdal (Rønning m. fl. 2017b). Det ble boret fem brønner (diameter 135 mm) ned til ca. dyp 300 m (Bh 1 til Bh 5). Det ble foretatt strømningsmåling, vannkvalitetslogging og prøvetaking i fire av disse. Boringen av Bh4 ble avbrutt ved dyp 240 m av tekniske årsaker og Bh 5 ble boret fra samme standplass, men med steilere fall. I denne rapporten diskuteres bare data fra Bh 2.



Prøvepumping av brønnene ved Raudsand ble foretatt ved først å etablere strømningsmåleren nede i borehullet som vist i Figur 6.28. Pumpen ble så senket ned til dyp 40 m, dette for sikker kontinuerlig pumping. Etter at stabil pumping var etablert (slurpepumping) ble dynamisk strømningsmåling foretatt med konstant hastighet nedover og oppover i borehullet. Innstrømning og utstrømning ble registrert som vist i Figur 6.36. Vannkvalitetslogging og strømningsmåling ble foretatt i januar 2017 og på nytt i september 2017 etter en renovering av sonden. På grunnlag av strømningsdata ble det foretatt vannprøvetaking på fem utvalgte steder i borehullet. Under prøvetaking ble brønnene pumpet slik at en sikret at det var porevann i berget som ble prøvetatt (se Figur 6.36). De fleste prøvetakingspunktene ble lokalisert like over innstrømningspunkter.

Figur 6.35: Prinsipskisse vannprøvetaking i kombinasjon med pumping.



Figur 6.36: Strømning i Bh2 ved Raudsand og logget temperatur, vannets ledningsevne og pH i januar og september 2017. Blå kryss viser laboratorieanalyser av vannets ledningsevne og pH på prøver fra de angitte dyp (fra Rønning m.fl. 2017b og upublisert tilleggsnotat).

Strømningens mønsteret logget samtidig med pumping indikerer flere soner som bidrar til den totale vanngiverevnen på 900 l/t (Figur 6.36). Det strømmer noe vann fra bunnen av borehullet (60 l/t). Ved dypene 280 m og 166 m indikeres større vanninnslag på henholdsvis 430 l/t og 320 l/t. Resten av vannet (380 l/t) strømmer inn over pumpa på 40 meters dyp. Det indikeres også relativt klart at vann strømmer utav borehullet ved dyp 126 m (290 l/t). De opprinnelige strømningens loggene (Rønning m.fl. 2017b) viser lave rotasjonstall og en del støy. Dette er vanskelig å gjøre noe med siden diameteren på brønnen er 135 mm og brønnen gir ikke mer vann enn 900 l/t. For å øke rotasjonstallene, kunne borehullet hatt en mindre diameter, men vi har også sett at diameteren ikke bør være for liten (jfr. diskusjonen i avsnitt 6.6.6.3).

Loggingen av vannkvalitet i Bh 2 ble i januar 2017 foretatt før pumping og prøvetaking av borehullet. Loggingen i september 2017 ble foretatt i god tid etter pumping og med en nyrenovert sonde. Som Figur 6.36 viser, er det nivåforskjeller i disse to målingene. Temperaturen er helt lik bortsett fra naturlige temperatursvingninger dagnært, men vannets ledningsevne og pH ligger lavere i loggingen i januar enn ved loggingen i september. Dette kan skyldes at loggingen i januar ble foretatt før pumping og at de fysiske egenskapene i vannet endret seg ved pumping. Endringen kan også skyldes at sonden ved loggingen i januar viste feil nivå, men at dette ble rettet opp ved renoeringen av sonden før logging i september.

Målt ledningsevne og pH på prøvene fra borehullet stemmer bra med måleverdiene fra loggingen i september. Dette kan ikke avgjøre om det er feil ved sonden eller utskifting av vannet i borehullet som er årsak til nivåforskjeller i vannets ledningsevne og pH da også prøvetakingen ble foretatt etter pumping av borehullet. Ut fra dette kan en konkludere med at med en renovert sonde er det mulig å få gode analyser av både vannets ledningsevne, pH og temperatur, og disse analysene er kontinuerlige og kan vise eventuelle variasjoner nedover borehullene.

6.7.5 Oppsummering og læringspunkter, vannkvalitet og prøvetaking

Vannkvalitetssonde kan logge temperatur, vannets ledningsevne, pH, Eh, oksygenmetning og nitratinnhold. Temperaturen viser stabile og reproduerbare og stabile data. Avvik i temperaturkurven kan indikere innstrømning/utstrømning av grunnvann i et borehull.

Vannets ledningsevne viser også verdier som kan verifiseres meget bra ved analyser i laboratorium. Sprang i vannets ledningsevne kan indikere innstrømning/utstrømning av grunnvann i et borehull.

Målt pH kan avvike noe fra analyser i laboratorium, men med en nyrenovert sonde kan måldata bekreftes ved laboriemåling. Sprang i vannets pH kan indikere innstrømning/utstrømning av grunnvann i et borehull.

Red-oks-potensialet (Eh) er vanskelig å verifisere, og en må bare stole på de målte verdier. Sprang i vannets Eh kan indikere innstrømning/utstrømning av grunnvann i et borehull.

Oksygenmetning er også vanskelig å etterprøve. Testing har vist at målingene reagerer positivt på innpisking av luft og derved oksygen i vannet. Sprang i vannets oksygenmetning kan indikere innstrømning/utstrømning av grunnvann i et borehull.

Analyse av nitratinnhold (NO_3) har vist tvilsomme verdier med konsentrasjoner fra 6,5 til 300 ganger analyserte verdier. Trolig vil sprang i måleverdiene avspeile innstrømning/utstrømning av nitratinnholdig vann.

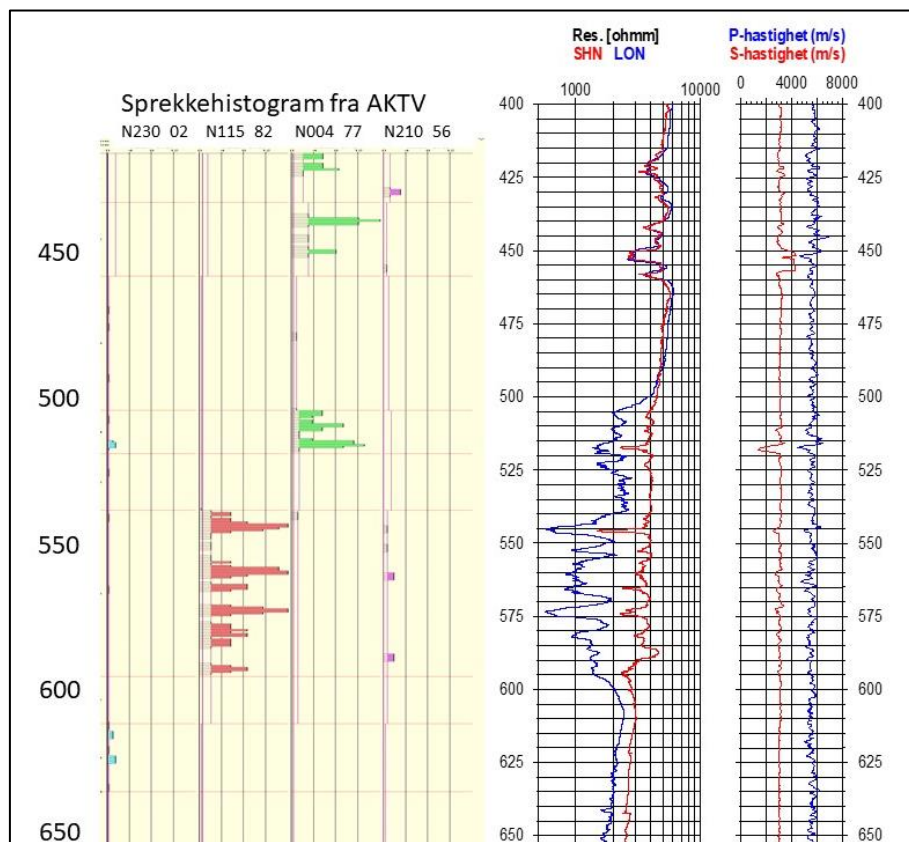
Ved å kombinere prøvetaking med pumping av borehullet kan en sikre seg at det er porevann fra berget som prøvetas og ikke vannet som tilfeldigvis står i borehullet.

6.8 Eksempel på kombinerte logger

I dette avsnittet diskuteres samtoling av forskjellige loggedata, optisk og akustisk televiwer, resistivitet og seismiske hastigheter.

6.8.1 Samspill resistivitet, seismikk og AKTV Drag

Utsnitt av resultater fra logging med optisk televiwer (OPTV), resistivitet og seismiske hastigheter i det 800 m dype borehullet ved Drag er vist i Figur 6.37. Her indikerer OPTV stedvis hyppig oppsprekking, men bare resistivitet gir klare responser på disse.



Figur 6.37: Sprekkehistogram fra OPTV, resistivitet målt med SN og LN og P- og S-bølge hastigheter fra et utsnitt av borehullet ved Drag (fra Elvebakk & Rønning 2011).

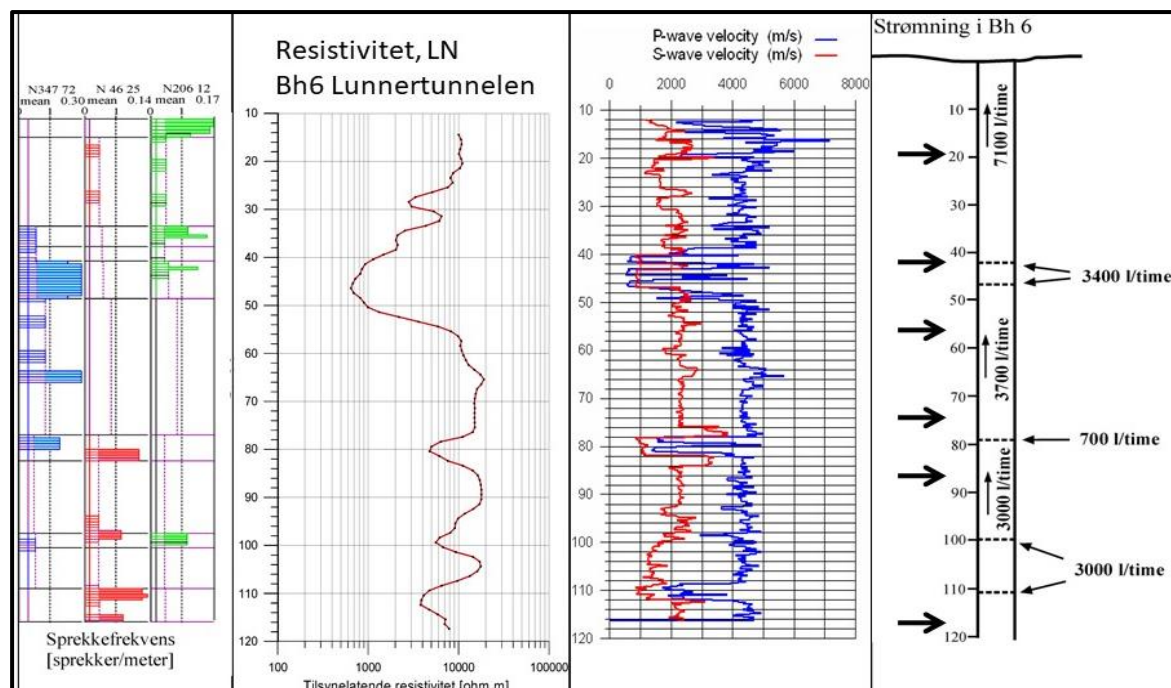
Histogrammene over sprekkefrekvensene vist i Figur 6.37, har alle maksimale verdier på 16 sprekker pr. m. De «røde sprekke» (N115 82) viser maksimumsverdier på 15 sprekker pr. m ved 540, 560 og 575 meters dyp og ni sprekker pr. meter ved dypene 585 m og 592 m. Disse sprekke gir klart lavere resistivitet, spesielt for LN-konfigurasjonen (pol-pol $a=1,6$ m), men verken P- eller S-bølge hastighetene påvirkes nevneverdig. Unntaket er en liten sone ved dyp ca. dyp 517 m. Dette viser at resistivitet kan være en mer følsom metode og kan påvise sprekkesoner bedre enn seismikk. Årsaken til dette er trolig at strømmen søker å gå i sprekke, og at dette gir tilsynelatende lavere resistivitet mellom sprekkesonene. Denne effekten er betydelig mindre for den mer detaljerte SN-konfigurasjonen, og denne viser derfor et mer sant bilde av resistiviteten.

«Grønne sprekker» (N004 77) ved 420 m gir en markert respons på resistivitet, men ingen nevneverdig respons på seismiske hastigheter. Sone med «grønne sprekker» ved dyp 440 m, gir nær ingen respons verken på resistivitet eller seismiske hastigheter, selv om sprekkefrekvensen er noe høyere (13 sprekker/m). En tynn «grønn» sone ved dyp 451 m har lavere sprekkefrekvens (8 sprekker pr. m), men denne viser en mer markert respons på resistivitet, med en liten respons på seismiske hastigheter. En sprekkesone hvor sprekkefrekvensen varierer fra 4 til 13 sprekker pr. m fra ca. dyp 505 m til ca. dyp 520 m, gir markert lavere resistivitet, men også en mindre sone med nedsatt seismiske hastigheter. Det kan se ut som om det ikke er noen klar sammenheng mellom sprekkefrekvens og de geofysiske parameterne resistivitet og seismiske hastigheter.

En kan spekulere på hvorfor det ikke er en klarere sammenheng mellom sprekkefrekvenser og variasjoner i resistivitet og seismiske hastigheter. Sprekkeretning, sprekkeåpning og sprekkefylling kan være mulige årsaker. De røde og grønne sprekkegruppene står tilnærmet vinkelrett på hverandre (N115 og N004). Fallet på disse sprekkegruppene er imidlertid tilnærmet det samme (henholdsvis 82° og 77°). Både resistiviteten og de seismiske hastighetene kartlegges langs borehullsretningen, og siden fallet er tilnærmet det samme kan ikke dette være årsaken. Det er derfor nærliggende å tro at varierende respons kan skyldes sprekkeåpning og sprekkefylling. Det er imidlertid gjort lite arbeid på dette.

6.8.2 Samspill OPTV, resistivitet, seismikk og testpumping, Bh6 Lunner

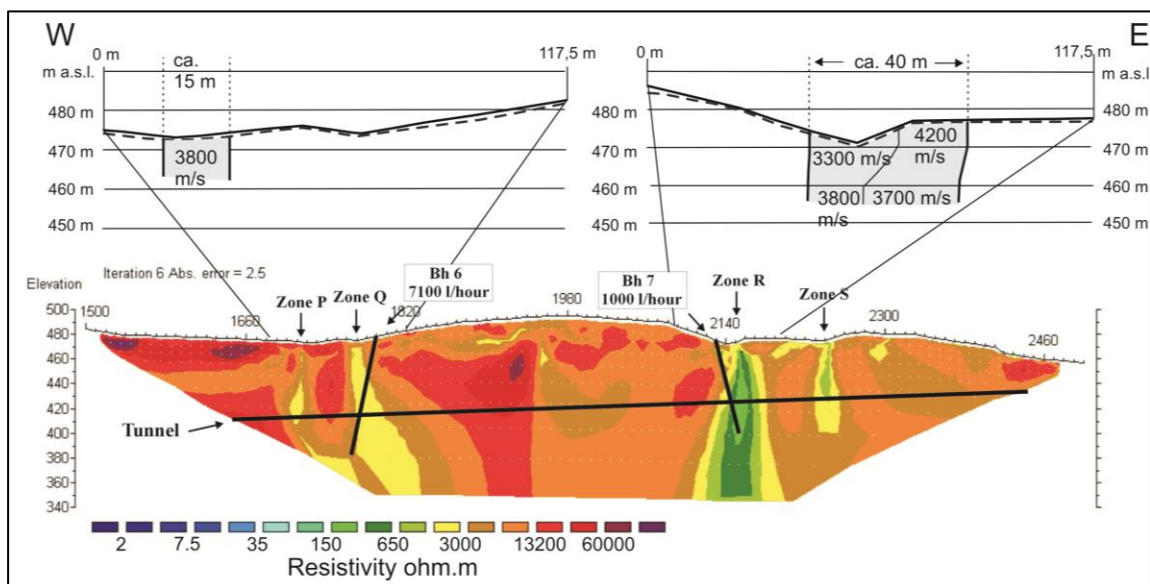
Samspillet mellom påviste sprekker med OPTV, resistivitet og seismiske hastigheter fra Bh6 ved Lunnertunnelen er vist i Figur 6.38. I tillegg vises resultater fra statiske strømningsmålinger.



Figur 6.38: Sprekkehistogram fra OPTV, resistivitet målt med LN, P- og S-bølgehastigheter og resultater fra pumping, Bh6 ved Lunnertunnelen (fra Rønning 2003, her reprocessert med mindre filtrering).

Ved det 120 m dype borehullet Bh6 ved Lunnertunnelen er det påvist tre sprekkegrupperinger. Gjennomsnittlig strøkretning og fall er N347 72 (blå), N046 25 (røde) og N206 12 (grønne). Resistiviteten (her bare Long Normal) viser i hovedsak en klar sammenheng med påviste sprekker, dette til tross for relativt lave sprekkefrekvenser. I motsetning til borehullet ved Drag (forrige avsnitt), viser både P- og S-bølg hastighetene klare responser, men disse er mye mer detaljerte enn det resistiviteten viser. Den sammenhengende sonen med lav resistivitet mellom dypene 40 og 50 m (hovedsakelig «blå sprekker») er oppdelt i minst tre separate soner ved de seismiske målingene. Årsaken til dette ligger trolig i måten strøm og seismiske bølger forplanter seg i oppsprukket materiale. Strømmen vil finne frem til vannfylte sprekker og følge disse, mens lyden går raskest gjennom de massive partiene mellom sprekkene. Dette betyr at resistiviteten viser sammenhengende partier med lave resistivetsverdier, mens de seismiske bølgene gir mer detaljerte avbildninger av enkeltsprekker/tynne sprekkesoner.

Denne forskjellen i måte de to metodene resistivitet og seismikk gir respons på, er trolig årsak til avvikende responser ved resistivitet og refraksjonsseismikk på bakken ved østlige del av Lunnertunnelen (Rønning 2003).



Figur 6.39: Resistivetsprofil og to korte refraksjonsseismiske profiler over Lunnertunnelen, se tekst for detaljer (fra Rønning m.fl. 2013a).

Resistivetsmålingene (Wenner 10 m) langs østlige ende av Lunnertunnelen (også omtalt i avsnittene 3.1.3 og 3.4.1) viser til dels klare responser på de fire geologisk kartlagte svakhetssonene P, Q, R og S (Figur 6.39). Mest markert var responsen på sonene Q og R og det ble derfor boret to brønner mot disse (Bh6 og Bh7). Loggedata fra Bh6 er vist i Figur 6.38. Sone R viste klare responser både på resistivitet (ned mot 200 Ω m) og klare responser på refraksjonsseismikken (hastigheter 3300 m/s og 4200 m/s over 3800 m/s og 3700 m/s). Sone P viste en viss respons på refraksjonsseismikken (3800 m/s) men denne «synes å bli borte mot dypet» slik tolker uttrykte det. Sone Q derimot gir ingen respons på refraksjonsseismikken. Årsaken til dette er trolig at denne sonen består av mer eller mindre parallelle sprekker (de «blå sprekke», N347 72), og selv om enkelte av disse har en åpning på opp mot 5 cm (avsnitt 3.1.3), vil de likevel ikke vise noen klar hastighets-

nedsettelse siden de står steilt (gjennomsnittlig fall 72° mot øst). Ved resistivetsmålingene følger strømmen et nettverk av sprekker og som vist i Figur 6.38 gir dette et sammenhengende bilde med lav resistivitet. Denne analysen viser at resistivetsmålinger kan være en mer følsom metode for påvising (og karakterisering) av svakhetssoner i berg.

6.8.3 Geologisk logg fra geofysiske logger i borehull på Tøyen.

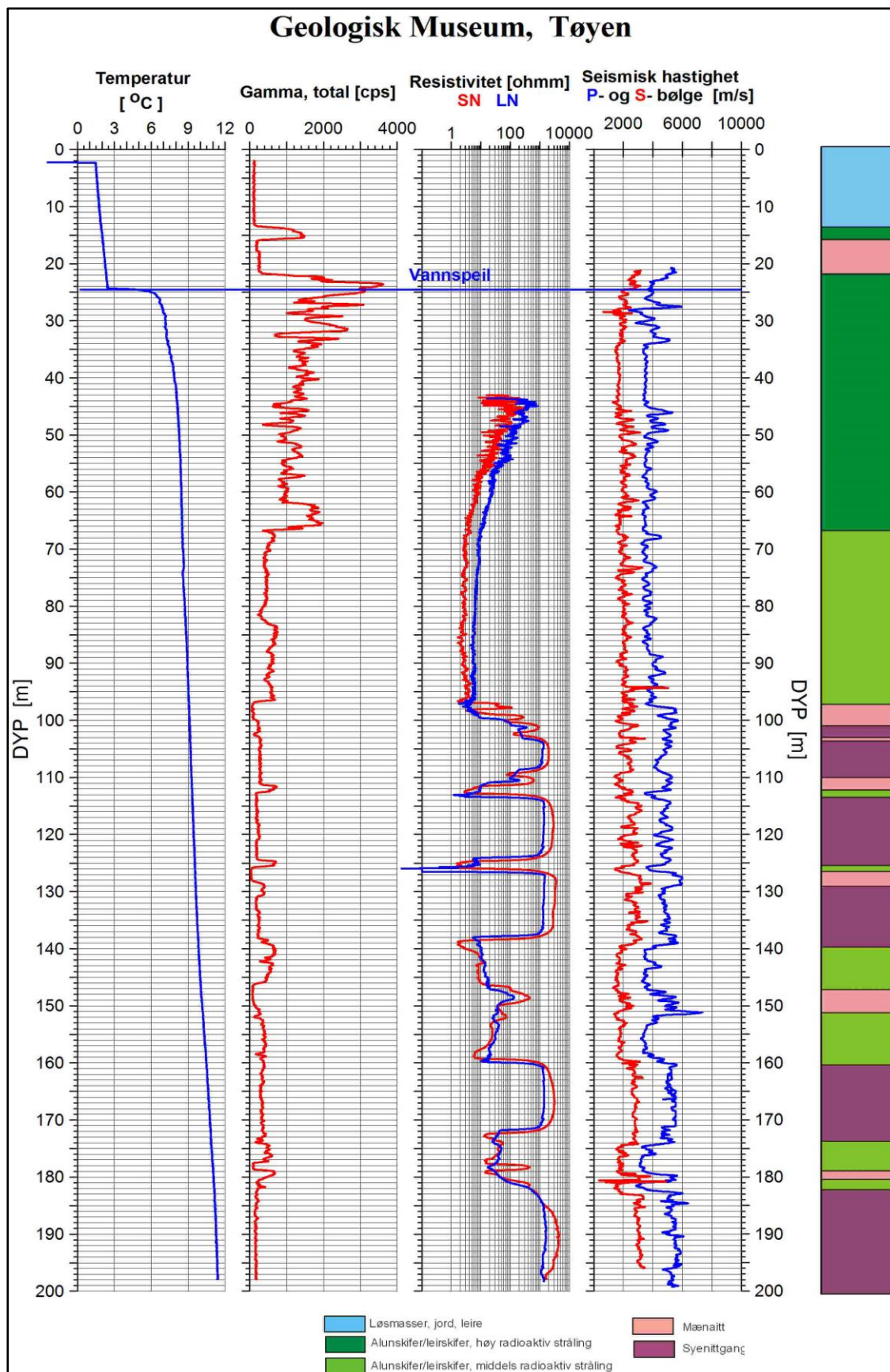
Radioaktiviteten i borehullet ved Geologisk museum på Tøyen er tidligere omtalt i avsnitt 5.5.1. Hullet er boret med brønnboringsrigg, og det finnes ikke geologisk informasjon annet enn borekaks, geofysiske logger og bilder fra optisk televiwer.

Total gammastråling (styrt av urankonsentrasjonen), resistivitet og seismiske hastigheter viser markerte variasjoner nedover i borehullet (Figur 6.40). Ut fra disse variasjonene, observasjoner med optisk televiwer og farge på borekaks er det laget en bergartslogg for dette borehullet. Dette viser at det ved gunstige betingelser kan være mulig å lage en geologisk logg ut fra geofysisk logging av borehull.

6.8.4 Oppsummering og læringspunkter

Resistivitet har ved flere tilfeller vist seg å være mer følsom overfor oppsprekking enn det refraksjonsseismikk er. Dette har trolig sammenheng med at strømmen søker minste motstands veg og finner frem til vannfylte sprekker i berget og følger disse, eventuelt også ledende mineraler. Ved refraksjonsseismikk ser en alltid på de først ankomne bølgene, og disse har funnet hurtigste veg som er gjennom massive deler av berggrunnen. Ved moderat oppsprekking kan derfor resistivitet påvise soner som oversees ved refraksjonsseismikk mens større knusningssoner påvises ved begge metodene. Sone Q ved Lunnertunnelen er et eksempel på en sone som ble påvist med resistivitet på bakken (og i borehull), men oversett med refraksjonsseismikk. Denne sonen gav betydelige mengder med vann (se Figur 6.38).

Logging av flere geofysiske egenskaper som gammastråling og resistivitet, men også IP-effekt og SP (Figur 6.25) kan, sammen med data fra optisk televiwer, gi grunnlag for å utarbeide berggrunnslogg fra et borehull der en ikke har kjerner. Dette betyr at en kan benytte seg av billigere brønnboringer ved forundersøkelser for tunneler. Borehullet ved geologisk museum på Tøyen er et eksempel på dette (Figur 6.40). Dette er selvsagt ikke noe alternativ dersom en trenger kjernene for andre analyser.



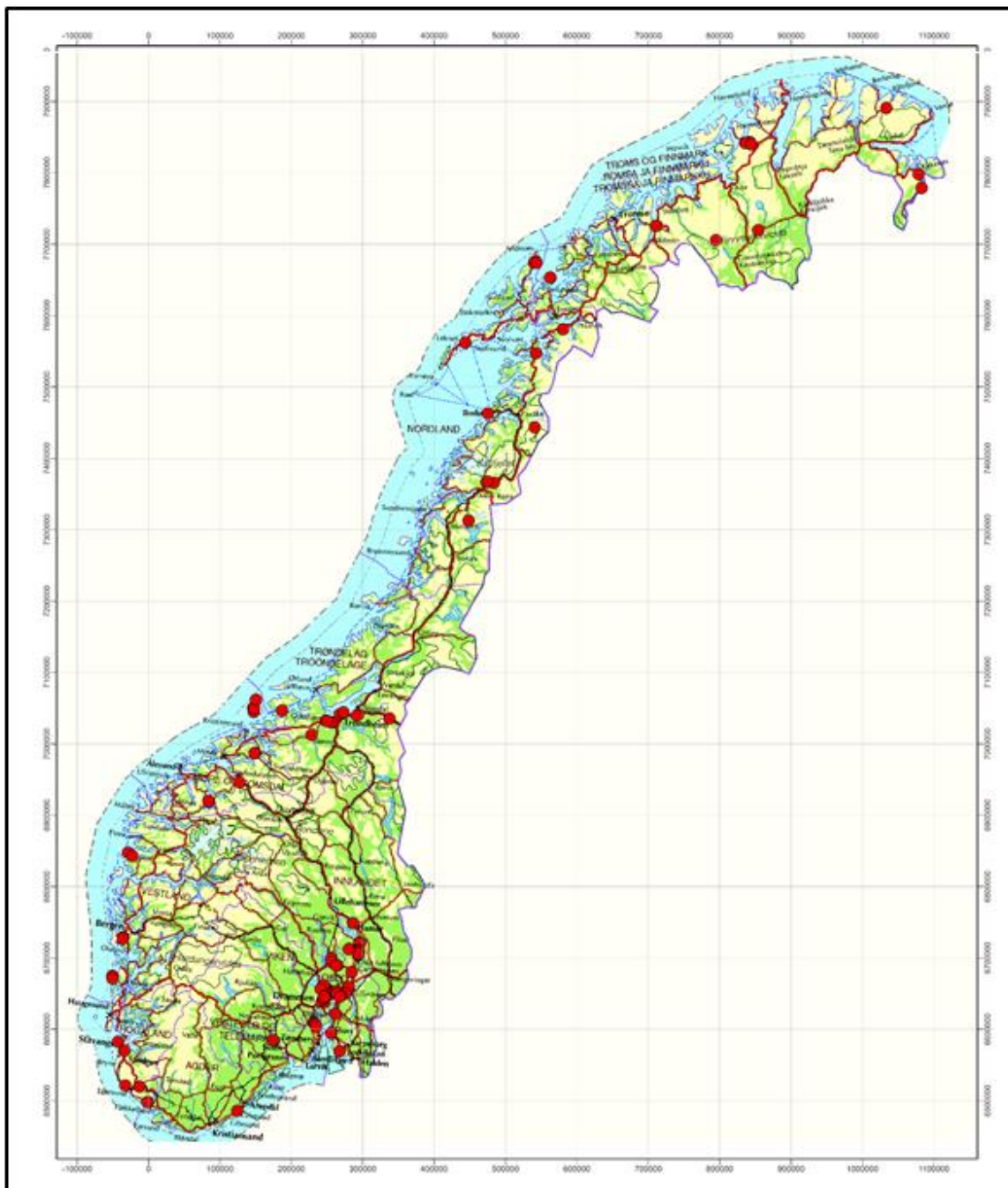
Figur 6.40: Logget temperatur, total gammastråling, resistivitet (SN og LN) og seismiske hastigheter i borehullet ved geologisk museum på Tøyen. Berggrunnslogg er laget ut fra OPTV-bilder, geofysiske data og farge på borkaks (fra Elvebakk 2013).

7. ANDRE METODER OG UNDERSØKELSER

I dette kapittelet presenteres resultater fra andre undersøkelser innenfor ForForUT, undersøkelser som ikke er rene metodestudier, men mer kunnskapsoppbygging.

7.1 Sammenstilling av petrofysiske egenskaper i norske bergarter

NGU har logget mer enn 200 brønner og borehull i Norge ved utgangen av 2020. En oversikt over lokalisering av disse er vist i Figur 7.1.



Figur 7.1. Undersøkte brønner og borehull i Norge (fra Elvebakk og Larsen 2021).

NGU har logget kjerneborehull og brønner i Norge siden år 2000. Sonde for logging av P- og S-bølgehastighet ble ikke anskaffet før i 2005. I en tidlig fase av samarbeidsprosjektet med Vegdirektoratet, ForForUT (Forbedrede Forundersøkelser Utbygging Tunneler), ble seismiske hastigheter, resistivitet og naturlig gammastråling fra alle logginger sammenstilt (Elvebakk 2011c). I de ti årene som har gått etter dette, har NGU logget et betydelig antall flere borehull, og som en avslutning av samarbeidsprosjektet er denne første rapporten oppgradert (Elvebakk & Larsen 2021). Totalt antall brønner som er logget er godt over 200.

7.1.1 Sammenstilling av seismiske hastigheter i norske bergarter

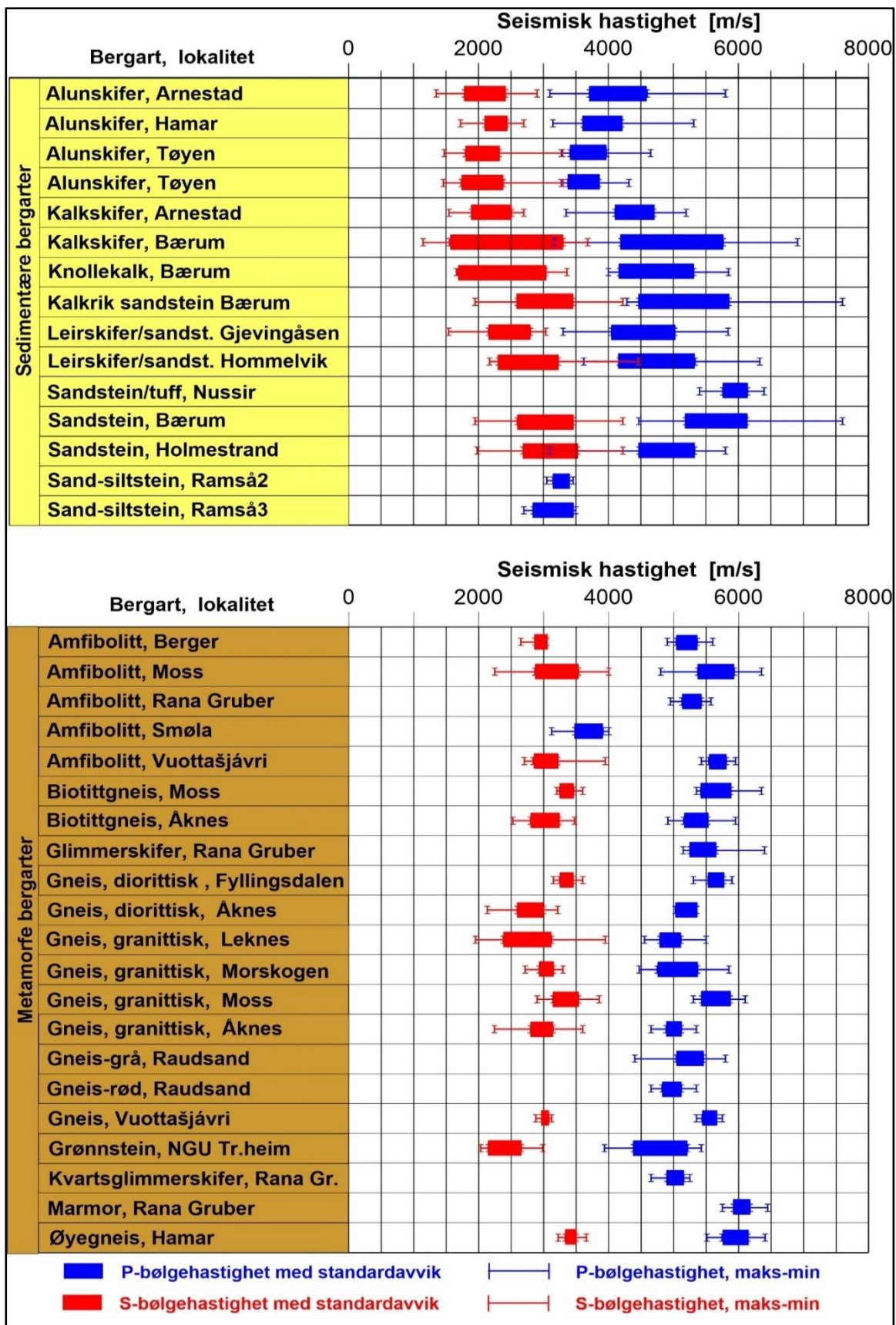
I denne sammenstillingen av seismiske hastigheter er det lett frem til partier i borehullene der berget er lite oppsprukket. Dette betyr at de hastighetene som presenteres i Figurene 7.2A og 7.2B, kan regnes som representative hastigheter for ikke oppsprukne bergarter. Disse kan derfor benyttes som en referanse når bergmassekvalitet skal vurderes (jfr. Tabell 4.2, avsnitt 4.1.4). Selv om en har funnet frem til lite oppsprukne partier, varierer likevel både P- og S-bølgehastighetene innenfor hver bergartsenhet. Ett og samme borehull kan inneholde flere bergartstyper. En må her også være klar over at lokale spenningsvariasjoner påvirker hastigheten.

S-bølgene kan være vanskelig å identifisere, og derfor mangler S-bølgehastigheter i noen borehull eller i deler av borehull.

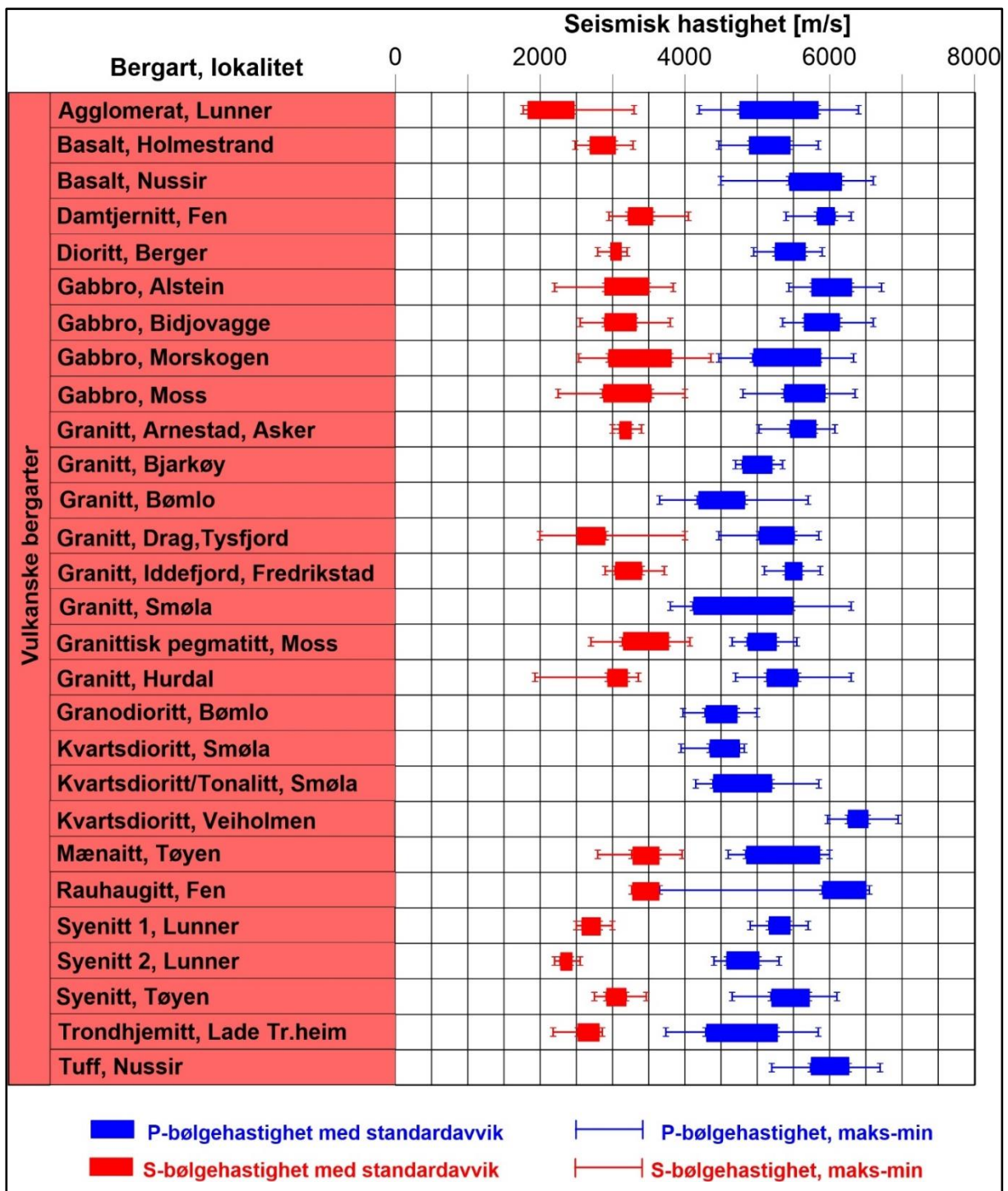
For å vurdere bergmassekvalitet er P-bølgehastigheten viktigst. I sedimentære bergarter ligger denne i hovedsak rundt 5000 m/s (Figur 7.2A). Her fremstår alunskiferen med en anomalt lav hastighet ned mot 4000 m/s og delvis lavere.

P-bølgehastigheten i metamorfe bergarter ligger jevnt over mellom 5000 m/s og 6000 m/s. Også her finnes unntak. Grønnstein i Trondheim ligger noe lavere, men det er uklart om dette skyldes noe større oppsprekking. Det må bemerkes at det finnes data bare fra en brønn i grønnstein.

I vulkanske bergarter (Figur 7.2B) er det i hovedsak P-bølgehastigheter mellom 5000 og 6000 m/s. Gabbro fra Alstein i Boknafjorden, Kvartsdioritt fra Veiholmen (Smøla) og Rauhaugitt fra Fensfeltet skiller seg ut med spesielt høye P-bølgehastigheter (delvis > 6000 m/s). En kjenner ellers til at ultramafiske bergarter kan ha enda høyere P-bølgehastighet (7000 m/s) men NGU har ikke borehullsdata på dette.



Figur 7.2A: Logget P- og S-bølg hastigheter i lite oppsprukket sedimentære og metamorfe bergarter i Norge. For detaljer henvises det til Elvebakk & Larsen (2021).



Figur 7.2B: Logget P- og S-bølgehastigheter i lite oppsprukket vulkanske bergarter i Norge. For detaljer henvises det til Elvebakk & Larsen (2021).

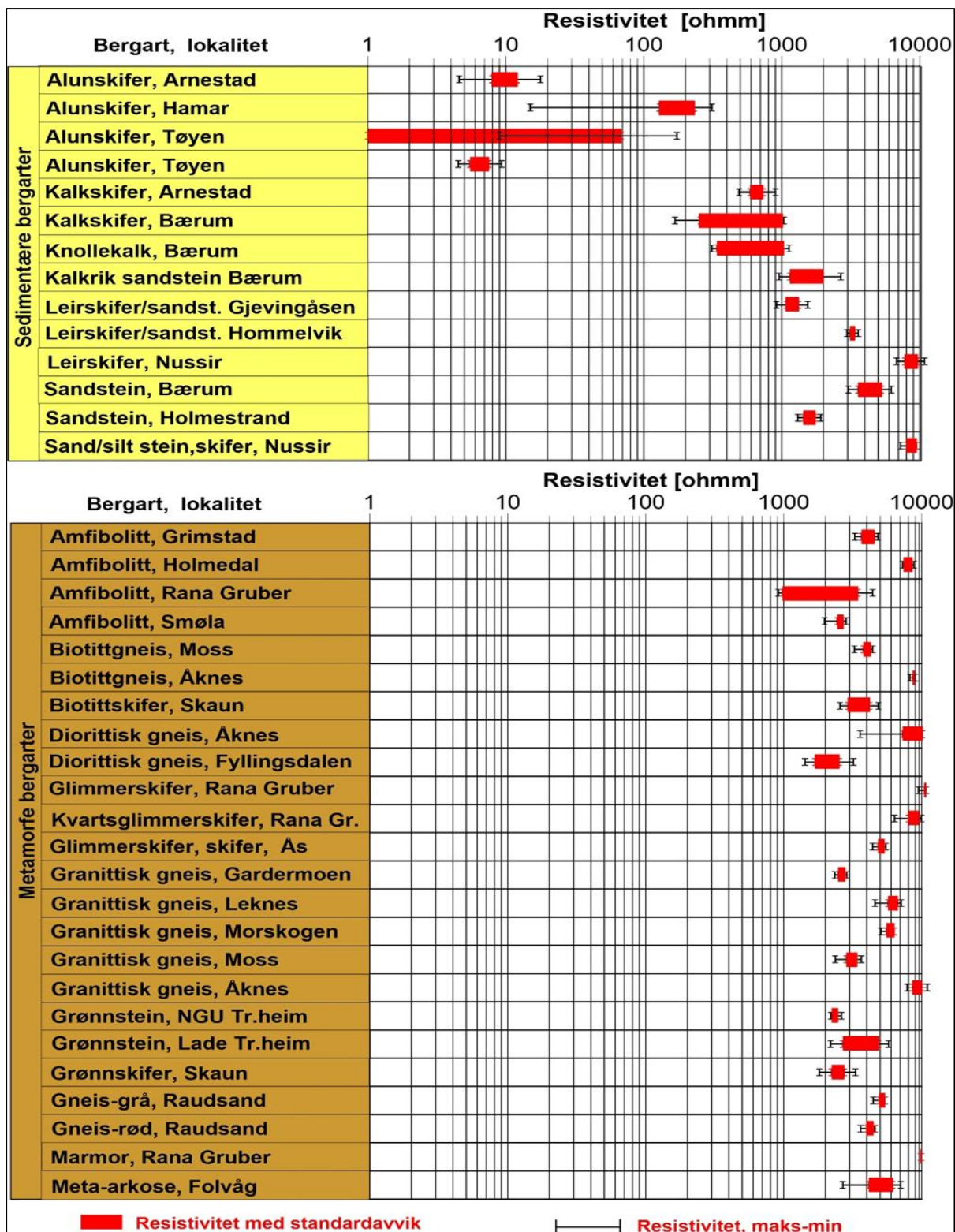
7.1.2 Sammenstilling av resistivitet i norske bergarter.

NGU har tidligere sammenstilt også resistivitet innenfor samarbeidsprosjektet med Vegdirektoratet, ForForUT (Forbedrede Forundersøkelser Utbygging Tunneler, Elvebakk 2011). I de ti årene som har gått etter dette, har NGU logget et betydelig antall flere borehull, og som en avslutning av samarbeidsprosjektet er denne første rapporten oppgradert (Elvebakk & Larsen 2021). Totalt antall brønner som er logget over 200.

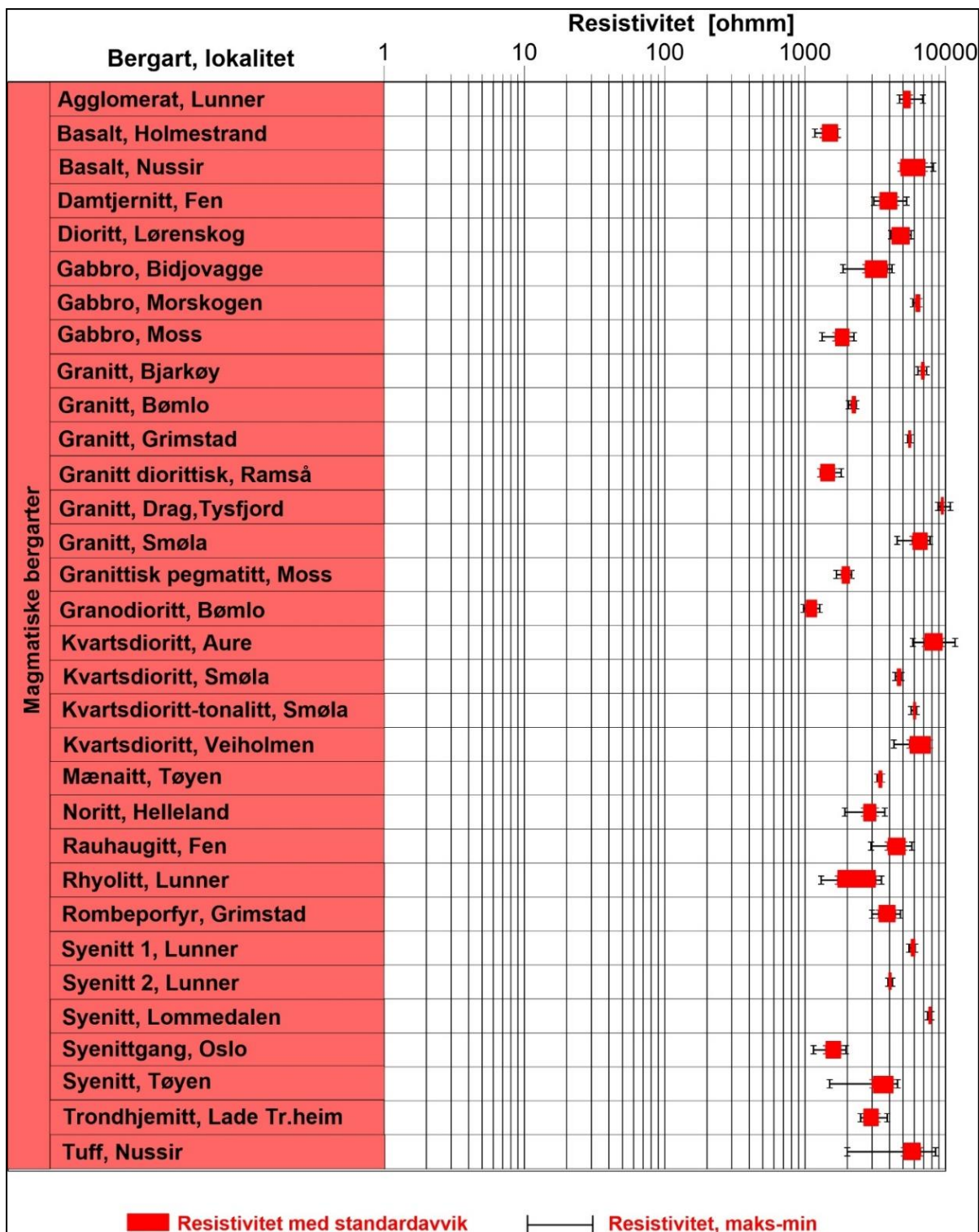
I denne sammenstillingen av resistivitet er det lett frem til partier i borehullene der berget er lite oppsprukket. Dette betyr at de resistivitetsintervallene som presenteres i Figurene 7.3A og 7.3B, kan regnes som representative verdier for ikke oppsprukne bergarter. Disse kan derfor benyttes som en referanse når bergmassekvalitet skal vurderes og sprekkesoner karakteriseres (jfr. Tabell 3.2, Avsnitt 3.4.1). Selv om en har funnet frem til lite oppsprukne partier, varierer likevel resistiviteten innenfor hver bergartsenhet. Hvert borehull kan inneholde flere bergartstyper.

Som vist i Figur 7.3A, er resistiviteten i alunskifer spesielt ved Arnestad skole i Asker og ved Geologisk Museum ved Tøyen, men også ved Hamar, mye lavere enn i andre bergarter. Dette skyldes nok et visst innhold av grafitt, og i praksis betyr dette at alunskifer kan kartlegges ved bruk av resistivitetsmålinger både fra helikopter og på bakken (se bl.a. Walker 1993, Paffhuber m.fl. 2017).

En legger også merke til at kalkskifre i Oslofeltet (ved Arnestad i Asker og i Bærum) og knollekalk i Bærum har resistivitet i hovedsak lavere enn 1000 Ωm . Dette relativt lave resistivitetsnivået kan gjøre at kontrasten i resistivitet mot sprekkesoner blir liten og sonene blir vanskelig å lokalisere/karakterisere. Ut over dette er resistiviteten i norske bergarter i hovedsak godt over 1000 Ωm , og lokalisering og karakterisering av svakhetssoner kan utføres.



Figur 7.3A: Logget resistivitet i lite oppsprukket sedimentære og metamorfe bergarter i Norge. For detaljer henvises det til Elvebakk & Larsen (2021).



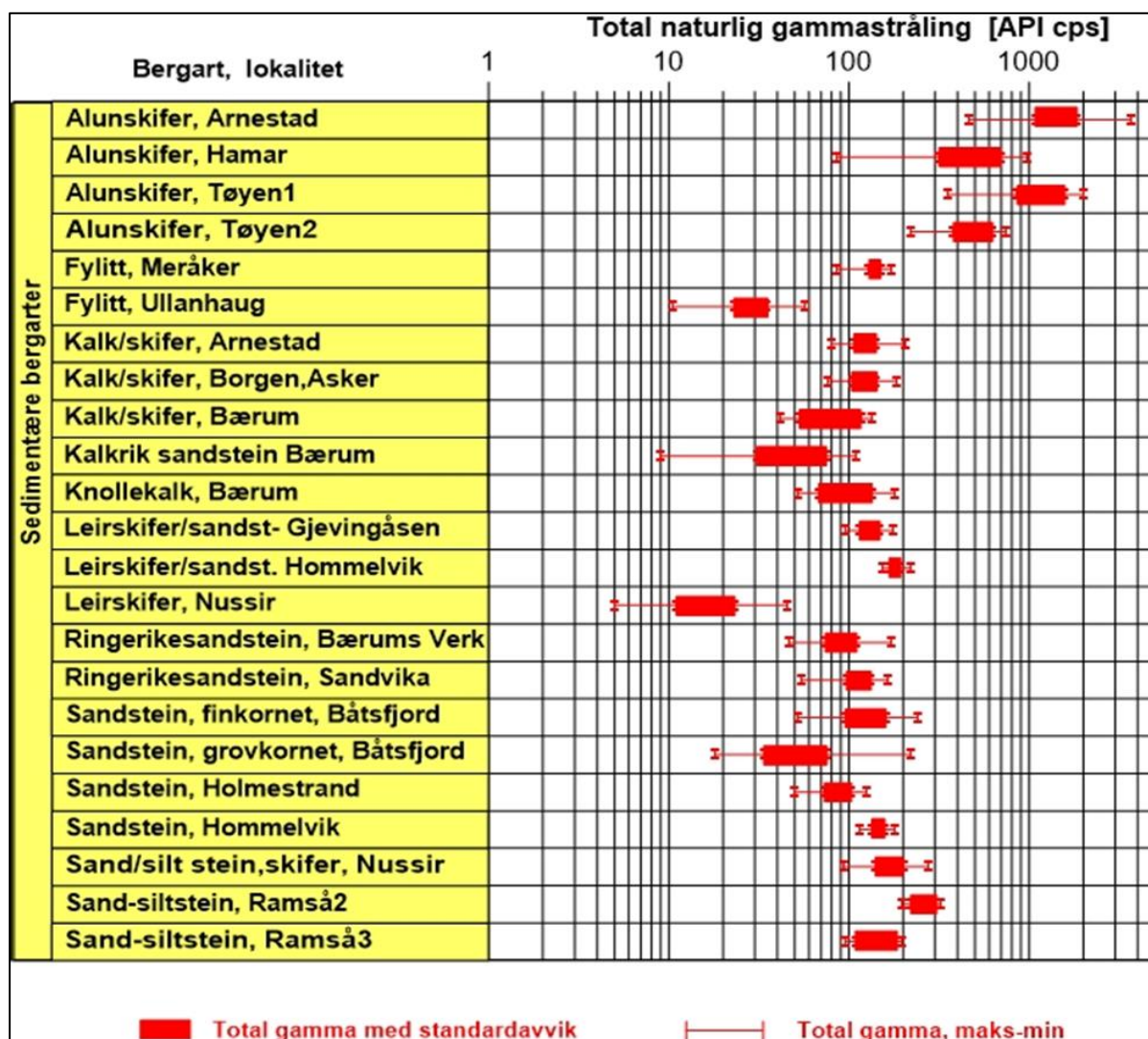
Figur 7.3B: Logget Resistivitet i lite oppsprukket vulkanske bergarter i Norge. For detaljer henvises det til Elvebakk & Larsen (2021).

7.1.3 Total gammastråling i norske bergarter

Figurene 7.4A, 7.4B og 7.4C viser total radioaktivitet i norske sedimentære, metamorfe og magmatiske bergarter målt i API-standard (American Petroleum Institute). Dette innebærer at sondene som er benyttet er alle kalibrert opp mot denne standarden.

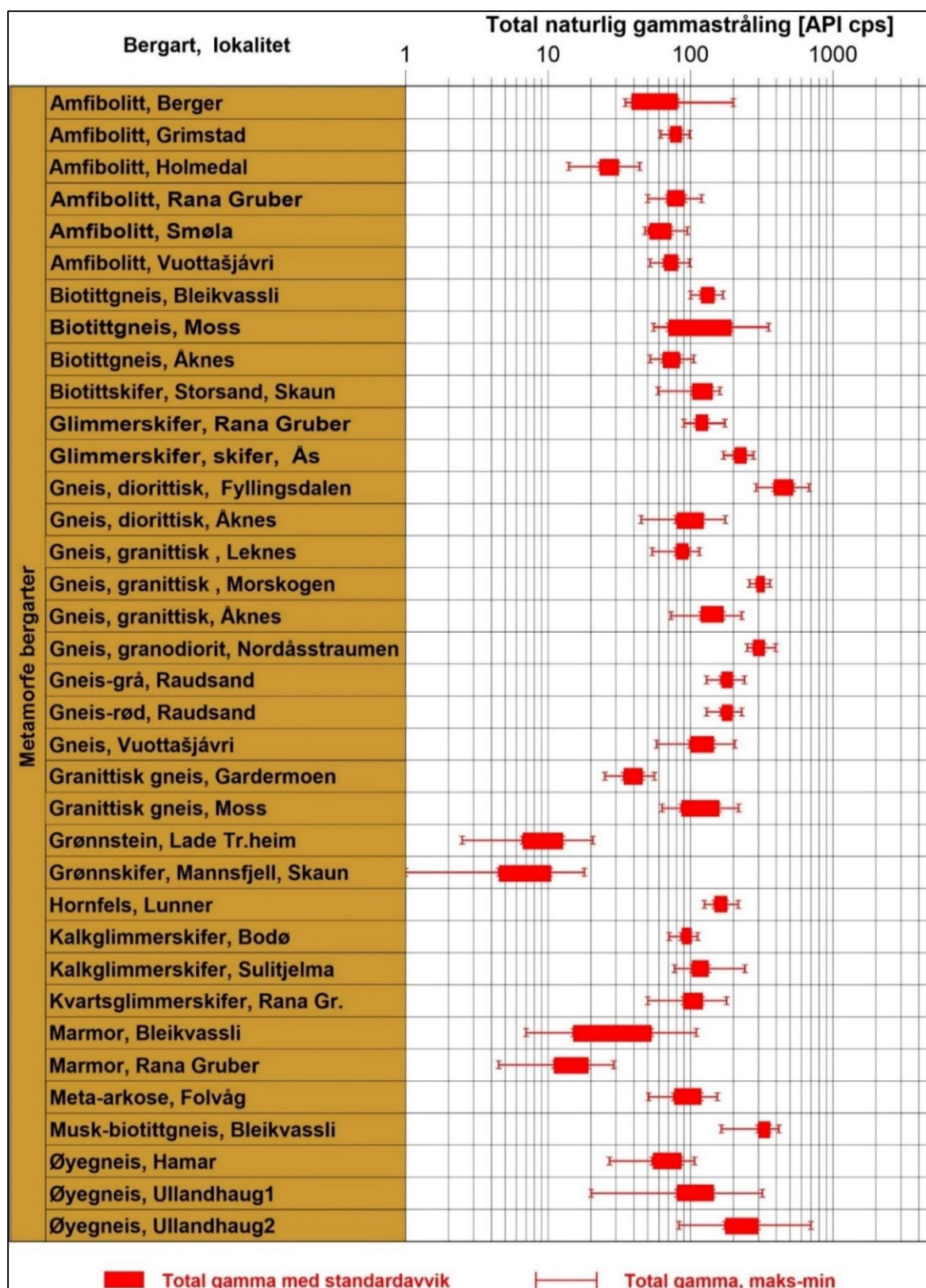
Alunskifer i Oslofeltet skiller seg ut med spesielt høy radioaktivitet. Som tidligere vist (Avsnitt 5.5.1), kan dette i hovedsak skyldes uran, og urankonsentrasjonen kan bli over 200 ppm. Bergarter med urankonsentrasjon over 81 ppm er deponeringspliktig og i kombinasjon med thorium kan denne grenseverdien bli lavere (Avsnitt 5.2.4). Også bergartene Damtjernitt og Rauhaugitt fra Fensfeltet skiller seg ut med spesiell høy radioaktivitet, men her er både thorium og uran dominerende (Elvebakk & Rønning 2019).

Granitter og granittiske bergarter (Figur 7.4C) har noe forhøyet radioaktivitet som forventet, men ikke dramatisk høyere enn f.eks. gneiser og granittiske gneiser (Figur 7.4B).

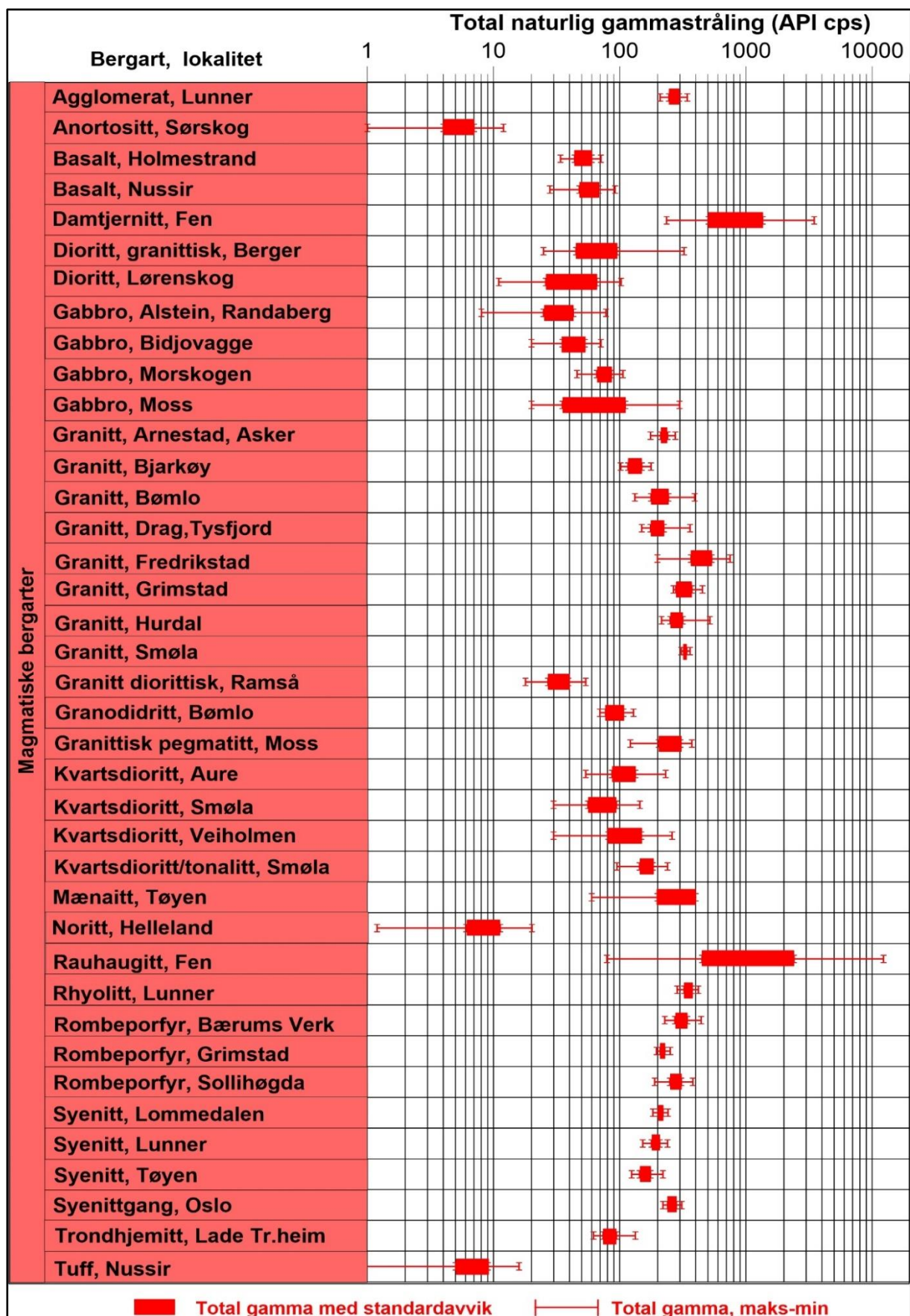


Figur 7.4A: Total gammastråling (counts pr. second, cps API standard) i sedimentære bergarter (fra Elvebakk & Larsen 2021).

Grønnstein og grønskifer i Trondheimsfeltet, Anortositt (Sørskog), Noritt (Helleland) og Tuff (fra Nussir) skiller seg ut med spesielt lav radioaktivitet. En må imidlertid ikke være for kategorisk på dette da det bare er et fåtalls brønner/kjerneborehull som er logget i disse bergartene.



Figur 7.4B: Total gammastråling (counts per second, API standard) i metamorfe bergarter (fra Elvebakk & Larsen 2021).



Figur 7.4C: Total gammastråling (counts per second, API standard) i magmatiske bergarter (fra Elvebakk & Larsen 2021).

7.2 Vanngiverevne i norske bergarter

Som en tidlig del av prosjektet ForForUT, ble det utarbeidet en oversikt over vanngiverevne i norske bergarter (Gundersen & De Beer 2009). Påfølgende tekst og Figur er et utdrag fra rapporten presentert på «Fjellspregningskonferansen» i 2011 (Rønning m.fl. 2011).

7.2.1 Utdrag fra opprinnelige rapport

NGUs nasjonale brønndatabase (GRANADA, www.ngu.no/granada) inneholdt i november 2009 i underkant av 50 000 brønner, hvorav 2 av 3 brønner inneholdt et estimat av vanngiverevne. NGU er klar over at det er en viss usikkerhet i lokaliseringen av de enkelte brønner, og at vanngiverevnen må betraktes som et anslag. Det store antall brønner vil, til tross for usikkerheter, kunne si noe om vanngiverevnene til bergartene i de aktuelle områdene. Som et ledd i samarbeidsprosjektet med Vegdirektoratet, er det foretatt en statistisk analyse av vanngiverevne i forskjellige norske bergarter (Gundersen & DeBeer 2009).

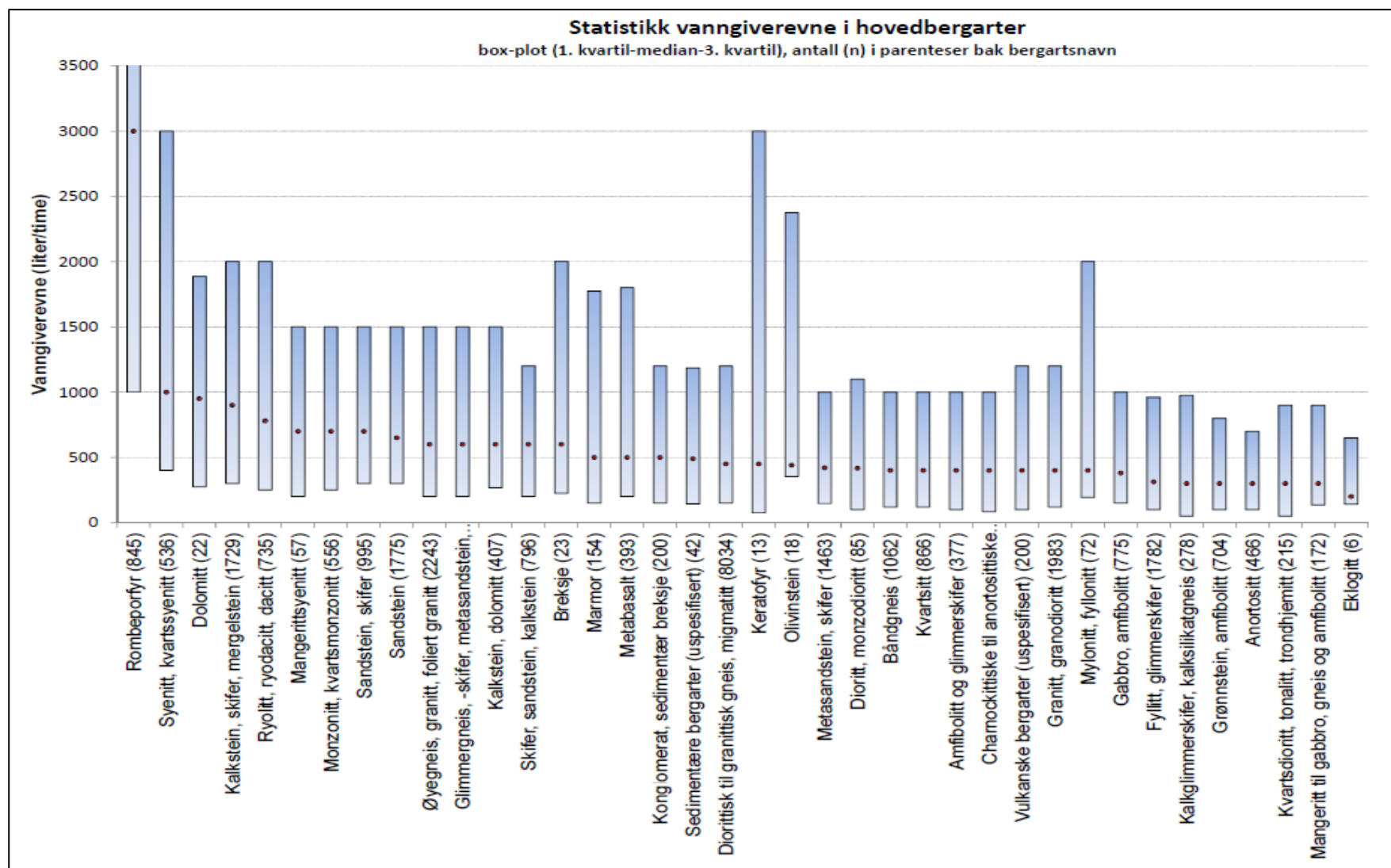
Innenfor hver enkelt hovedtype av norske bergarter, varierer vanngiverevnen i bakgrunnsdata betydelig (se Figur 7.5). Dette skyldes at oppsprekking og andre geologiske fenomener ofte har tilnærmet logaritmisk fordeling. Dertil kommer at en boring i noen tilfeller treffer en større sprekk og gir mye vann, mens en nabobrønn kan treffe mellom sprekkene og være tørr. Vanngiverevnen er også påvirket av topografi, landheving, foliasjon og i mange tilfeller kan lokal grunnvannstand og tettende leire være mer avgjørende for vanninnslag enn bergets egenskaper. En merker seg at sentrale bergarter i Oslofeltet (rombeporfyr og syenitt) er de som gir aller mest vann og derved potensielt de verste bergartene for vannlekkasjer i tunneler.

Et landsdekkende kart som viser median vanngiverevne er vist i Figur 7.6. Et mer detaljert kart over Østlandet i målestokk 1: 500 000 er tilgjengelig fra NGU (Gundersen og DeBeer 2009).

7.2.2 Læringspunkter og anbefaling

Vanngiverevnen i de forskjellige hovedbergarter kan variere til dels mye. Størst vanngiverevne, og derved størst potensiale for vannproblemer ved tunneldriving, har rombeporfyr og syenitt innenfor Oslofeltet.

Den presenterte oversikten ble utarbeidet i 2009 da det var i underkant av 50 000 registreringer i NGUs grunnvannsdatabase (GRANADA). Nå i 2021 er det et betydelig større antall registreringer i databasen, og det burde vært foretatt en ny sammenstilling av vanngiverevne i norske bergarter basert på oppdaterte data.

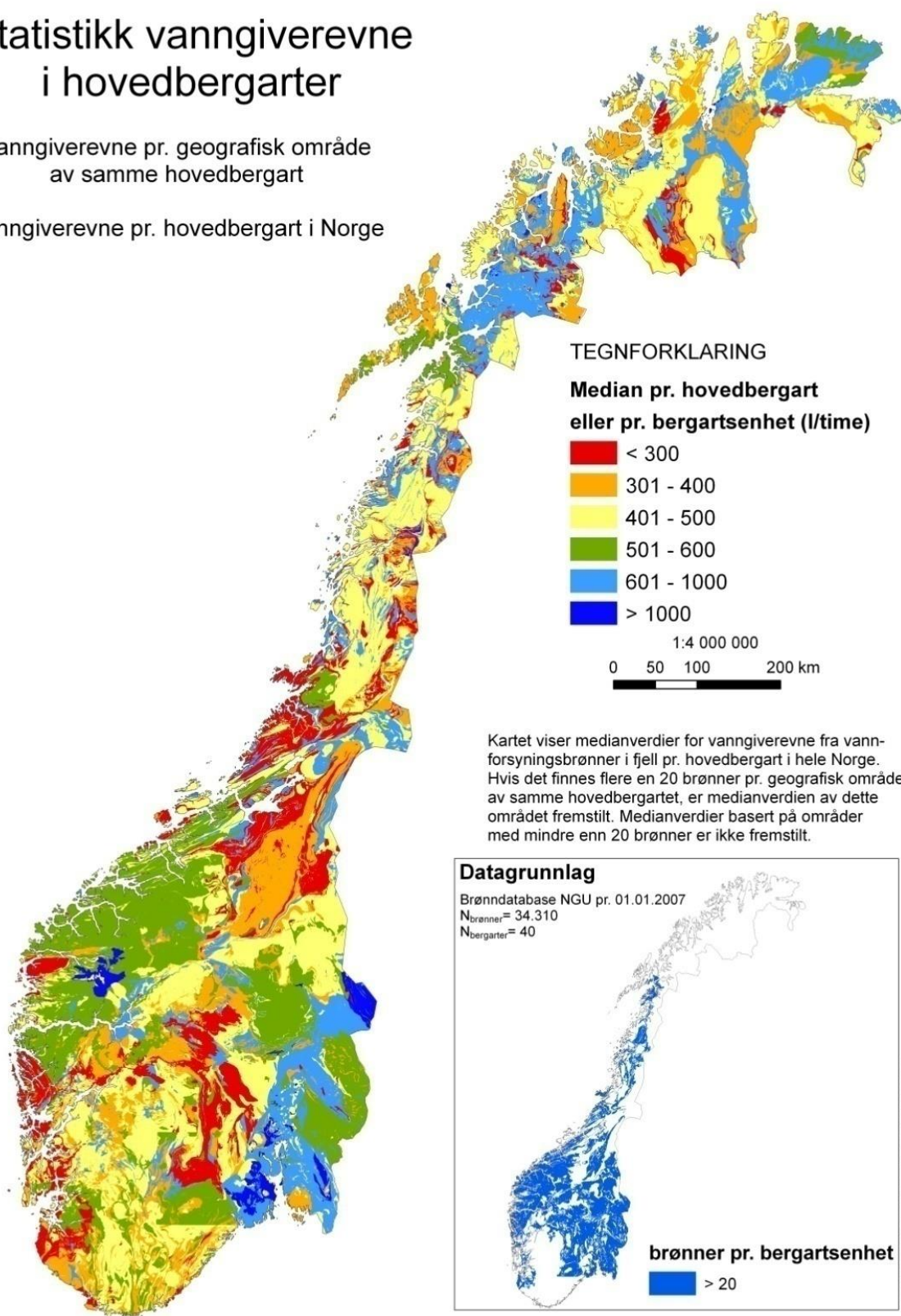


Figur 7.5: Oversikt over vanngiverevne i hovedtyper av norske bergarter angitt med medianverdi i rødt og avvik (blå søyle). Tallet etter bergartsnavn angir antall brønner (fra Gundersen & deBeer 2009).

Statistikk vanngiverevne i hovedbergarter

Vanngiverevne pr. geografisk område av samme hovedbergart

Vanngiverevne pr. hovedbergart i Norge



Figur 7.6: Median vanngiverevne for hovedtyper bergarter i Norge (Fra Gundersen & De Beer 2009).

7.3 Sammenligning av geofysiske responser ved Hanekleivtunnelen

Etter raset i Hanekleivtunnelen første juledag i 2006, utførte NGU kombinerte geofysiske undersøkelser for å se om problemsonen kunne påvises og karakteriseres ved bruk av geofysikk (Rønning m.fl. 2009b).

7.3.1 Anvendte metoder

AMAGER-metoden, samtolkning av lavt magnetfelt og fordypning i terrenget (Avsnitt 2.1), kan grovt lokalisere svakhetssoner. Det kan forventes leiromvandling på sprekkeene. Regionale magnetiske målinger fra fly og helikopter vil vanligvis ikke være detaljerte nok til å bestemme sonenes bredde. Sonenes dyptgående kan i noen sammenhenger modelleres (Olesen et al. 2007). Det første «*Aktsomhetskartet for Tunnelplanlegging på Østlandet*» ble publisert av NGU i november 2006 (Olesen 2006), en måned før raset i Hanekleivtunnelen. Dette kartet er flere ganger oppdatert som en del av samarbeidsprosjektet med Vegdirektoratet (Baranwal m.fl. 2013, og 2016).

VLF-målinger er en meget rask metode som kan lokalisere soner med forhøyet elektrisk ledningsevne i bakken. Metoden har vært benyttet ved enkelte tunnelundersøkelser, men det er ikke arbeidet noe med metodeutvikling innenfor ForForUT. Metoden benytter militære radiosendere i VLF-båndet (Very Low Frequency) som energikilde. Samspillet mellom primærfeltet fra disse og et oppsatt sekundærfelt i ledende strukturer i bakken, vil gi en elliptisk polarisering av det elektromagnetiske feltet. Helningen på lengste akse i denne (dipvinkelen) vil variere når en passerer en leder, økende positiv mot en leder, ideelt null over lederen og negativ på den andre siden. I noen tilfeller kan en soners bredde tolkes ved at denne dipvinkelen flater ut og i noen tilfeller kan sonenes fall bestemmes (Karous & Hjelt 1983). I tilfeller der en kartlegger svakhetssoner i berg, er responsene vanligvis så svake at dette ikke er mulig. Metoden kan vanligvis ikke nyansere mellom soner med og uten leire.

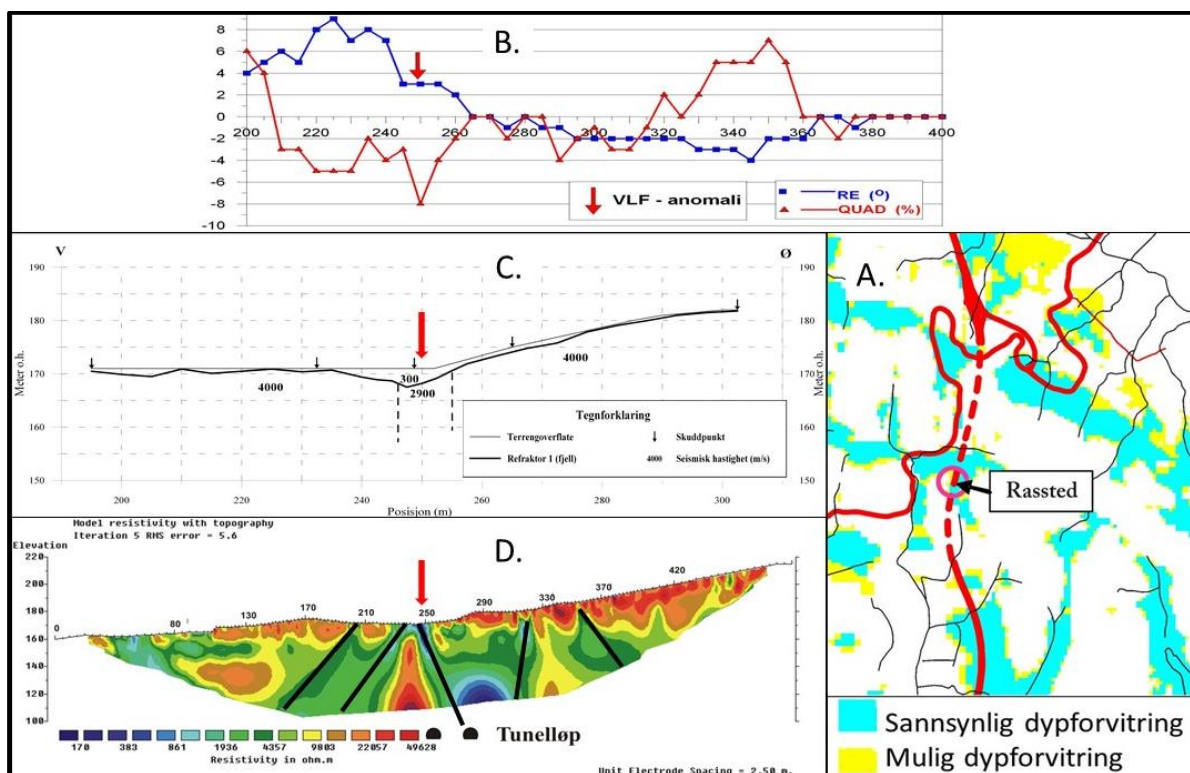
Refraksjonsseismikk (se avsnitt 4.1) lokaliserer og bestemmer sonenes bredde i bergoverflaten. Ofte får en ikke energi dypt nok ned i berget til at sonens fall og dyptgående kan bestemmes, noe som ble vist ved inversjonen av de seismiske data over Hanekleivtunnelen (Rønning m.fl. 2009b). Også ved undersøkelsene i Romsdalsfjorden (Rønning m.fl. 2020a, Avsnitt 4.5) og ved modellering (Rønning m.fl. 2020b, Avsnittene 4.3 og 4.4) har en sett at tolking av fall på svakhetssoner er en utfordring. Unntaket her kan være tilfeller der en sone ligger i et forvitret materiale der hastigheten øker gradvis mot dypet. Modellering har vist at metoden kan gi feiltolkninger der bergtopografien er sterkt undulerende (Westerdahl 2003). Refraksjonsseismikk er den mest ressurskrevende av de metoder som her vurderes. Metoden er imidlertid den sikreste ved angivelse av dyp til berg.

Resistivitetsmålinger kan lokalisere og karakterisere svakhetssoner i berg (se kapittel 3). Bredde dagnært og sonenes fall kan i utgangspunktet bestemmes. Resistivitetsmetoden kan angi utstrekning av sonene mot dypet, men oppløsningen og kvaliteten på data dypere enn ca. 80 meter er høyest usikker, og kunstige effekter som at sonene kan bli bredere mot dypet, må tas hensyn til ved tolkingen. Ut fra NGUs tolkingmodell, kan en angi om en sone kan karakteriseres som en leirsoner eller en ren oppsprekking (se avsnitt 3.4).

7.3.2 Utvalgte resultater fra Hanekleivtunnelen

Resultater fra AMAGER-metoden ved Hanekleivtunnelen ble diskutert i avsnitt 2.2.2 (Figur 2.4). Rasjonen ligger midt i en sannsynlig forvitringssone, også vist i Figur 7.7A. VLF-målinger indikerer svakhetssoner på alle de tre målte profilene, og spesielt langs profil 1 som vist i Figur 7.7B. Utflatingen av den blå kurven (dipvinkel eller reelldelen) indikerer en sonebredde på ca. 10 m. Den tradisjonelle tolkingen av refraksjonsseismikken (Figur 7.7C) langs det samme profilet indikerer en ca. åtte meter bred sone med hastighet 2900 m/s, noe som kan representere ekstremt dårlig bergmassekvalitet (Tabell 4.2). Det ble også utført tomografisk inversjon av disse data, uten at det viste noe mer informasjon (Rønning m. fl. 2009b). Resistivetsdata (Figur 7.7D) indikerer et større parti med spesielt lav resistivitet. Flere enkeltstående soner kan tolkes, og en av disse peker mot tunnelområdet (markert med rød pil). Sonens bredde kan tolkes til ca. 10 m, og den strekker seg mot dypet lengre enn metoden kan se (ca. 60 m). Resistiviteten i sonen er ned mot 500 Ωm , og kan tolkes som leirsoner (Tabell 3.2, Avsnitt 3.4.1). Undersøkelser på rasmaterialet viste leirromvandling på sprekkeene (Avsnitt 2.2.2).

Raset gikk i søndre tunneløp, mens denne sonen peker mot nordre tunneløp. Det er imidlertid usikkerheter ved tolking av fallet, og sonen krysser tunnelen i en spiss vinkel. Et naboprofil indikerer en sone som peker mot søndre tunneløp (Rønning m.fl. 2009b).



Figur 7.7: Utvalgte geofysiske data fra undersøkelser ved Hanekleivtunnelen. Røde piler markerer indikert sone. A. AMAGER-tolking som viser at tunnelen går langs en sannsynlig dypforvitringssone. B: VLF-data viser en svak men klar anomali på en sone med bredde ca. 10 m. C: Refraksjonsseismikk indikerer en ca. 8 m bred sone med hastighet 2900 m/s. D: Resistivitet indikerer et parti med flere mulige svakhetssoner hvorav en peker mot tunnel-området (Data fra Rønning m.fl. 2009b).

7.3.3 Oppsummering og læringspunkter Hanekleivtunnelen

Styrke og svakheter ved de forskjellige metodene for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg er oppsummert i Tabell 7.1.

AMAGER-metoden er en lite ressurskrevende metode siden NGU har samlet inn mye regional geofysikk, og tolkinger foreligger på NGUs nettsider. Metoden er ment som en påminnelse om at det kan finnes soner som bør undersøkes nærmere med mer detaljerte metoder. Andre begrensninger med metoden er beskrevet i Avsnitt 2.3.

VLF er en elektromagnetisk metode som kan påvise svakhetssoner og, i noen tilfeller som ved Hanekleivtunnelen, si noe om sonenes bredde. Metoden er lite ressurskrevende, men ofte kan de få aktuelle VLF-senderne ha driftshvile, og en vil mangle energikilde.

Refraksjonsseismikk gir informasjon om løsmassetykkelser i tillegg til å påvise og karakterisere svakhetssoner i berg. Metoden kan lokalisere svakhetssoner under marine leirlag, gi informasjon om sonenes bredde og en kan ut fra p-bølgehastighet karakterisere bergmassekvaliteten (Tabell 4.2). Ved tradisjonelle tolkinger har metoden utfordringer når det gjelder tolking av sonenes fall og dyptgående. Modellering og inversjon av reelle data har vist at tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre (Rønning m.fl. 2020a og 2020b), kan si noe om sonenes dyptgående.

Resistivitetsmetoden kan lokalisere svakhetssoner om ikke det er for stor tykkelse av marine sedimenter (Reiser m. fl. 2009, Avsnittene 3.2.6 og 3.2.7). Metoden kan gi informasjon om sonenes bredde, og til en viss grad sonenes fall og dyptgående (modellering). Ut fra NGUs tolkingsmodell kan også mulig leiromvandling i sonene tolkes. Resistivitetsmodellering har også vist at det selvsagt trengs en viss kontrast i resistivitet (Reiser m.fl. 2009, Avsnitt 3.2.5), og enkelte bergarter kan i utgangspunktet ha så lav resistivitet, at metoden kan feile (Elvebakk & Larsen 2021).

Tabell 7.1: Styrke og svakheter ved metoder som benyttes for lokalisering og karakterisering av svakhetssoner i berg (Fra Rønning m.fl. 2009b).

Metode	Lokalisering svakhetssoner	Lokalisering under marin leire	Sonens bredde	Sonens fall	Sonens dyptgående	Påvising av leire	Ressursbruk
AMAGER	+	+/-	-	-	-	+	+++
VLF-EM	+	-	+/-	-	-	-	++
Refr. Seis.	+	+	+	-	-/+	+	-
Resistivitet	+	-	+	+	+	+	+

7.4 Geofysikk og bergkvalitet fra drivingen av Knappetunnelen

NGU har, sammen med medarbeidere fra Vegdirektoratet og firmaene GeoPhysix og Intelligent Resources (Canada) sammenlignet geofysiske responser med resultater fra drivingen av Knappetunnelen i Bergen (Rønning m.fl. 2016a og 2019a). Disse arbeidene er tidligere presentert på bergmekanikkdager (Rønning m.fl. 2017a og 2019b). I det følgende blir det gitt et utdrag av sistnevnte artikkel.

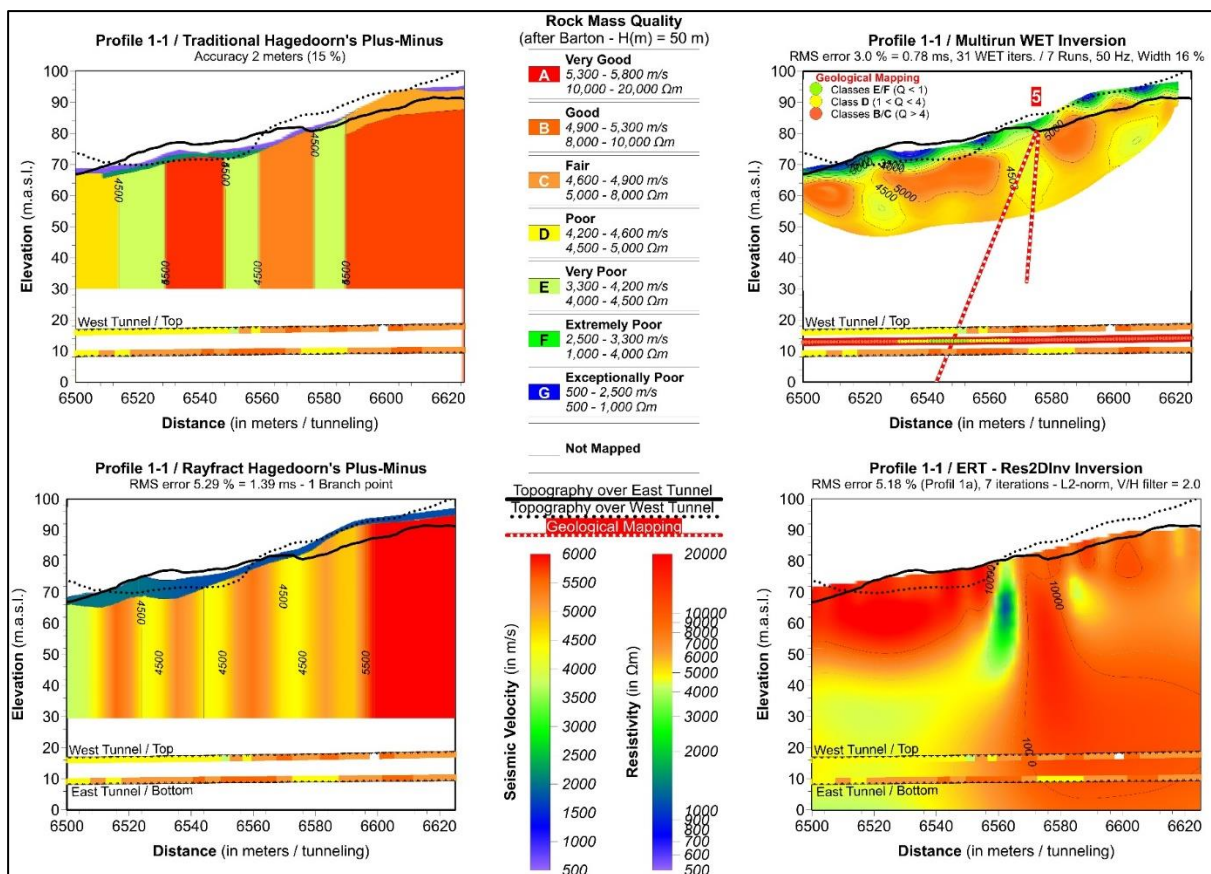
7.4.1 Datagrunnlag ved undersøkelsene langs Knappetunnelen

Påviste svakhetssoner ved forskjellige tolkinger av refraksjonsseismikk og resistivitetmålinger er tidligere sammenholdt med observasjoner ved drivingen av Knappetunnelen i Bergen (Rønning m.fl. 2016a) og presentert på Bergmekanikkdagen 2017 (Rønning m.fl. 2017a). I ettertid har ny kompetanse og nye inversjonsrutiner vist at inversjonen av refraksjonsseismikken ikke var optimal, og en ny inversjon med antatt beste prosedyre ble foretatt (Rønning m.fl. 2019b). De refraksjonsseismiske data ble samlet inn av GeoPhysix (Wåle 2009) og resistivitetsdata av NGU (Ganerød m.fl. 2009a). Geofonavstand var 5 m og skuddavstand 30 m mens det ved resistivitetmålingene ble benyttet en elektrodeavstand på 10 m.

Terje Kirkeby fra Statens vegvesen Vegdirektoratet har foretatt ingeniørgeologiske observasjoner før og under tunneldrivingen og sammenstilt disse (Kirkeby 2010, 2013, og 2019). Jan S. Rønning ved NGU har sammenstilt resultatene fra alle tolkinger, og foretatt en evaluering av metodene (Rønning m.fl. 2016a og 2019a).

7.4.2 Påviste soner ved forskjellige forundersøkelser

Et eksempel på forskjellige tolkinger av de målte geofysiske data, geologiske forundersøkelser og observert bergmassekvalitet langs nordlige del av Knappetunnelen er vist i Figur 7.8. Øverst til venstre vises den tradisjonelle tolkingen av refraksjonsseismikken med Hagedoorn's metode langs profil P1-1 (Wåle 2009). Nederst til venstre vises NGUs automatiske tolking med samme metode. Øverst til høyre vises antatt beste tomografiske inversjon av de samme data (startmodell generert med Hagedoorn's metode, «Multi-run Conjugate gradient» inversjon, «Cosine squared» vektning og med minimal glatting). Nederst til høyre vises reprocesserte resistivitetsdata. Under hvert bilde presenteres fargekodet observert bergmassekvalitet i de to tunneløpene, vestre løp i tunnelens heng og østre løp i tunnelens såle. Tolket bergmassekvalitet ut fra de geologiske forundersøkelsene er vist sentralt mellom bergmassekvalitet i østre og vestre tunneløp i Figur 7.8 øverst til høyre.



Figur 7.8: Sammenstilling av tolkinger av reelle data fra profil P1-1 fra Knappetunnelen i Bergen. Tradisjonell tolking med Hagedoorn's metode (øverst til venstre), automatisk tolking med Hagedoorn's metode (nederst til venstre), tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre (øverst til høyre) og resistivitet (nederst til høyre). Under hvert bilde er observert bergmassekvalitet under tunneldrivingen plottet med fargekode, data fra vestre tunnel i tunnelens heng og fra østre tunnel i tunnelens såle. Tolket bergklasse fra geologiske forundersøkelser er plottet midt i tunnelen øverst til høyre (fra Rønning m.fl. 2019a).

Som Figur 7.8 viser, er det sprik i tolkingene. Den tradisjonelle tolkingen av refraksjonsseismikken viser tre klare svakhetssoner, alle med hastighet 3800 m/s. Dette er modellen som er benyttet til å beregne syntetiske data fra ved NGUs modelleringer (Avsnittene 4.3.3 og 4.3.4). Den automatiske tolkingen med Hagedoorn's metode indikerer fire svakhetssoner, og de er noe forskjøvet i forhold til den manuelle tolkingen og det er avvik i tolket hastighet. Ved tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre indikeres to soner klart og en tredje sone noe mer diffus i ny posisjon mot slutten av profilet. Resistivetsprofilet viser en todeling nede i tunnelnivå i starten av profilet med lave verdier ($< 4500 \Omega$ m) som faller sammen med dårlig og delvis meget dårlig bergmassekvalitet i vestre tunnellop. De geologiske forundersøkelsene indikerte bergmassekvalitet D ($Q < 4$) og delvis bergmassekvalitet E/F ($Q < 1$) i en nær 70 m bred sone og denne tolkingen faller sammen med påvist dårlig og meget dårlig bergmassekvalitet i vestre tunnellop. Med så mye sprik i resultatene var det svært interessant å se på hvordan de geofysiske tolkingene og den geologiske forundersøkelsen stemmer med påvist bergmassekvalitet for de deler av Knappetunnelen der felles data foreligger.

Rønning m.fl. (2019a) viser forskjellige tolkinger av geofysikken og resultater fra geologiske forundersøkelser sammenlignet med påvist bergmassekvalitet i de to tunnellopene langs store deler av Knappetunnelen. Kriterier for å tolke en

svakhetszone er p-bølgehastighet lavere enn 4500 m/s og resistivitetsverdi lavere enn 4500 Ω m. Dersom indikert sone faller på eller innenfor +/- 10 meter fra påvist dårlig (meget dårlig) bergmassekvalitet i ett eller i begge tunneløpene, registreres dette som treff. Det antas i utgangspunktet at sonene er mer eller mindre vertikale. En oppsummering av resultatene er vist i Tabell 7.2. Totalt er det registrert 26 soner med dårlig eller meget dårlig bergmassekvalitet i de to tunnelene, men ingen soner med dårligere bergmassekvalitet enn dette.

Tabell 7.2: Antall treff (ja), delvis treff, totalt antall treff, ikke påviste (nei) og falske svakhetssoner i tunnelnivå for undersøkelsesmetodene geologisk kartlegging ved forundersøkelsene, tradisjonell tolking av refraksjonsseismikk, automatisk tolking av refraksjonsseismikk med Hagedoorn's pluss-minus-metode, tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre og resistivitet. En «treff-faktor» er beregnet ut fra totalt antall treff minus summen av antall soner som ikke ble påvist og antall falske soner (fra Rønning m.fl. 2019b).

Metode	Geologisk kartlegging	Trad. tolk seismikk	Auto +/- seismikk	Tomografisk inversjon	Resistivitet
Antall ja	7	11	14	14	16
Antall delvis	4	4	7	3	7
Antall totalt	11	15	21	17	23
Antall nei	15	11	5	9	3
Antall falske	3	4	8	7	3
«Treff-faktor»	-7	0	8	1	17

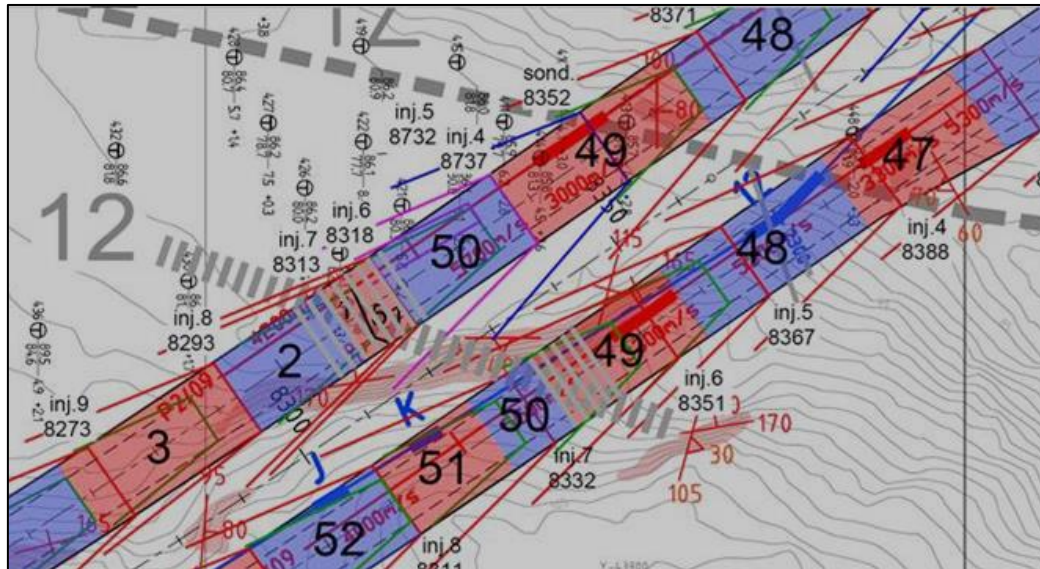
En evaluering av metoders treffsikkerhet kan vektlegge forskjellige forhold og derved gi forskjellige resultater. NGU har valgt å beregne en «treff-faktor» ved å ta summen av antall soner av de 26 som ble påvist helt og delvis, og trekke fra antall soner som ikke ble påvist og antall falske soner (se Tabell 7.2). Denne analysen viser at for de data som er analysert på denne måten fra Knappetunnelen, er resistivitet vinner, mens den geologiske kartleggingen kommer noe dårligere ut. Ved de tre seismiske tolkingene er den automatiske tolkingen med Hagedoorn's metode best mens tradisjonelle tolkinger og tomografisk inversjon med antatt beste prosedyre kommer nesten likt ut.

7.4.3 Svakhetszone med fall

Tidligere modellering har vist at ved **resistivetsmålinger** kan en få indikasjoner på svakhetssoners fall (Reiser m.fl. 2009, Avsnitt 3.2.4, Figur 3.11). Ved tomografisk inversjon av **refraksjonsseismikk** kan tolking av fall være mer utfordrende (Tassis m.fl. 2017). Ved tradisjonelle tolkinger med Hagedoorn's metode er det bare unntaksvis mulig å tolke svakhetssoners fall. Ved alle analyser ved Knappetunnelen, er det forutsatt at sonene faller nær vertikalt. Ved drivingen av denne tunnelen ble det indikert at sone 12 har et fall på ca. 45° mot sør (se Figur 7.9). Sonens skjæring med de to tunnelene ble tolket til å ligge ca. 40 m sør for sonens utgående (Kirkeby 2019). Dette har da medført at sonen delvis ble registrert som falsk eller ikke påvist ved noen metoder i Tabell 7.2.

Sone 12 indikeres med hastighet 3000 m/s i den tradisjonelle tolkingen av seismikkprofil 2 over vestre tunneløp og 3300 m/s langs profil 3 over østre tunneløp (se Figur 7.9). Ved resistivetsprofilen, som ligger mer eller mindre over østre tunneløp, indikeres sonen som en vertikal struktur med resistivitet 2300 Ω m i toppen

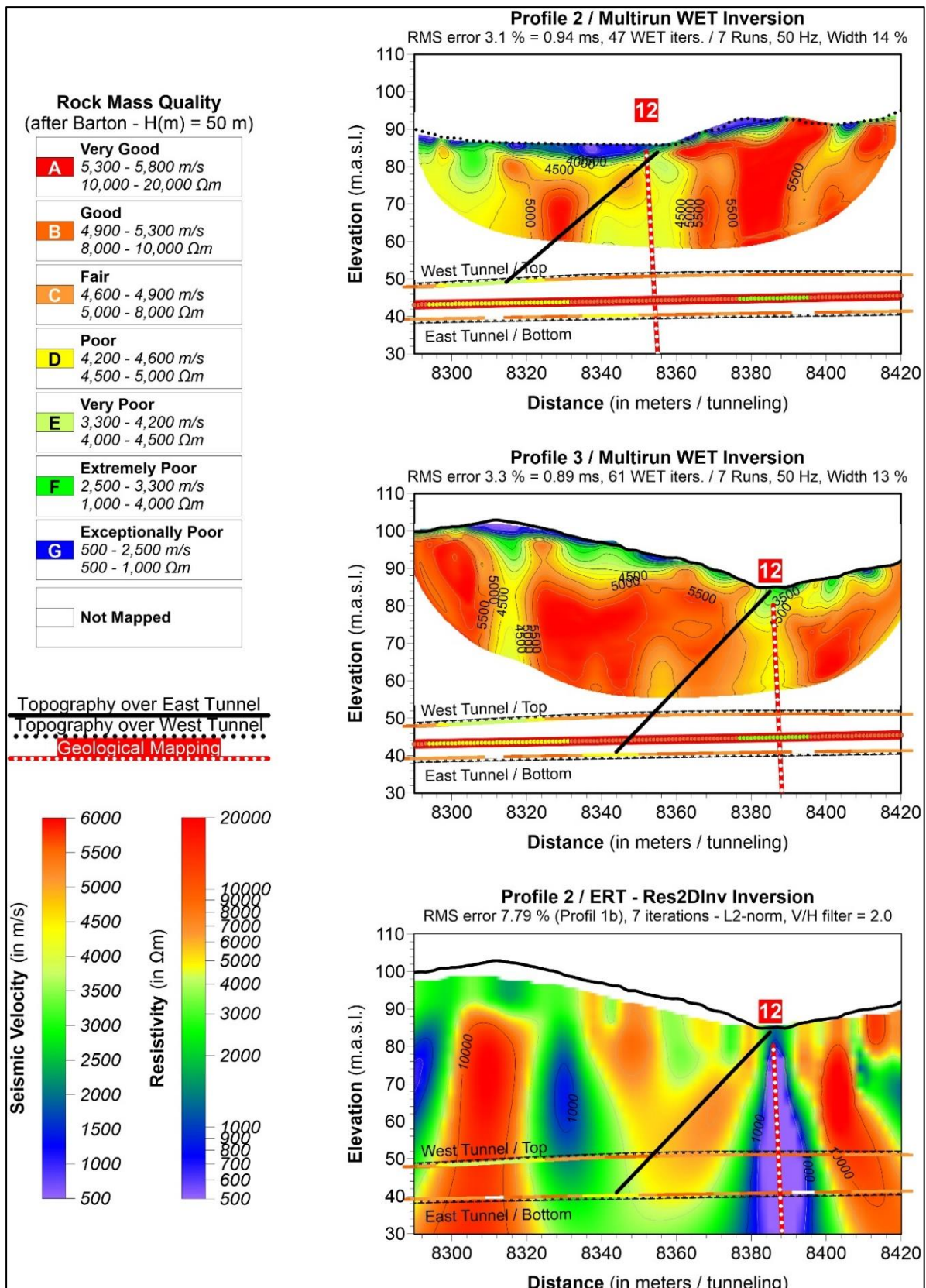
og ned mot 500 Ωm i dypet (se Figur 7.10 nederst). Sonen er den mest markerte ved resistivitetsdata langs hele Knappetunnelen, og resistivitetsnivået indikerer leiromvandling i sonen (Rønning m.fl. 2013). Leire i sonen er påvist, og det var nødvendig med tung sikring i form av $\varnothing 20$ mm armerte sikringsbuer (Kirkeby 2019).



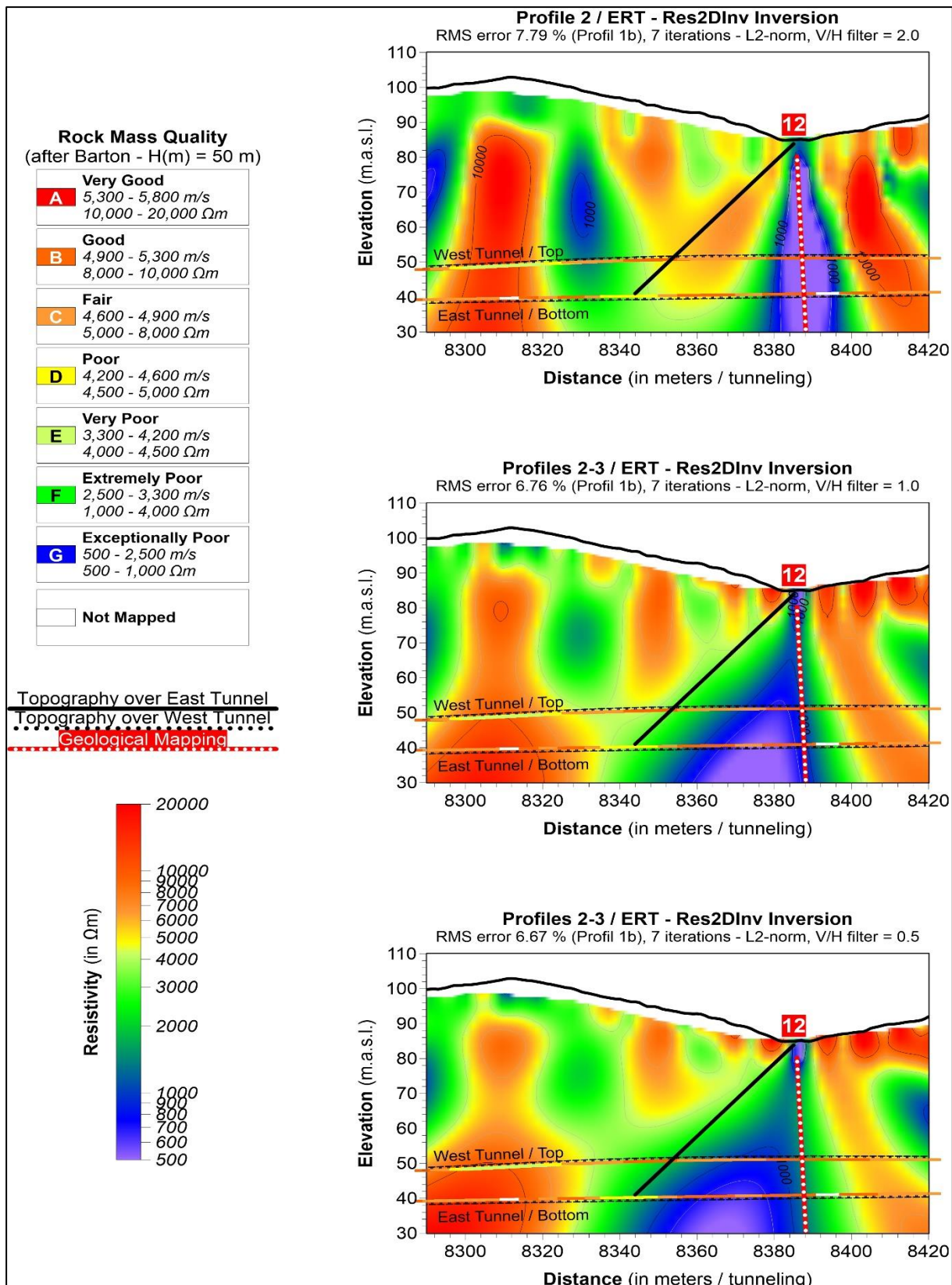
Figur 7.9: Detaljstudie av sone 12 ved Knappetunnelen. Refraksjonsseismiske profil 2 (Øverst) og 3 (nederst) er angitt med røde strek og tall (hastighet, m/s). Resistivitetsprofilen er angitt med blå strek og blåe tall (resistivitet, Ωm). Utbuling angir mulig svakhetssone. Grå langsgående stipling angir tolket posisjon av sone 12 i dagen mens grå tverrgående mindre stipling angir posisjon registrert i tunnelnivå (fra Kirkeby 2019).

Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk langs profil 2 (Figur 7.10 øverst) viser en asymmetri som kan være en indikasjon på fall mot sør (fallende pel-nummer). Dette er i samsvar med tidligere modelleringer (Tassis et al. 2017). Et tilsvarende forløp fremstår ikke ved profil 3 (midten av Figur 7.10). Resistivitetsdata er invertert for å påvise vertikale svakhetssoner med et vertikal/horisontal-filter (V/H) lik 2 (Figur 7.10 nederst) og her fremstår sone 12 som en meget klar vertikal struktur.

I Figur 7.11 er de samme resistivitetsdata invertert med V/H-filter lik 2 (øverst), V/H-filter lik 1 (i midten) og V/H-filter lik 0,5 (nederst). De to siste åpner for å tilpasse modeller med mer horisontalt forløp og viser en klar asymmetri som indikerer at sone 12 faller mot sør. Modelltilpasningen blir bedre med mindre RMS-feil med avtagende V/H-filter (7,79 %, 6,76 % og 6,67%). Konsekvensen av dette er at ved inversjon av resistivitetsdata må det benyttes flere V/H-filtre for å fange opp eventuelle fallende soner og eventuelle variasjoner i løsmassetykkelse (Rønning m.fl. 2015).



Figur 7.10: Detaljert studie av sone 12 som er tegnet inn som svart strek på seismisk Profil 2 (øverst), seismisk Profil 3 (i midten) og ved resistivitet (nederst). Ved tunneldriving viste sone 12 et fall på ca. 45° mot sør. Forskyvning i posisjon skyldes at sonen krysser de to tunnelene i en relativt spiss vinkel. Resistivitetsprofilen ligger nært opp til seismisk Profil 3. Merk at observert tunnelkvalitet er plottet i tunnelheng ved vestre tunnel og i tunnelsåle i østlige tunnel (fra Rønning m.fl. 2019b).



Figur 7.11: Reprosessert resistivitet med varierende vertikal-horizontalfilter (V/H-filter) ved sone 12. Øverst: V/H filter lik 2 (som i Figur 9). I midten: V/H filter lik 1. Nederst: V/H filter lik 0,5. Ved tunneldriving viste sone 12 et fall på ca. 45° mot sør (sort strek). Resistivetsprofilen ligger nærmest østlige tunnel (fra Rønning m.fl. 2019b).

I Tabell 7.3 er det tatt hensyn til fallet på sone 12 og alle treffater er justert for de aktuelle metodene. Dette endrer på detaljer, men hovedtrekkene er de samme som ved diskusjonen av data i Tabell 7.2. Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk kommer noe bedre ut i forhold til tradisjonelle seismiske tolking, men fremdeles er den automatiske tolkingen med Hagedoorn's metode bedre. Resistivitet kommer best ut, mens geologisk kartlegging til tross for forbedringer får noe dårligere treff-faktor.

Tabell 7.3 Korrigerings av Tabell 7.2 ut fra påvist fall på sone 12. Tallmaterialet avviker i detalj, men hovedtrekkene er de samme. Se Tabell 7.2 og tekst for utfyllende forklaring (fra Rønning m.fl. 2019b).

Metode	Geologisk kartlegging	Trad. tolk seismikk	Auto +/- seismikk	Tomografisk inversjon	Resistivitet
Antall ja	9	11	15	15	17
Antall delvis	4	4	7	3	6
Antall totalt	13	15	22	18	23
Antall nei	13	11	4	8	3
Antall falske	3	4	8	7	3
«Treff-faktor»	-3	0	10	3	17

7.4.4 Diskusjoner, konklusjoner og læringspunkter

Modelleringen har vist at tomografisk inversjon av refraksjonsseismiske data kan få relativt gode bilder av både svakhetssoner i berg og løsmasselagene over dersom inversjonen gjøres med riktig prosedyre og når det ikke er for tykke løsmasser. Spørsmålet blir da: Hvordan stemmer dette med observasjoner i tunnelnivå? NGU har tidligere studert dette med data fra nordre del av Knappetunnelen i Bergen (Rønning m.fl. 2016a, Rønning m.fl. 2017a). Inversjonsprosedyren ved dette arbeidet var ikke optimal, og NGU har derfor gjort dette på nytt med antatt beste inversjonsprosedyre.

Observerte bergmassekvalitet fra de to tunneløpene i nordre del av Knappetunnelen i Bergen (Kirkeby 2019), er sammenlignet med resultater fra geologiske forundersøkelser, tradisjonell tolking av refraksjonsseismikk med Hagedoorn's metode, automatisk tolking med Hagedoorn's metode, tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk med antatt beste prosedyre og resistivitetsdata. En «treff-faktor» er beregnet ved å summere antall treff og delvis treff på dårlig og meget dårlig bergmassekvalitet og trekke fra antall ikke påviste soner og falske soner. Denne sammenligningen viste at tradisjonell tolking av refraksjonsseismiske data gav tilnærmet like god «treff-faktor» som den tomografiske inversjonen av de samme data. En automatisk tolking med Hagedoorn's metode gav imidlertid en noe høyere treff-faktor. Resistivitetsdata kom best ut av denne testen, mens geologiske forundersøkelser kom noe dårligere ut.

Kriteriene for definering av en sone ved de geofysiske metodene var seismisk hastighet lavere enn 4500 m/s og resistivitet lavere enn 4500 Ω m. Dersom en sone med (meget) dårlig bergmassekvalitet kom innenfor en avstand på +/- 10 m fra de geofysiske anomaliene ble det regnet som treff. Grenseverdiene her kan helt sikkert diskuteres. En seismisk hastighet på 4500 m/s er ikke spesielt lavt, med dette var den samme for alle seismiske tolkingemetoder og i samsvar med etablerte grenseverdier (Tabell 4.2). En grense for resistivitet på 4500 Ω m er kanskje noe høy sett i lys av tidligere publiserte tolkingmodell (Rønning m.fl. 2013a), men langs

Knappetunnelen var resistiviteten jevnt over i størrelsesorden 10 k Ω m, og da blir 4500 Ω m klart lavt.

En av svakhetssonene ved Knappetunnelen viste ved tunneldrivingen et fall på 45° mot sør. Dette ble ved den første analysen oversett, men et kritisk studium av invertert hastighetsprofil viste en anomali som kunne skyldes dette fallet. En repossessering av resistivitetsdata der en fokuserte på mer horisontale strukturer indikerte klart sonens fall. Dette viser at en alltid må prosessere resistivitetsdata med fokus både på vertikale og horisontale strukturer, noe som også er påpekt tidligere (Rønning m.fl. 2015).

Dette arbeidet har også lært oss at kunstige effekter hvor fordypninger i bergtopografien kan bli tolket som svakhetszone (Westerdahl 2003) kan prosesseres vekk ved tomografisk inversjon.

Læringspunkter.

Geofysiske undersøkelser kan være mer treffsikker i å påvise (og karakterisere) svakhetssoner i berg enn tradisjonelle ingeniørgeologiske undersøkelser og bør derfor benyttes systematisk ved forundersøkelser.

Resistivitet kan være en bedre metode for karakterisering av bergmassekvalitet enn refraksjonsseismikk, både tradisjonelle tolkinger og tomografisk inversjon.

Inversjon av resistivitet bør utføres med forskjellige vertikal-horisontal filtrering for å kunne avdekke eventuelt fall på svakhetssoner.

Tolking av fall med refraksjonsseismikk, både tradisjonelle tolkinger og mer moderne inversjonsmetoder, kan være en utfordring.

Siden refraksjonsseismikk og resistivitet gir forskjellig responser på ulike svakhetssoner, vil det være fornuftig å benytte begge metodene.

7.5 Kombinerte metoder, AMAGER, gravimetri og resistivitet

Etter at AMAGER-metoden ble lansert i 2006, utførte NGU en oppfølging av disse tolkingene på utvalgte problemsoner med resistivitet og gravimetri (Rønning m.fl. 2007). AMAGER-metoden og resistivitetsmålinger er tidligere beskrevet (Kapitlene 2 og 3).

7.5.1 Metodebeskrivelse gravimetri

Tyngdemålinger bygger på at en masse utøver en tiltrekkende kraft på andre masser (Newtons første og andre lov). Ved å måle tyngdefelt kan en få et mål på hvor stor denne kraften er. I måleinstrumentet (gravimeteret) finnes en kjent konstant masse og hvis massen i jorden varierer fra sted til sted, vil tyngdekraften variere. Dypforvitringssoner kan ha en lavere tetthet (densitet) enn den friske vertsbergarten. Ideelt kan det da være mulig å kartlegge volumet av forvitret materiale, og derved utstrekningen av en forvitret sone mot dypet. For å teste denne muligheten utførte NGU tyngdemålinger (gravimetri) over utvalgte forvitringssoner indikert med AMAGER-metoden på Østlandet høsten 2005 (Rønning m.fl. 2007).

Det er mange parametere som påvirker jordens tyngdefelt utenom tettheten rett under et målepunkt; instrumentdrift, flo og fjære, breddegrad, høyde over havet og ikke minst terrenget rundt et målepunkt (Reynolds 2011). Dette betyr at det er mange parametere som må korrigeres ved prosesseringen av tyngdedata. Av disse har det vist seg at terrenget rundt et målepunkt kan være en utfordring. Muligheten til å korrigere denne terrengeffekten er bedret med tilgangen til detaljerte digitale terrengmodeller. Til sist er det likevel et spørsmål om en svakhetsone har en tilstrekkelig stor kontrast i tetthet og om det er stort nok volum forvitret berg til at sonen kan påvises og karakteriseres med gravimetri.

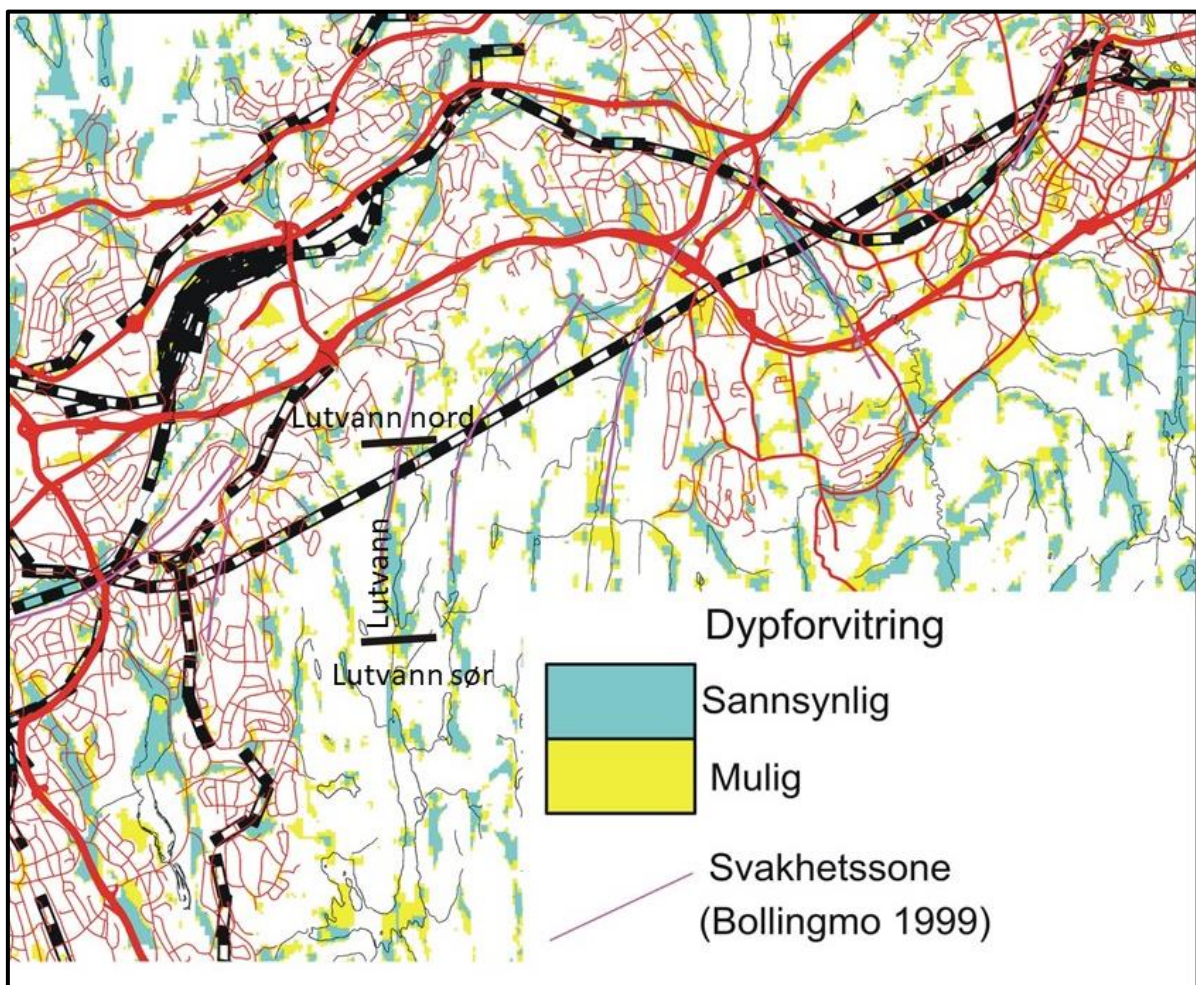
Datainnsamling, prosessering og modellering av måledata ble utført etter beste prosedyre på tidspunktet for målingen i 2005 og er beskrevet i prosjektrapport (Rønning m.fl. 2007).

Tettheten i den friske vertsbergarten ble hentet fra NGUs petrofysiske database. Ut fra tidligere vurderinger (Tønnesen 1978, Janbu 1970) ble tettheten for vannmettet sanddominerte avsetninger antatt å ligge rundt 2000 kg/m^3 . Underliggende leire, som er relativt godt konsolidert, kan regnes å ha omtrent samme tetthetsverdi. Sanddominerte avsetninger over grunnvannsnivå er anslått å ha tetthet ca. 1700 kg/m^3 . Moreneavsetninger vil ha mindre porevolum enn andre avsetningstyper, og vannmettet morenemateriale regnes derfor å ha høyere tetthetsverdier, og kan nå opp i $2200\text{-}2400 \text{ kg/m}^3$. Ved de rapporterte undersøkelsene har en valgt å benytte en egenvekt på 2000 kg/m^3 for dagnære løsmasser og 2200 til 2400 kg/m^3 for forvitret berg.

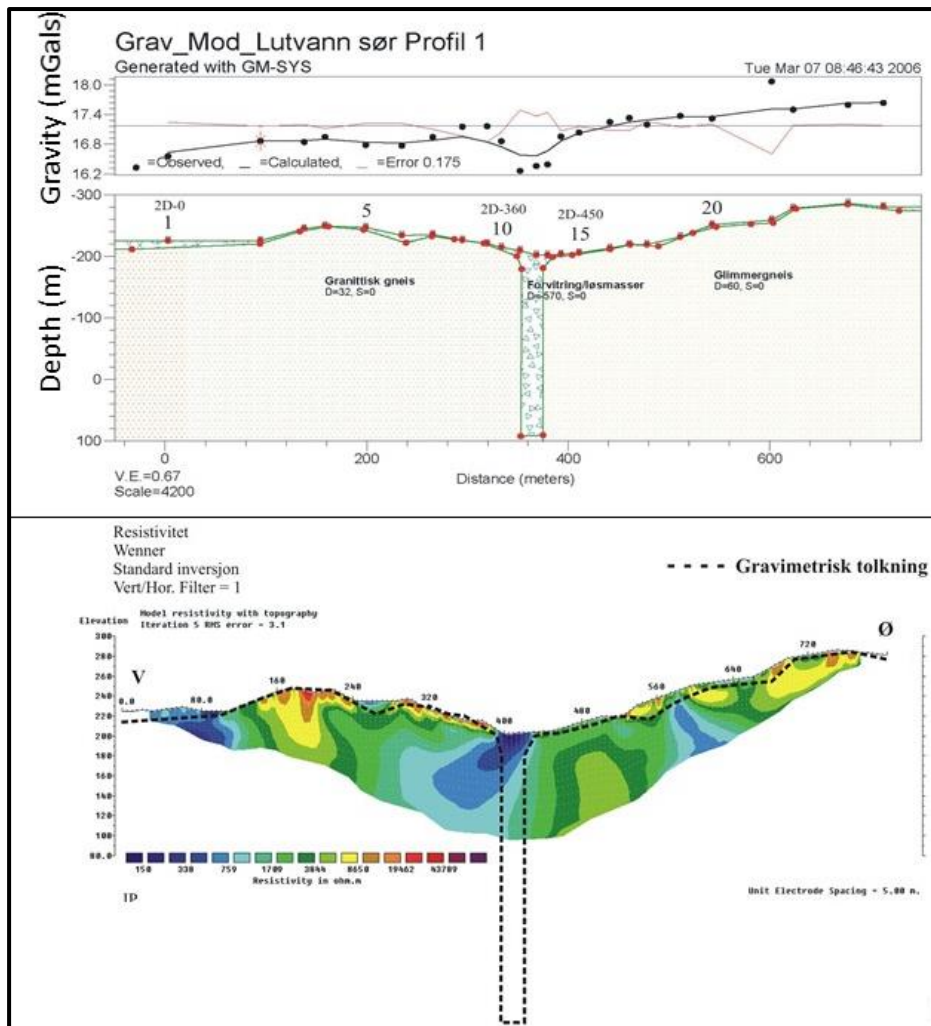
7.5.2 Kombinerte metoder ved Romeriksporten

Et nærbilde av AMAGER-tolking og resultater fra ingeniørgeologiske undersøkelser etter byggingen av Romeriksporten er vist i Figur 7.12. Kartlagte svakhetssoner er hentet fra Bollingmo (1999) og vist som lilla tynne streker. NGU har målt resistivitet og tyngde langs to profiler kalt «Lutvann sør» og «Lutvann nord», markert som sorte streker. Drivingen av Romeriksporten, jernbanetunnel fra Oslo øst til Lillestrøm, førte til store lekkasjer, setninger i løsmassene over tunnelen, forsinkelser i fremdriften og store økonomiske overskridelser (Palmstrøm m.fl. 2003, Rønning 2003).

AMAGER-tolkingene viser ikke sammenhengende responser langs de kartlagte svakhetssonene, og da heller ikke alltid rett over tunnelen. Metoden gir imidlertid signaler om at svakhetssonene kan være en forvitringssone og at det derfor burde vært utført mer detaljerte undersøkelser. NGU har i ettertid målt to profiler med resistivitet, et profil i hver ende av Lutvann (se Figur 7.12). For å se om gravimetri kunne bidra til større forståelse av sonenes størrelse og sammensetning, ble det også foretatt tyngdemålinger langs profilene.



Figur 7.12: AMAGER-tolking og lokaliseringsdata av to resistivitet- og gravimetriprofiler over Romeriksporten (Fra Rønning m.fl. 2007)

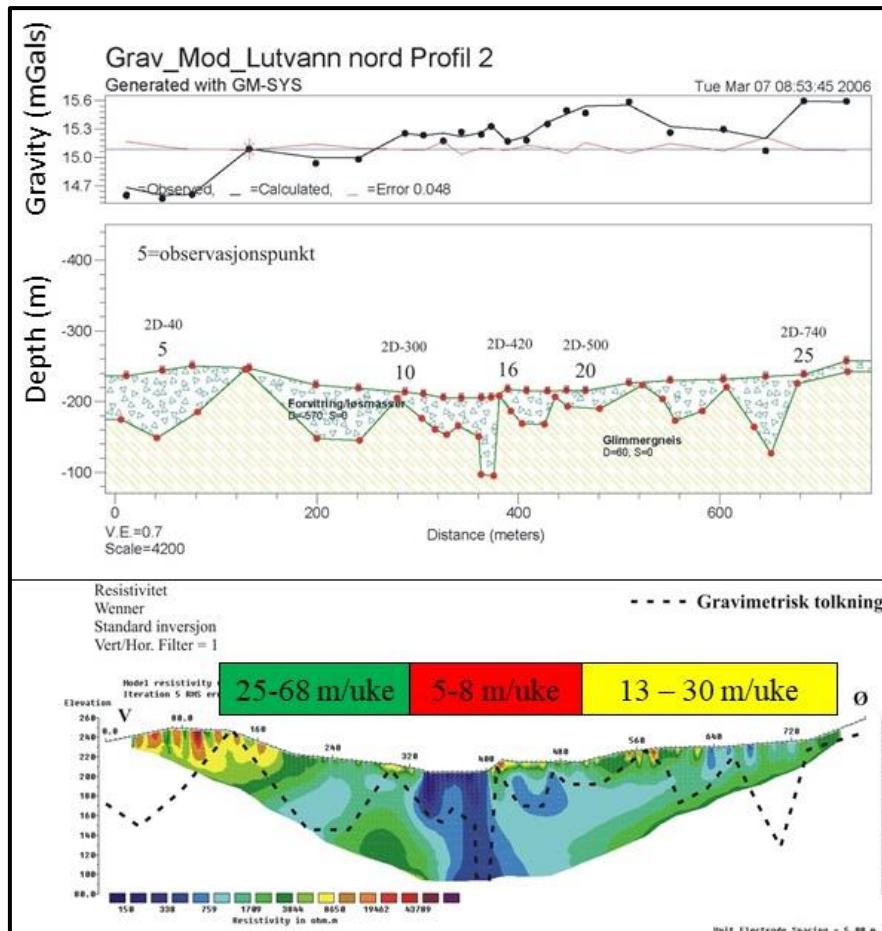


Figur 7.13: Profil Lutvann «sør». Modellert gravimetri (øverst) viser måleverdier som sorte punkter, respons fra modellen under som heltrukken sort linje og avvik mellom målte data og modellrespons som rød linje. Resistivitet med gravimetritolkning langs profilet er vist nederst (Fra Rønning m.fl. 2007).

Profil «Lutvann sør» viser for det meste stabile måleverdier som indikerer en god kvalitet på målingene og korreksjonene. En markert negativ tyngdeanomali på ca. 0,8 mGal vises sentralt i profilet (Figur 7.13 øverst). Denne er så skarp at det er vanskelig å tilpasse en modell. Det er her benyttet en tetthetskontrast på 570 kg/m^3 (vertsbergart 2770 kg/m^3 og forvitret berg 2200 kg/m^3). Bedre modelltilpasning krever en større og da usannsynlig tetthetskontrast.

I Figur 7.13 nederst er tyngdemodellen (grense til antatt massivt berg) lagt over resistivitetsdata fra det samme profilet. Tyngdeanomalien faller sammen med påvist lav resistivitet i sonen ved ca. koordinat 400. Resistivitetsdata indikerer her et fall mot vest som gravimetrien ikke ser. Mindre avvik fra terrengmodellen i starten av profilet, ved koordinat 250 og delvis ved koordinatene 560 og 650 kan skyldes noe tykkere løsmasser da resistiviteten også viser anomalier i disse områdene.

Ved dette profilet indikerer gravimetrien en svakhetssone, men tilpasningen til målte data er ikke spesielt god. En utstrekning mot dypet på ca. 300 m kan stemme med store problemer med driften av tunnelen.



Figur 7.14: Profil Lutvann «nord». Modellert gravimetri (øverst) viser måleverdier som sorte punkter, respons fra modellen under som heltrukket sort linje og avvik mellom målte data og modellrespons som rød linje. Resistivitet med gravimetritolkning langs profilet er vist nederst. Tunnelproduksjon med konstante ressurser er vist med trafikklysfarger. (Fra Rønning m.fl. 2007).

Profil «Lutvann nord» viser noe mer ustabile måleverdier som kan skyldes bl.a. for dårlige terrengkorreksjoner. En mindre negativ tyngdeanomali på ca. 0,15 mGal vises sentralt i profilet ved målepunktene 16 og 17 (Figur 7.14 øverst). Målepunkt 15 er noe høyere enn punktene 14 og 16. Dersom dette skyldes dårlig terrengkorreksjon og at måleverdien skulle vært ca. 0,1 mGal lavere, ville det vært en kontinuerlig negativ tyngdeanomali over fire målepunkter.

En stigende trend i tyngdefeltet mot høyre (øst) indikerer at korreksjonen for regionalfeltet kunne vært gjort annerledes. Ved modelltilpasningen er det benyttet samme tetthetskontrast på 570 kg/m³ (vertsbergart 2770 kg/m³ og forvitret berg 2200 kg/m³) som for profil Lutvann «sør».

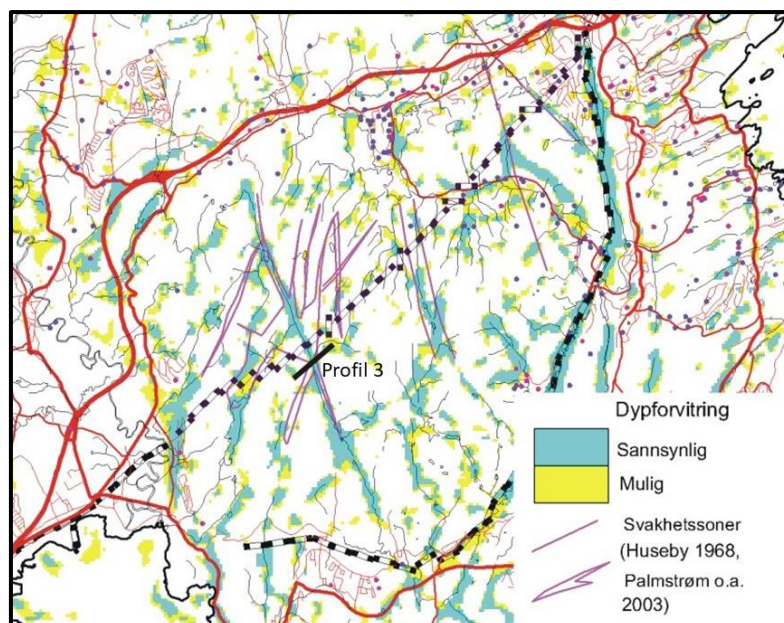
I Figur 7.14 nederst er tyngdemodellen (overgang til antatt massivt berg) lagt over resistivitetsdata fra det samme profilet. Resistivitetsmålingene indikerer en ca. 70 m bred sone som strekker seg mer enn 120 m mot dypet og hvor resistivitetsnivået (< 500 Ωm) indikerer leiromvandling (Rønning m.fl. 2013, Avsnitt 3.4). Bergmassen ble her rapportert til å være *oppsprukket til oppknust med noe kloritt/leire på sprekke* (0 - 5 mm), og med noen *svakhetssoner hadde slepper med større mektigheter med leire* (Palmstrøm m.fl. 2003). Tyngdeanomalien faller delvis sammen med påvist lav resistivitet i sonen mellom koordinat 340 til 400. Dersom målepunkt 15 virkelig viser

en for høy verdi, ville den tilpassede modellen stemme godt med resistivitetsdata. Det er imidlertid uoverensstemmelser i starten av profilet og mot slutten som kan skyldes feil valg av regionalfelt og/eller feil ved korreksjon av måledata.

Gravimetrien synes ikke å gi et godt bilde av mulig forvitret berg ved dette profilet. Selv om tunnelen ligger ca. 120 m dypere enn de dypeste resistivitetsdata, stemmer disse godt med fremdriften i tunneldrivingen med bare en driving på 5 – 8 m pr. uke gjennom sonen med lavest resistivitet (data tilsendt NGU fra Jernbaneverket).

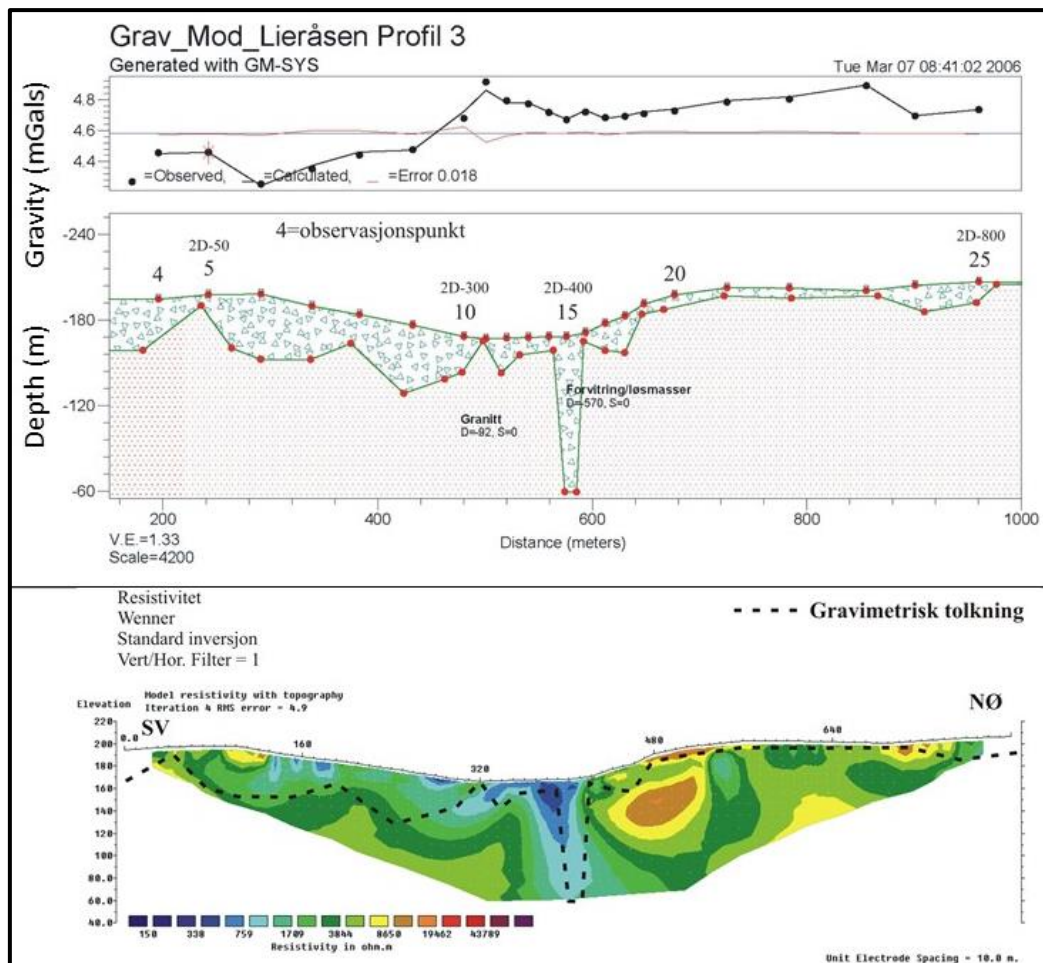
7.5.3 Kombinerte metoder Lieråsen jernbanetunnel

Et nærbilde av AMAGER-tolking og resultater fra ingeniørgeologiske undersøkelser etter byggingen av Lieråstunnelen er vist i Figur 7.15. Kartlagte svakhetssoner etter tunneldrivingen er hentet fra Huseby (1968) og Palmstrøm m.fl. (2003) og er vist som lilla tynne streker. NGU har målt resistivitet og tyngde langs et profil markert med sorte strek. Drivingen av Lieråsen jernbanetunnel mellom Asker og Lier tidlig på 1960-tallet, førte til store problemer med stabilitet, vannproblemer, forsinkelser i fremdriften og påfølgende økonomiske overskridelser. Palmstrøm m.fl. (2003) uttrykker det slik: «*Det ble sannsynligvis utført meget sparsomt med grunnundersøkelser før bygging. Dette førte til valg av meget ugunstig tunneltracé. Et annet trasévalg kunne redusert en del av problemene under driving*».



Figur 7.15: AMAGER-tolking og lokalisering av et resistivitets- og gravimetriprofil over Lieråsen jernbanetunnel (Fra Rønning m.fl. 2007)

AMAGER-tolkingene viser markerte soner som tolkes til å være sannsynlig dypforvitring. Disse er mer sammenhengende enn ved Romeriksporten. AMAGER-tolkingen indikerer flere soner, mer utholdende soner og i ett tilfelle en annen strøketretning enn det den geologiske kartleggingen indikerte. En kan her konkludere med at dersom denne teknologien hadde vært tilgjengelig og benyttet forut for tunneldrivingen tidlig på 1960-tallet, ville en som Palmstrøm m.fl. (2003) sier: «*valgt en annen tracé*».



Figur 7.16: Profil Lieråsen Profil 3. Modellert gravimetri (øverst) viser måleverdier som sorte punkter, respons fra modellen under som heltrukken sort linje og avvik mellom målte data og modellrespons som rød linje. Resistivitet med gravimetritolkning langs profilet er vist nederst (Fra Rønning m.fl. 2007).

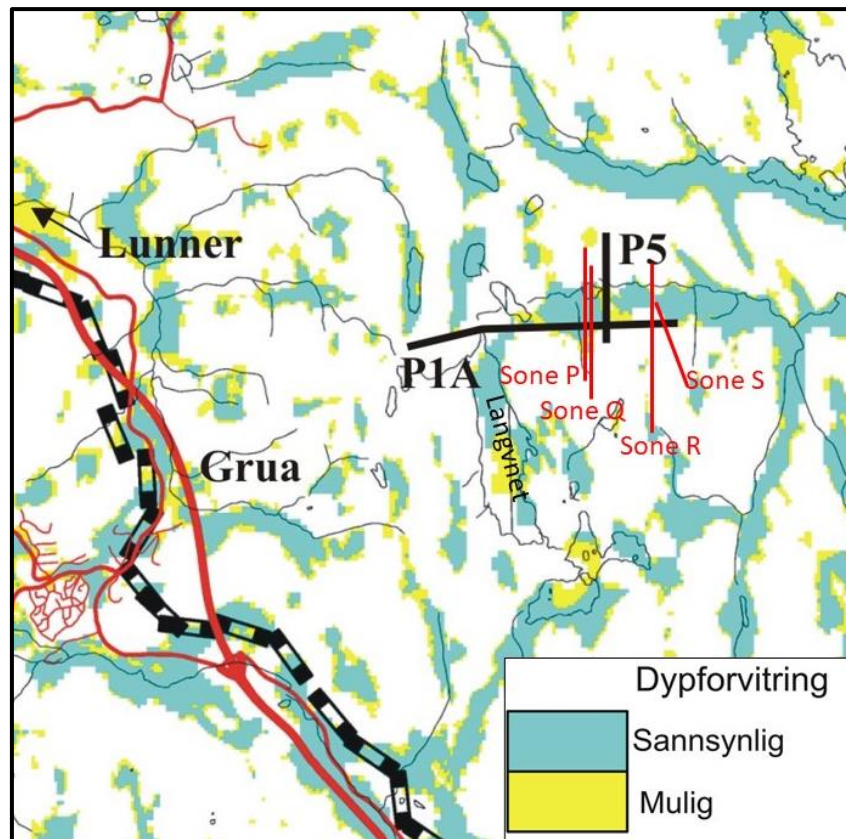
Figur 7.16 viser målt tyngdefelt og modelltilpasning til disse data. Det indikeres en meget svak negativ tyngdeanomali ($\approx 0,05$ mGal) over svakhetssonen (målepunkt 15). Det indikeres en mindre trend ($\approx 0,1$ mGal) over noen punkter, men uten at dette gir et klart signal om større mengder forvitret berg. I modelleringen er det lagt inn en over 100 m dyp forvitringssone, som sammen med andre variasjoner i løsmasser/forvitret berg forklarer anomaliforløpet. Den indikerte sonen anses som meget usikker.

Resistivitetsprofilen (Figur 7.16 nederst) indikerer en ca. 60 m bred svakhetszone som strekker seg minst 120 m mot dypet, og som i øverste del viser resistivitetsverdier som indikerer leiromvandling ($< 500 \Omega\text{m}$, Rønning m.fl. 2013, Avsnitt 3.4). I følge Palmstrøm m.fl. (2003) finnes «soner med dypforvitret fjell og svelleleire er et karakteristisk trekk».

Tyngdeanomali med indikert overgang fra forvitret berg til friskt berg faller delvis sammen med resistivitetsanomalien, men siden tyngdetolkningen anses som meget usikker, tillegges ikke dette spesiell oppmerksomhet.

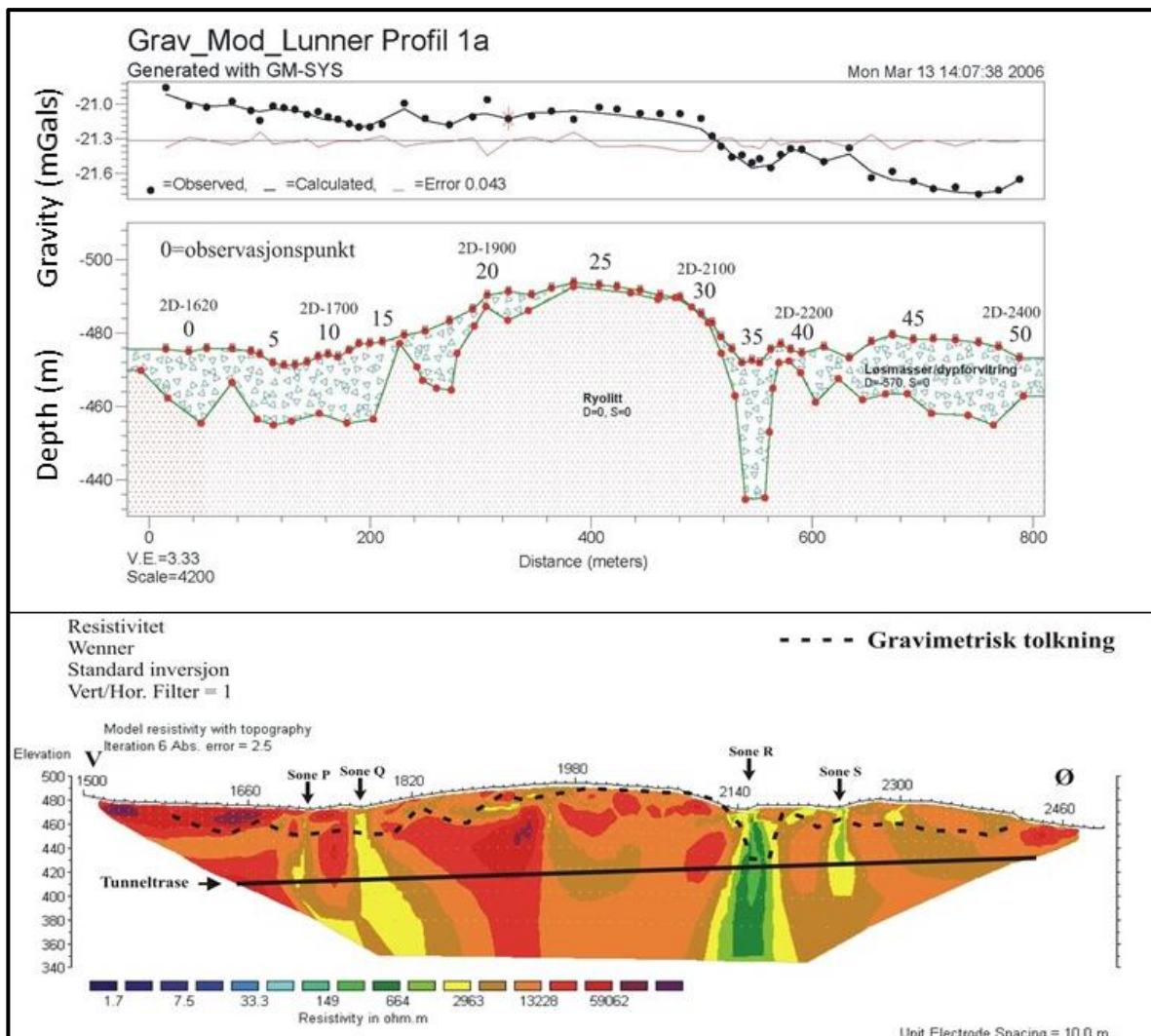
7.5.4 Kombinerte metoder Lunnertunnelen

Resistivitetmålingene ved Lunnertunnelen er tidligere omtalt i avsnitt 3.1.3 (Figurene 3.5 og 3.6) og i avsnitt 3.4.1 (Figur 3.26). Som en del av oppfølgingen av AMAGER-tolkningene ble det utført nye resistivitetmålinger langs profil P5 og tyngdemålinger langs Profil 1A og Profil 5 (se Figur 7.17).



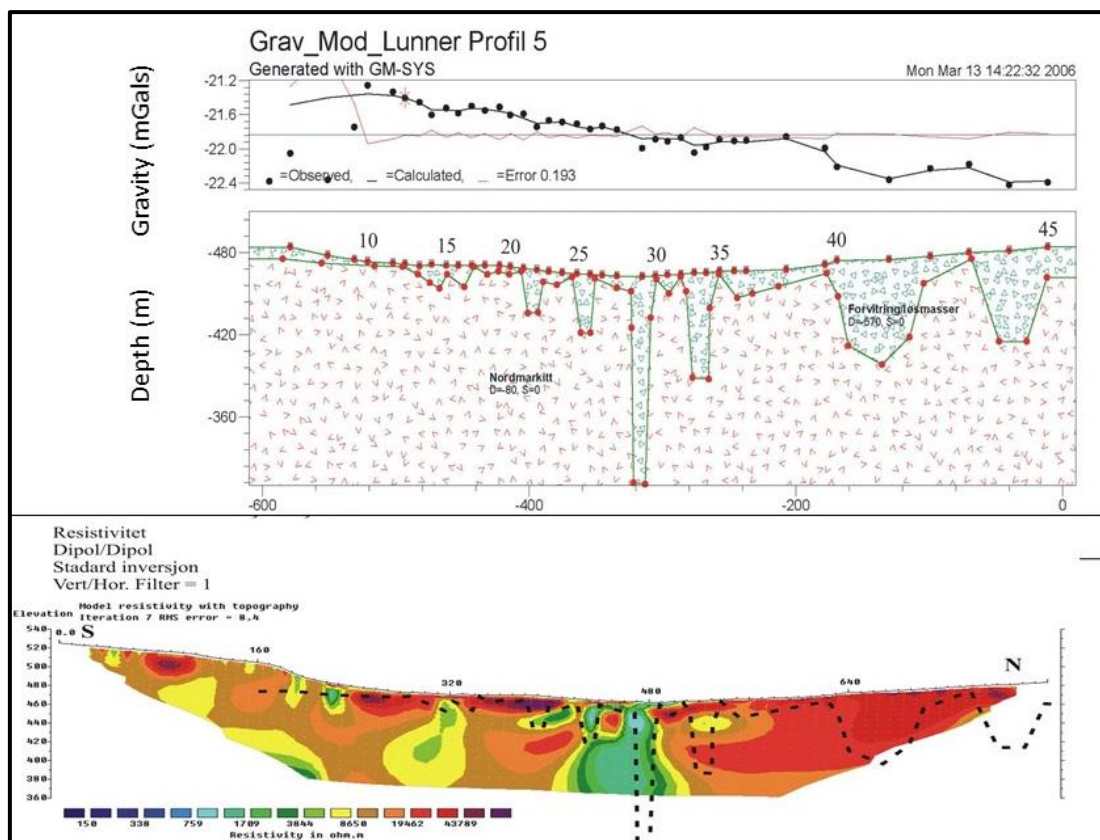
Figur 7.17: AMAGER-tolking og lokalisering av to resistivitets- og gravimetriprofiler ved Lunnertunnelen. Røde streker viser tidligere geologisk kartlagte svakhetssoner. (Modifisert fra Rønning m.fl. 2007).

Påvist dårlig bergmasse under Langvatnet (Figur 29, Rønning 2003) indikeres med AMAGER-metoden. I området nord for Profil 1A, indikeres også en meget markert sannsynlig forvitringssone. De fire svakhetssonene P, Q, R og S markert med rød strek (se også Figur 3.25, Avsnitt 3.4.1), viser imidlertid ingen klare signaler om forvitring. **Sone P** var uvesentlig på resistivitetmålingene og så ut til å forsvinne mot dypet ved refraksjonsseismikken (Avsnitt 6.3.9). **Sone Q** viste friskt berg med enkelte åpne sprekker og ingen forvitring ved inspeksjon med optisk televiewer (Figur 6.5 Avsnitt 6.1.3). **Sone R** sto frem som en ca. 40 m bred sone der resistiviteten var lavere enn 500 Ωm , og p-bølgehastigheter på 3300 – 3700 m/s. Inspeksjon med optisk televiewer viste stor oppsprekking og forvitret berg (Elvebakk 2011a). Denne sonen burde derfor ha gitt en klar indikasjon med AMAGER-metoden, med her indikeres forvitring bare et stykke sør for resistivetsprofilen. I dette området sammenfaller resistivetsprofilen med tunnel-tracéen. **Sone S** viste svært moderate responser på resistivitet og her er det ikke målt refraksjonsseismikk (Figur 6.39, Avsnitt 6.8.2). Resistiviteten i sonen er over 1000 Ωm , og sonen er relativt smal. En kan derfor ikke forvente noen respons ved AMAGER-metoden, men sonen viser en liten indikasjon sør for resistivetsprofilen.



Figur 7.18: Profil Lunner 1A. Modellert gravimetri (øverst) viser måleverdier som sorte punkter, respons fra modellen under som heltrukken sort linje og avvik mellom målte data og modellrespons som rød linje. Resistivitet med gravimetritolkning langs profilet er vist nederst (Fra Rønning m.fl. 2007).

Tyngdedata langs profil 1A viser en regional trend med fallende tyngdefelt mot øst som kanskje burde vært korrigert. Profilet viser en markert negativ tyngdeanomali på opp mot 0,2 mGal over i alt 8 punkter sentrert rundt målestasjon 35. Denne anomalien faller sammen med resistivitetsanomalien over **sone R** (Figur 7.18 nederst), og det indikeres samme sonebredde (ca. 40 m). Det indikeres også noe lavere tyngde ved målestasjon 42, som faller sammen med sone S på resistivitetsdata, men denne er så liten og opptrer bare på ett punkt, og kan like gjerne være et støypunkt. Her kunne en med fordel hatt en lavere punktavstand som i dette området var 20 m (10 m over sone R).



Figur 7.19: Profil Lunner 5. Modellert gravimetri (øverst) viser måleverdier som sorte punkter, respons fra modellen under som heltrukken sort linje og avvik mellom målte data og modellrespons som rød linje. Resistivitet med gravimetritolkning langs profilet er vist nederst (Fra Rønning m.fl. 2007).

AMAGER-tolkningen indikerer en bred sannsynlig forvittringssone like sør for midten av profil P5. Tyngdemålingene indikerer to mulige soner sentralt i tyngdeprofilen som er noe kortere enn resistivetsprofilen. De negative anomaliene er på ca. 0,2 mGal og opptrer bare på ett og to punkter (målestasjon 29 og målestasjonene 33 og 34). Anomaliforløpet er for skarpt til at en god modelltilpasning kan oppnås med den aktuelle tetthetskontrasten.

Resistivetsprofilen her (Figur 7.19) er målt med dipol-dipol elektrodekonfigurasjon (mest detaljert) indikerer en ca. 60 m bred sone der resistiviteten i sonen stedvis er ned mot 760 Ω m. Anomalien ved AMAGER-metoden bekreftes, men er noe forskjøvet mot nord. En av de indikerte sonen ved gravimetrien faller sammen med resistivitetssonen, mens den andre ligger i et område med relativt høye resistivetsverdier. Tolkningen av tyngdedata indikerer også to andre områder med forvitret berg / løsmasser der resistiviteten er over 20 k Ω m. Resistiviteten er her for høy til å representere disse massetypene, og tyngdetolkningen er mindre sannsynlig.

7.5.5 Oppsummering og læringspunkter, kombinerte metoder

AMAGER-tolkningene har tidligere indikert 90 % av markerte problemsoner ved de fire tunnelprosjektene Romerriksporten, Lieråstunnelen, Oslofjordtunnelen og Hvalertunnelen (Olesen m. fl. 2006).

AMAGER-tolkingene bekreftes av resistivitetsdata i alle de målte profiler som her rapporteres unntatt fire soner ved Lunnertunnelen. Tre av disse viste moderate anomalier ved resistivitet og delvis ved refraksjonsseismikk, og en kan ikke forvente respons ved den mer regionale AMAGER-metoden. Den fjerde sonen, sone R, var ca. 40 m bred og hadde markerte anomalier ved både resistivitet og ved refraksjonsseismikk, og her var det påvist dårlig bergmassekvalitet ved tunneldrivingen (Rønning m.fl. 2013a). Dette viser at ikke alle soner som kan utgjøre problemer ved tunneldrivingen indikeres med AMAGER-metoden, men de aller fleste indikeres.

Tyngdemålinger (gravimetri) ble benyttet i dette prosjektet for å vurdere om metoden kunne gi informasjon om hvor langt de forskjellige sonene strekker seg mot dypet. Ved noen tilfeller har tyngdemålingene vist anomalier som bekrefter AMAGER-tolkingene mens en i mange tilfeller fikk anomalier som kan være støymålinger p.g.a. mangelfulle korrigeringer av tyngdedata. Metoden har ikke gitt klar informasjon om forvitringssoners geometri, og siden metoden heller ikke kan bidra til mineralogisk karakterisering av svakhetssonene ut over det som resistivitet gir, anbefales ikke gravimetri for lokalisering og karakterisering av svakhetssoner.

7.6 Lineamentstudie fra LIDAR-data

Et lineament defineres som en lineær struktur som fremstår på topografiske eller geofysiske kart og som avspeiler underliggende geologiske strukturer. Disse strukturene kan være bergartsgrenser, skjærsoner, sprekkesoner, gangbergarter, folder eller forkastninger. Lineamentene fremstår som forhøyninger eller fordypninger i terrenget eller tilsvarende variasjoner på et geofysisk datasett. Lineamentstudier har vært benyttet ved forundersøkelser for tunneler i årevis, men det er manuelle og subjektive analyser som er lite reproducerbare (Torgersen m.fl. 2021).

Ved Raudsand i Møre og Romsdal, hvor det var planer om et deponi i fjell for uorganisk farlig avfall, har Vikas Baranwal ved NGU utført en automatisk lineamentstudie på LIDAR-data i et ca. 70 km² stort område. Det er her fokusert på fordypninger i terrenget som kan skyldes sprekkesoner som øker vannstrømmingen i den ellers tette berggrunnen. I dette arbeidet er det ikke gjort noen forsøk på å karakterisere lineamentene, men bare se på effekten dersom alle lineamenter representerer sprekkesoner som kan transportere grunnvann.

7.6.1 Datagrunnlag for analyse

Ved denne analysen ble det gjort forsøk med Kartverkets «Digitale Terrengmodell» (DTM) basert på LIDAR-data med celledimensjon 1 m x 1 m (Kartverket 2019). De første analysene viste at disse data var for detaljerte og det ble derfor benyttet et datasett med celledimensjon 10 m x 10 m og utført analyser på dette.

Figur 7.20 viser terreng-modellen belyst med en fiktiv sol fra retning 70° (nordøst-øst) og 45° over horisonten (morgensol). Høyden over havet er angitt som fargekode. Belysning fra nordøst-øst fremhever topografiske lineamenter som går mer eller mindre vinkelrett på «solretningen» ved at de kaster skygge (mørkere farge). Som det fremgår av figur 7.20, er det ingen større lineamenter som går vinkelrett på denne «solretningen» (70°).

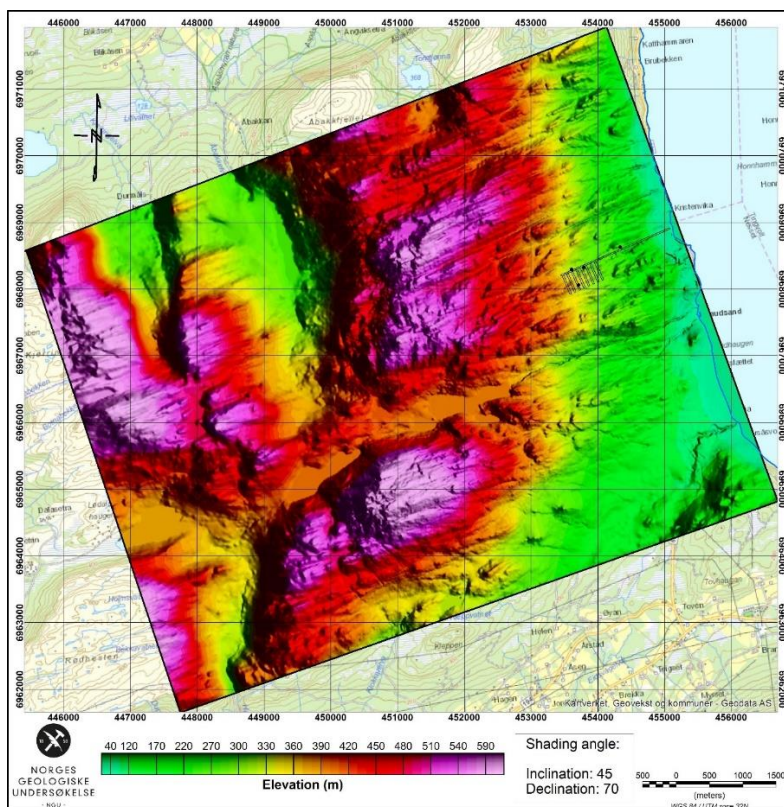
Figur 7.21 viser den samme høydemodellen, men nå med en fiktiv sol 45° over horisonten fra retning 160° (sør-sørøst, formiddagssol). Med denne belysningen fremstår langt flere skygger, noe som avspeiler at lineamentene hovedsakelig går i retning $70^\circ - 250^\circ$. I det følgende blir dette kvantifisert.

7.6.2 Analyse av den digitale terrengmodellen

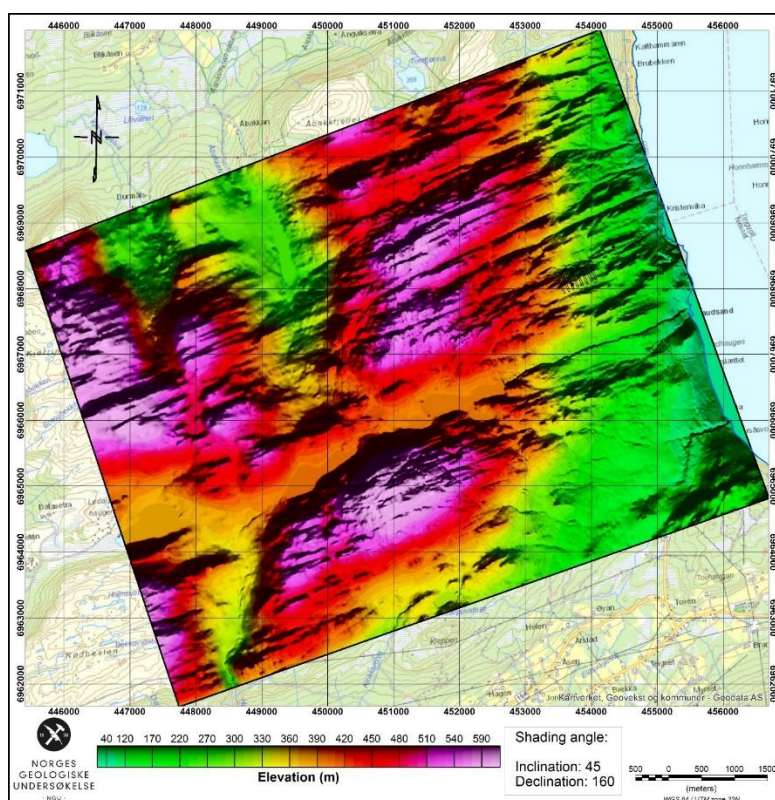
Ved analyse av den digitale terrengmodellen ble en spesiell rutine kalt «CET-analysis» (Centre for Exploration Targeting) innenfor programsystemet Geosoft Oasis Montaj benyttet (Geosoft 2018). Prosesseringstrinnene var som følger:

1. Beregning av første vertikaldervative (Geosoft 2018).
2. Identifisering av fordypninger i terrenget ved å benytte negative verdier av første vertikaldervative.
3. Lage vektorer av hvert enkelt lineament (start og slutt).
4. Sortere lineamenter etter lengde, (20 m -100 m, 100 m – 500 m og > 500 m).
5. Visualisering ved plotting på topografisk kart.

Ved trinn 4 ble alle linje-segment med retningsavvik over mer enn 2 celler (20 m) registrert som eget lineament. I den videre analysen ble det laget rosedigram, et diagram som viser lineamentenes lengde fordelt på retning og histogram over lineamentenes retning. Til dette ble programmet Grapher versjon 9.3 (Golden Software) benyttet.



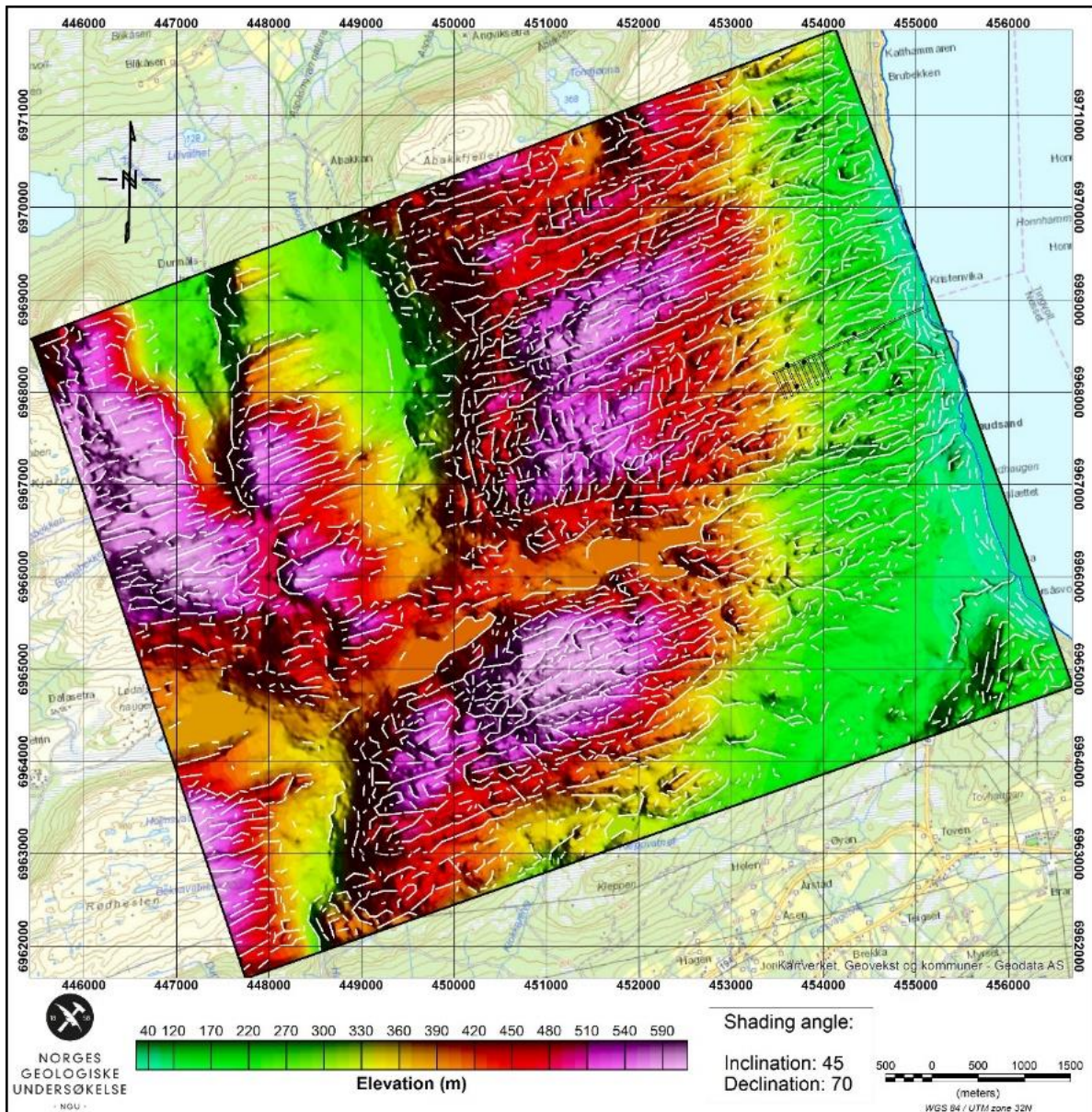
Figur 7.20: Digital terrengmodell (10 m x 10 m) fra LIDAR-data vest for Raudsand. Data er belyst med fiktiv sol 45° over horisonten fra retning 70° (NØ-Ø) (Fra Rønning m.fl. 2019c).



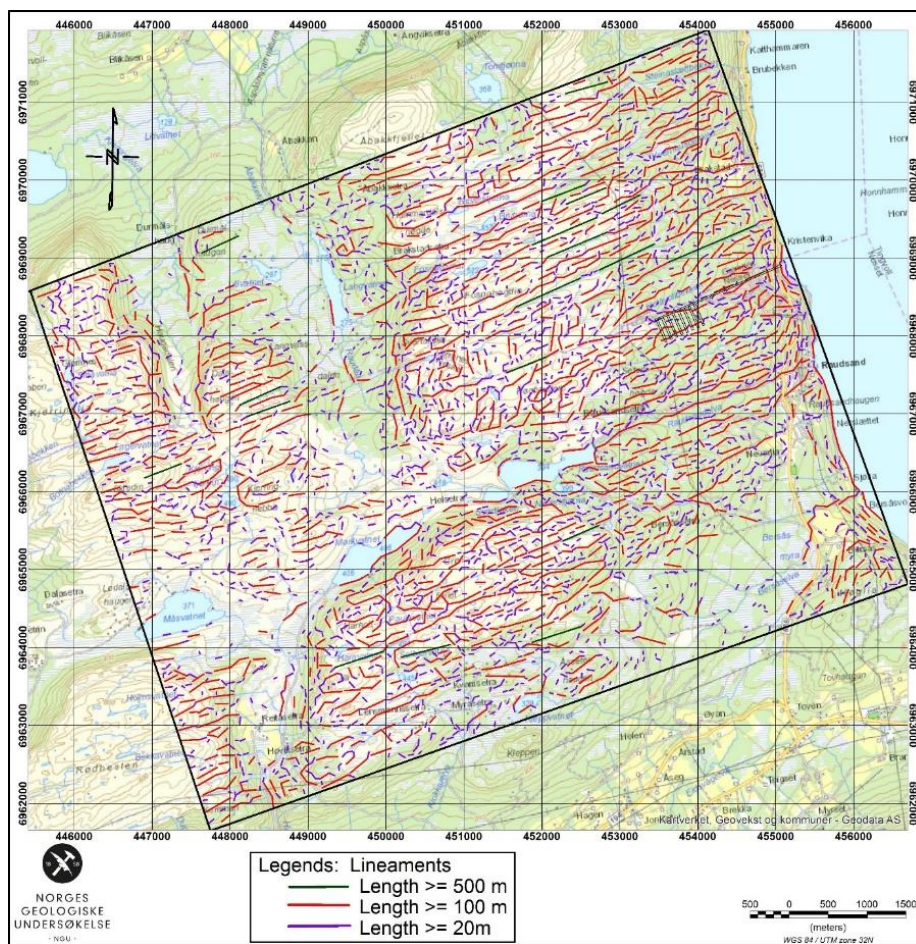
Figur 7.21: Digital terrengmodell (10 m x 10 m) fra LIDAR-data vest for Raudsand. Data er belyst med fiktiv sol 45° over horisonten fra retning 160° (SØ-S) (Fra Rønning m.fl. 2019c).

7.6.3 Resultater fra analyse av digital terrengmodell

Figur 7.22 viser alle indikerte lineamenter plottet på den digitale terrengmodellen (cellestørrelse 10 m x10 m). I figur 7.23, er de samme lineamentene gruppert etter lengde og plottet på et vanlig topografisk kart. I dette bildet er det mulig å se hvorfor lineamentene uteblir i enkelte områder. Områder uten topografiske lineamenter ligger i dalområder fylt av løsmasser (delvis myr) og mindre innsjøer.



Figur 7.22: Alle indikerte lineamenter plottet i hvitt på digital terrengmodell. Data er belyst med fiktiv sol 45° over horisonten fra retning 70° (NØ-Ø). (Fra Rønning m.fl. 2019c).

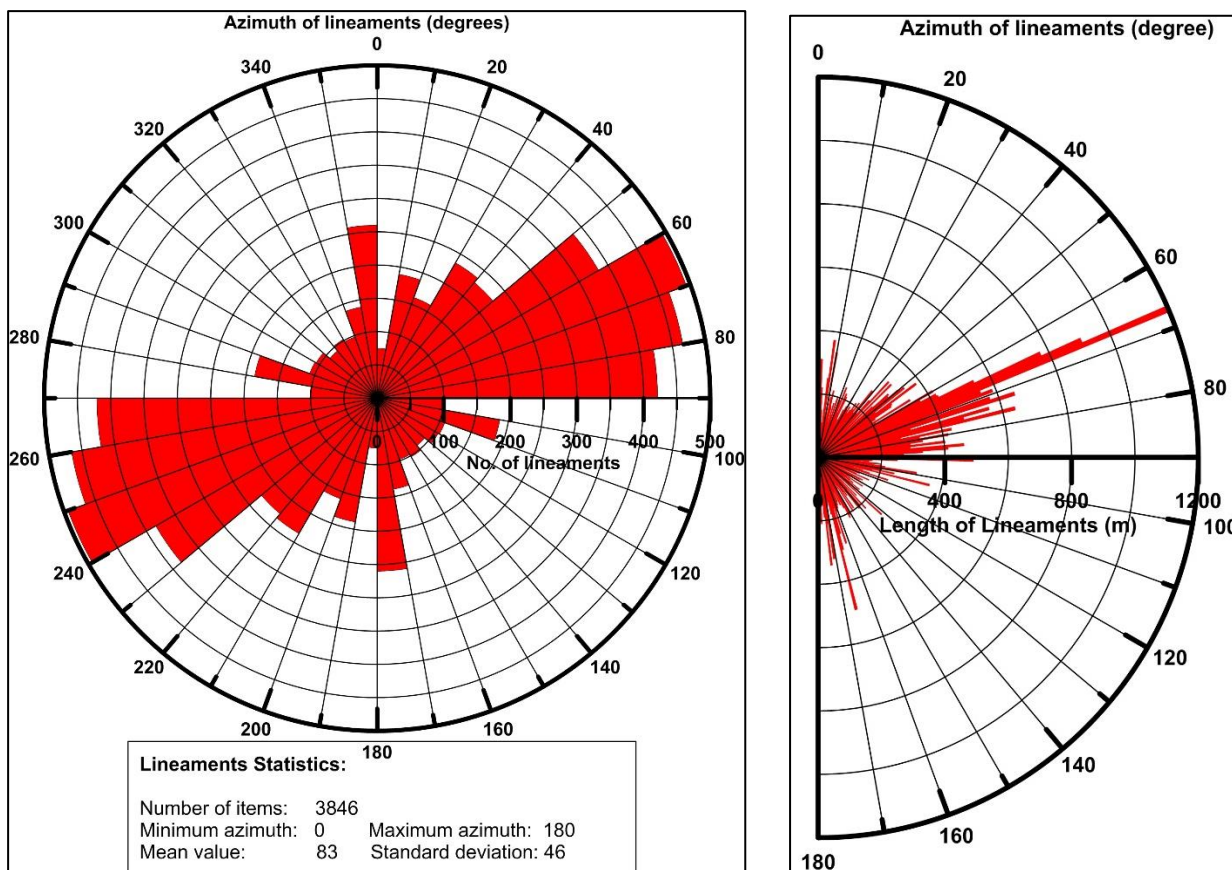


Figur 7.23: Indikerte lineamenter gruppert etter lengde for området vest for Raudsand. Grønne lineamenter er lengre enn 500 m, røde ligger mellom 100 og 500 m mens fiolette lineamenter er mellom 20 og 100 m lange (Fra Rønning m.fl. 2019c).

Figur 7.23 viser automatisk tolkede lineamenter i det ca. 70 km² store området vest for Raudsand. Lineamenter lengre enn 500 m fremstilles i grønt, lineamenter med lengde mellom 100 og 500 m i rødt mens korte lineamenter (20 – 100 m) er plottet i fiolett farge. Lineamenter kortere enn 20 m er utelatt. Visuelt kan en se at de aller fleste lange lineamentene går tilnærmet i retning ØNØ-VSV. Denne retningen er også dominerende for de røde lineamentene, mens de fiolette har en mer tilfeldig retning. Områder med manglende lineamenter består av innsjøer, myrområder eller områder med andre løsmasser som dekker over eventuelle lineamenter.

De automatisk tolkede lineamentene faller svært ofte sammen med forsenkninger i terrenget eller langs brattskrenter. Dette er en indikasjon på at de representerer forvitringssoner, rene sprekkesoner men også mindre forkastninger. I noen tilfeller kan lineamentene representere erosjon i løsmasser.

I Figur 7.24 er alle lineament (3846 i alt) plottet i rosedigram. Dominerende retning er NØØ-SVV, men en ser også lineamenter stort sett i alle retninger. Høyre del av figur 7.23 viser lineamentenes lengde fordelt på retning. Her går det klart frem at alle lineamenter lengre enn 500 m går i ca. retning 65° til 75°. Majoriteten av lineamentene med lengde 200 til 500 m går også i samme retning, mens lineamenter kortere enn 200 m ikke har en foretrukket retning.

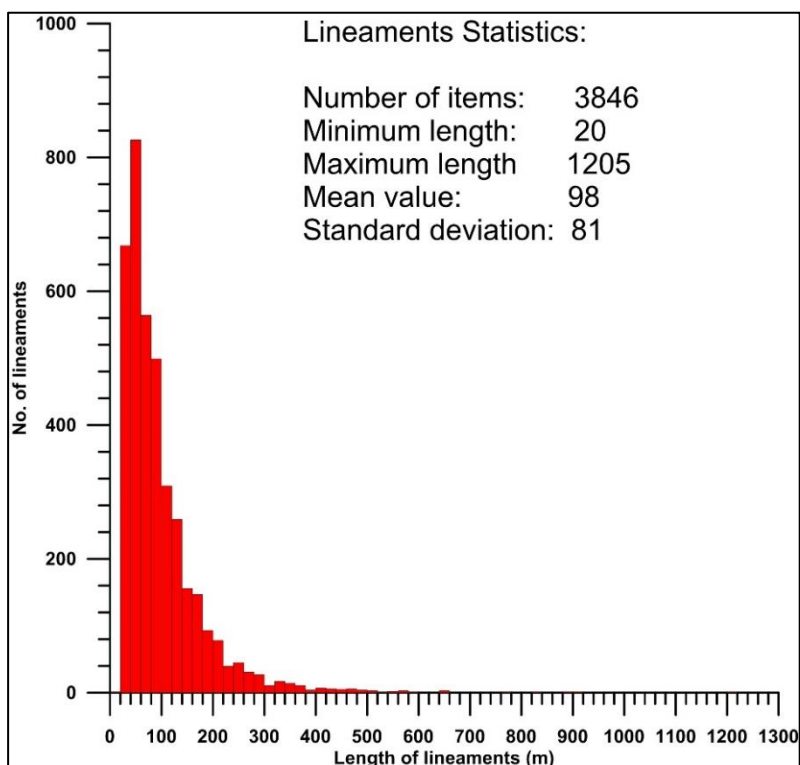


Figur 7.24: Rosediagram som viser dominerende lineamentretning (til venstre) og diagram som viser lineamentenes lengde fordelt på retning (til høyre) vest for Raudsand (Fra Rønning m.fl. 2019c).

Tabell 7.4: Statistikk over retningen til lineamenter fordelt på lengder.

Parameter	Lineament 20 m – 100 m	Lineament 100 m – 500 m	Lineament > 500 m
Antall	2521	1307	18
Min. retning (°)	0	0	63,9
Maks. retning (°)	180	180	75,5
Midlere retning (°)	86,0	76,6	68,5
SDEV retning (°)	49,4	37	3,3

Statistikken i tabell 7.4 viser at de korteste lineamentene, lengde 20 – 100 m, går stort sett i alle retninger. Det samme kan sies om lineamentene med lengde 100 til 500 m, men her er det en større samling rundt retning 76,6°. De lengste lineamentene, lengre enn 500 m, går alle innenfor retningsintervallet 64° til 75°.



Figur 7.25: Histogram over lineamentenes lengde vest for Raudsand (Fra Rønning m.fl. 2019c).

Figur 7.25 viser et histogram over lineamentenes lengde og statistikk over lengde er vist i Tabell 7.5. Av totalt 3846 lineamenter er 2521 kortere enn 100 m, og bare 18 er lengre enn 500m.

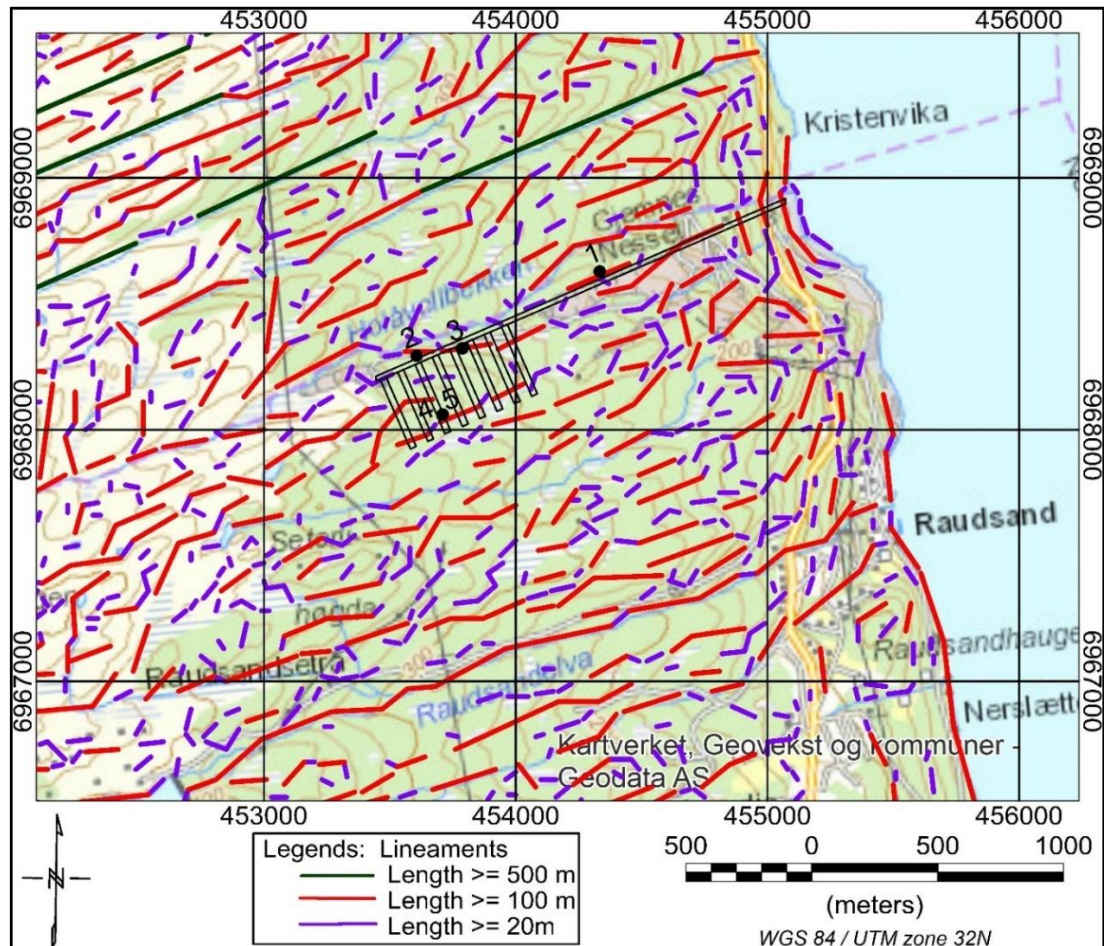
Tabell 7.5: Statistikk over lengden til de kartlagte lineamentene.

Parameter	Lineament 20 m – 100 m	Lineament 100 m – 500 m	Lineament > 500 m
Antall	2521	1307	18
Min. lengde (m)	20	100	501
Maks. lengde (m)	99,0	498	1205
Middelvei (m)	56,5	170	665
SDEV lengde (m)	20,4	73,0	187

7.6.4 Vurdering av lineamenters opptreden

Ved denne lineamentanalysen er det benyttet en metodikk der lineament som avviker i retning over mer enn 2 cellestørrelser (ca. 20 m) blir brutt opp i enkeltstående lineament. Det betyr at lineamentene i praksis kan være betydelig lengre enn angitt i analysen, men at de da består av flere påfølgende individuelle lineamenter. Dersom en ser på den originale terrengmodellen (Figurene 7.20 og 7.21), ser en imidlertid at den dominerende retning er ca. 70° – 250° noe som også bekreftes i figur 7.24. De lengste lineamentene (lengre enn 200 m), går i samme retning. Korte lineament (< 200 m) går stort sett i alle retninger, og disse representerer enten korte knekk i lengre lineamenter eller enkeltstående korte lineamenter mellom de lengste lineamentene.

Ved denne analysen ble det valgt å se på lineamenter som fordypninger i terrenget noe som trolig avspeiler sprekkesoner/forvitringssoner. De lengste lineamentene går i hovedsak i samme retning som tidligere påviste forvitringssoner (Rønning m.fl. 2016b) og i samme retning som strøket i berggrunnen indikert ved magnetiske målinger fra helikopter (Ofstad 2016, Rønning m. fl. 2016b). Den dominerende sprekkeretning er ut fra dette i retning $70^{\circ} - 250^{\circ}$.



Figur 7.26: Nærbilde av lineamenter rundt det planlagte området for deponihaller ved Raudsand. Borehull 1, 2, 3, 4 og 5 er angitt med sorte prikker (Fra Rønning m.fl. 2019c).

Nærbilde av kartlagte lineamenter rundt de foreslåtte deponihallene ved Raudsand er vist i Figur 7.26. Hovedtrenden er som i hele datasettet, de lengste lineamentene (lengde 100 – 500 m og lengre enn 500 m) går i hovedsak i ca. retning $70^{\circ} - 250^{\circ}$. Mellom disse «hoved-lineamentene» (sprekke-/ forvitringssonene) opptrer korte (lengde < 100 m) og ofte usammenhengende fiolette lineamenter i de fleste retningene. Disse er imidlertid for korte til å danne grunnvanns-kommuniserende sprekker mellom sonene langs hovedretningen. Spesielt ser en at de foreslåtte deponihallene ligger i et område med svært få lineamenter, både i hovedretningen og på tvers av denne. Dette bildet bekreftes av i hovedsak lav vanngiverevne ved pumping av borehullene og generelt høy vannstand. Unntaket er Bh1 som står direkte i et lineament hvor det var innlekkasje av vann øverst i borehullet og ut på dyp 190 m (Rønning m.fl. 2017c). Lineamentstudiet vil ikke kunne avdekke horisontale sprekker (eksfoliasjons-sprekker), men slike avlastningssprekker er oftest meget grunne, og de kartlegges ved borehullslogging.

Som nevnt innledningsvis er det ikke gjort noen forsøk på å karakterisere de indikerte lineamentene ved Rausand. NGU har et pågående prosjekt for dette (Torgersen m.fl. 2021). En viktig del av dette prosjektet er å komme frem til et lineamentskart som kjennetegnes av følgende faktorer (Torgersen m.fl. 2021):

1. Reprodusert; at resultatene kan gjenskapes uavhengig av operatør
2. Homogent; at det ikke er metodiske eller personlige forskjeller
3. Kvantitativt; at lineamentene har metadata som beskriver deres form og nabolag
4. Kvantifisert; at lineamentene er knyttet til geologiske strukturer.

Det endelige målet med dette arbeide er å få etablert en nasjonal database over lineamenter som også gir informasjon om type lineament. Dette vil være et homogent datasett som kan komme til nytte ved fremtidig planlegging av tunneler og anlegg i berg (Torgersen m.fl. 2021).

Læringspunkter

Tradisjonelle lineamentstudier er ofte subjektive og kan representere personavhengig informasjon. Automatiske lineamentstudier utført med reproduserbare rutiner, vil gi objektive homogene datasett.

En objektiv analyse ved Raudsand viser at lengre strukturer som kan representere vannførende sprekkesoner går i en spesiell retning, og at det ikke er mange lineamenter (sprekkesoner) som kan bidra til vanntransport mellom disse. Analysen har også kvantifisert lengden av lineamentene og retningen på disse i området.

En nasjonal database over lineamenter vil trolig være et nyttig objektive verktøy ved fremtidig tunnelplanlegging.

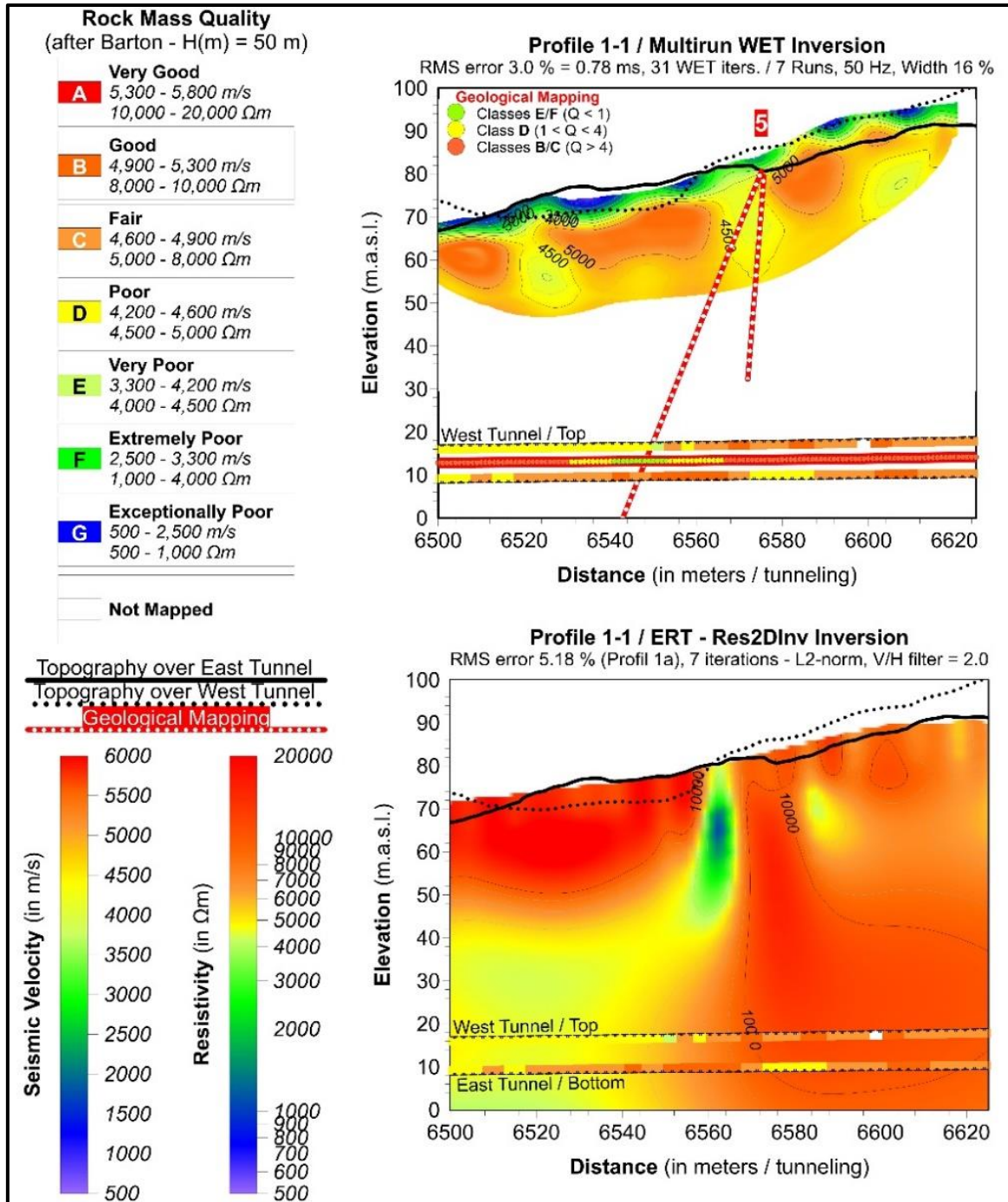
7.7 Samtolking av datasett («Cluster»-analyse)

Tidligere erfaringer og NGUs arbeid har vist at både p-bølgehastighet og resistivitet kan karakterisere bergmassen (se bl.a. avsnittene 3.4.1 og 4.1.4). Vi har også sett at disse to metodene gir forskjellig respons på svakhetssoner (avsnittene 6.8.1 og 6.8.2). Det er derfor interessant å se om samspillet mellom disse to parameterne, p-bølgehastighet og resistivitet, kan gi en enda bedre karakterisering av bergmassekvaliteten. NGU har derfor fått utført «cluster»-analyser på de to datasett fra Knappetunnelen i Bergen (Tassis & Wang 2022). Dette er et pågående arbeid, som det her bare blir vist et eksempel fra.

7.7.1 Datagrunnlag for «cluster»-analysen

Grunnlaget for «Cluster»-analyse på data fra Profil P1-1 ved Knappetunnelen er vist i Figur 7.27. P-bølgehastighet (vist øverst) er hentet fra tomografisk inversjon med «antatt beste prosedyre» av refraksjonsseismikken (Tassis m.fl. 2018), mens resistiviteten vist nederst er invertert med L2-norm (standard inversjon, Res 2D Inv, Loke 2016). Observert bergmassekvalitet i vestre og østre tunneløp er plottet med fargekode i henholdsvis tunnelens heng og såle. Antatt bergmassekvalitet på grunnlag av forundersøkelser er plottet midt i tunnelen i øverste figur. Fargekoder er vist til venstre i figuren.

Det som er styrken ved «cluster»-analyse er at metoden kan se sammenhenger der datasettene ikke hver for seg er tydelige og sammenfallende. Data fra profil P1-1 ved Knappetunnelen burde være godt egnet for en slik analyse.



Figur 7.27: Grunnlagsdata for «cluster»-analyse. Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk (øverst) og 2D resistivitet (nederst) fra profil P1-1 ved Knappetunnelen i Bergen (modifisert utgave av Figur 7.7). Under hvert bilde er observert bergmassekvalitet under tunneldrivingen plottet med fargekode, data fra vestre tunnel i tunnelens heng og fra østre tunnel i tunnelens såle. Tolket bergklasse fra geologiske forundersøkelser er plottet midt i tunnelen i øverste figur.

7.7.2 «Cluster»-analyse kort metodebeskrivelse

«Cluster»-analyse er en maskinlæringsmetode som uten inngripen fra operatør grupperer rådata ut fra likheter i forskjellige datasett. I dette tilfellet er det sett på p-bølgehastighet og resistivitet som begge individuelt kan påvise og karakterisere svakhetssoner i berg. Det er benyttet to forskjellige algoritmer, en av Beatriz Benjumea ved den spanske geologiske undersøkelsen, og en av Ying Wang ved NGU (Tassis & Wang 2022). For metodiske detaljer henvises det til denne rapporten.

Forut for analysen er det nødvendig med en tilpasning av datasettene slik at disse blir homogene og dekker det samme området. Dette innebar at resistivitetsdata måtte re-samples til fem meters elektrodeavstand (målt med ti meters elektrodeavstand), noe som er uproblematisk. Deretter måtte dybderekkevidden justeres, noe som førte til at nedre del av resistivitsbilde måtte slettes. Dette førte til at resistivitsdata som opprinnelig hadde penetrasjon ned til tunnelnivå, og som viste interessante resistivitsverdier i dette nivået, ikke ble med i analysen.

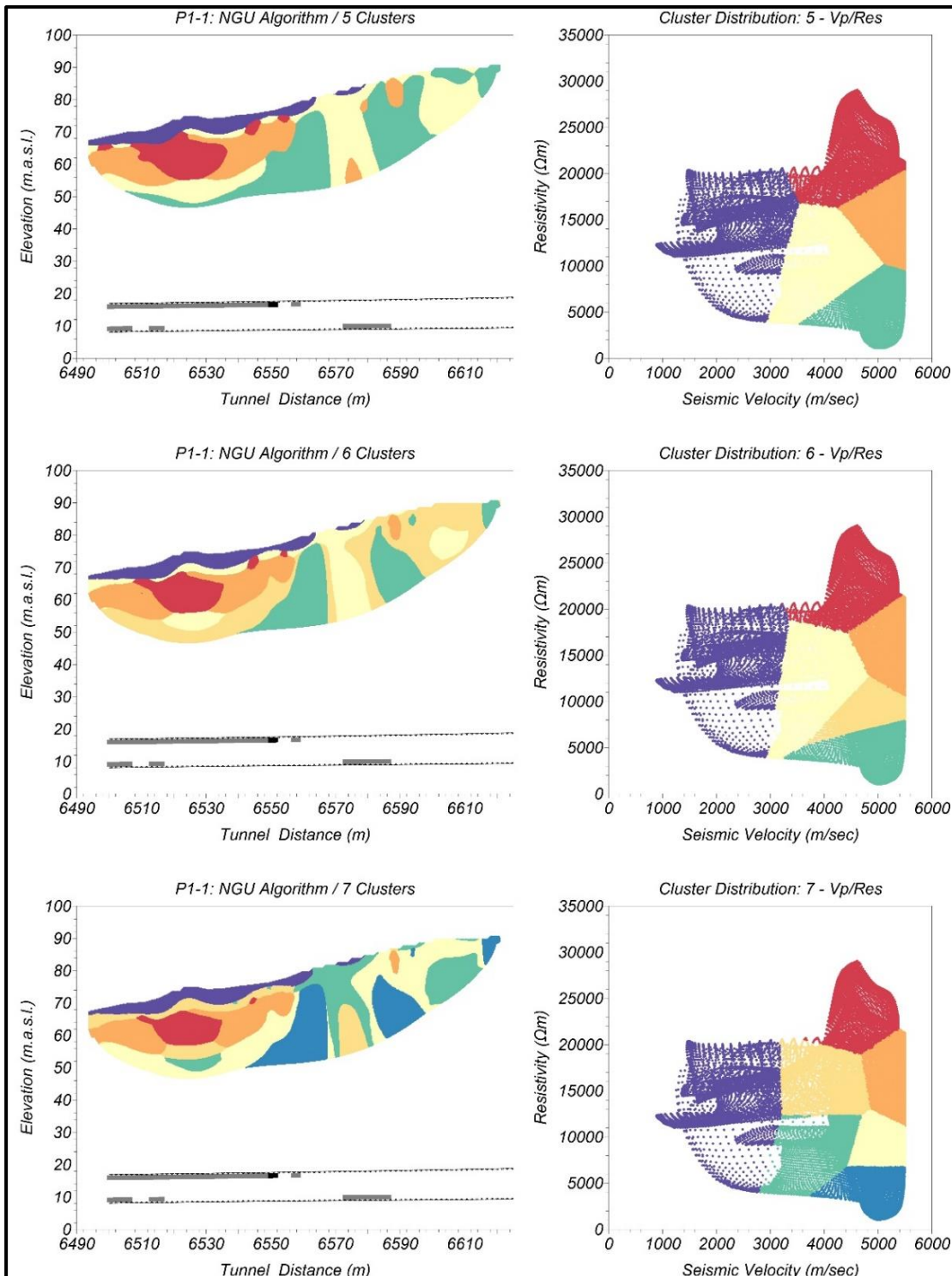
«Cluster»-analyser krever også at datagrunnlaget tilpasses i et datarom med n-dimensjoner, i dette tilfellet er rommet to-dimensjonalt for henholdsvis p-bølgehastighet i m/s og resistivitet i Ωm . Data blir så automatisk tilpasset forskjellige grupper («clusters»). Siste steg i prosessen er å plote profilet med fargekode for de forskjellige datagruppene.

Figur 7.28 viser analysen for profil P1-1 fra Knappetunnelen for analyser med fem, seks og sju grupper. Til høyre vises de respektive gruppeinndelingene ut fra p-bølgehastighet og resistivitet. Figurene til venstre viser hvordan disse gruppene fordeler seg langs profilet. Under hvert profil er observert bergmassekvalitet ved tunneldrivingen plottet med grått (dårlig bergmassekvalitet) og sort (meget dårlig bergmassekvalitet), data fra vestlige tunnel i heng og østlige tunnel i såle. Det må her bemerkes at gruppeinndelingen og tilordningen av farge for hver gruppe gjøres automatisk uten inngripen fra operatør.

7.7.3 Vurdering av resultatene fra analysen

Både den opprinnelige tradisjonelle tolkingen av profil P1-1 utført av GeoPhysix (Wåle 2009) og den automatiske tolkingen av samme data med Hagedoorns metode utført av NGU, indikerte tre ca. 10 m brede svakhetssoner med p-bølgehastighet 3800 m/s (se Figur 7.7). Den tomografiske inversjonen med Hagedoorntolkingen som startmodell, indikerer også tre svakhetssoner hvor hastigheten er i underkant av 4000 m/s, men disse er forskjøvet mot stigende koordinat (pelnummer). Sonen i midten ved pelnummer 6570 faller sammen med sone på resistivitsdata hvor resistiviteten er ca. 1000 Ωm (Figur 7.27). Resistiviteten viser ellers et noe uvanlig mønster med markert lav resistivitet (ca. 4000 Ωm) ned til tunnelnivå, og dette faller sammen med påvist dårlig bergmassekvalitet ved drivingen av vestligste tunnel. Store variasjoner i bergmassekvalitet fra vestlige tunnel til den østlige viser store lokale variasjoner som i alle fall delvis kan forklares med svakhetssoner som krysser tunnelen i spiss vinkel. De geofysiske data indikerer her klart stedvis dårlig bergmassekvalitet som senere er bekreftet ved tunneldrivingen.

«Cluster»-analysen vist i Figur 7.28 viser ikke så klare indikasjoner som det både p-bølgehastigheten og resistiviteten som i alle fall delvis er bekreftet med dårlig bergmassekvalitet ved tunneldrivingen. Årsakene til dette kan være flere.



Figur 7.28: «Cluster»-analyse av p-bølgehastighet og resistivitet ved profil P1-1 ved Knappe-tunnelen i Bergen. Øverst 5 grupper, i midten 6 og nederst 7 grupper. Fordelingen av P-bølgehastighet og resistivitet for hver gruppe er vist i figurene til høyre. Under hvert bilde er observert bergmassekvalitet under tunneldrivingen plottet i grått (dårlig bergmassekvalitet) og sort (meget dårlig bergmassekvalitet), data fra vestre tunnel i tunnelens heng og fra østre tunnel i tunnelens såle (fra Tassis & Wang 2022).

For å kunne få et ensartet datasett måtte resistivitetsdata tilpasses hastighetsdata og viktig informasjon måtte tas ut. Lav resistivitet i tunnelnivå, som faller sammen med dårlig bergmassekvalitet i vestre tunnel ble ikke med i analysen. Dette er selvsagt en sterk begrensning som gjør denne «cluster»-analysen mindre suksessfull.

Den automatiske inndelingen i grupper («clusters») tar ikke hensyn til hvilke hastighetsintervaller som gir den beste indikasjon av bergmassekvalitet. Som vist i Tabell 4.2, nyanseres bergmassekvaliteten med antatt god bergmasse ved p-bølge-hastigheter større enn 4600 m/s mens lavere hastigheter indikerer dårlig, svært dårlig, ekstremt dårlig og eksepsjonelt dårlig bergmassekvalitet. I den gruppen som representerer resistivitet lavere enn 5000 Ωm , hovedsakelig den grønne gruppen, blandes alle hastigheter fra ca. 3000 m/s (dårlig bergmassekvalitet) med hastigheter godt over 5000 m/s (god til svært god bergmassekvalitet).

Også gruppeinndelingen for resistivitet er uheldig. Erfaring tilsier at resistivitetsverdier større enn 5000 Ωm representerer god bergmassekvalitet (Rønning m.fl. 2013a). I «cluster»-analysen nyanseres resistivitets verdier over 5000 Ωm i flere grupper. Dette betyr at det er bare den grønne gruppen ved de to første analysene (5 grupper og seks grupper, Figur 7.27 øverst og i midten) som representerer dårlig bergmasse, mens det for sju grupper (Figur 7.27 nederst) er den blå gruppen som ut fra resistivitet indikerer dårlig bergmasse. Men, som en ser, denne sistnevnte gruppen representerer hastigheter større enn ca. 4000 m/s som for det meste indikerer god til meget god bergmassekvalitet. Ut fra dette burde grupperingen av p-bølge-hastighet og resistivitet vært styrt ut fra hva disse parameterne sier om bergmassekvalitet.

Også fargene som her er benyttet for de forskjellige gruppene kunne med fordel vært valgt annerledes. Dette er selvsagt subjektive vurderinger, men det er mest vanlig å benytte «kalde farger» (grønt og blått) for indikasjon av gradvis dårligere bergmasse, mens rødlige farger (varmere farger) benyttes for høye hastigheter og resistivitetsverdier og derved for god bergmassekvalitet. Dette kunne vært gjort annerledes for å fremheve dårlig bergmasse.

Ved arbeidet som er utført ved den geologiske undersøkelsen i Spania og ved NGU er også et annet profil fra Knappetunnelen undersøkt (P1-9). Heller ikke dette viste noe klarere sammenhenger mellom «cluster»-analysen og påvist bergmassekvalitet ved tunneldrivingen. Dette kan skyldes uheldig «cluster»-inndeling, men også fargebruk. Kombinerte tolkinger som dette har et potensiale for å kunne gi en bedre samlet beskrivelse av bergmassekvalitet langs de undersøkte profilene. Arbeidet bør derfor videreføres, og trolig kan det være fornuftig å analysere en logaritmisk fordeling av spesielt resistivitetsverdier. Også fargebruken bør vurderes for å få bedre visuelle bilder av de undersøkte profilene.

Læringspunkter

«Cluster»-analyse, slik den er utført i denne analysen, gir ikke noen klarere beskrivelse av bergmassekvalitet enn det refraksjonsseismikk og 2D resistivitet viste separat.

Metoden har et potensiale for mer nyanserte tolkinger av disse to datasettene og arbeidet bør videreføres.

8. FORMIDLING AV RESULTATER

En viktig del av samarbeidet med Statens vegvesen Vegdirektoratet har vært å dele resultater både fra samarbeidsprosjektet og andre relevante prosjekter slik at kunnskapen kommer hele næringen til gode. NGU har svart på dette ved rapportering, publisering og presentering av resultater i forskjellige nasjonale og internasjonale møter.

Som resultat fra samarbeidsprosjektet med Statens vegvesen Vegdirektoratet er det utarbeidet to veiledere, en for hvordan resistivitetsmålinger bør utføres for å oppnå best mulig resultater, og en tilsvarende for seismiske målinger (Refraksjons- og refleksjonsseismikk). Disse er publisert i Vegvesenets rapportserie (SVV 2018 og SVV 2021). Disse to veilederne finnes også som vedlegg 1 og 2 i foreliggende rapport.

Alle undersøkelser utført i regi av samarbeidsprosjektet med Vegdirektoratet og andre relevante prosjekter er rapportert i NGUs rapportserie. Noen tema er også publisert internasjonalt. Disse rapportene og publikasjonene er referert til i denne rapportteksten.

NGU har presentert resultater i en lang rekke foredrag i forskjellige forum som

- Geologisamlinger internt i SVV, 15 foredrag
- Bergmekanikkdager, 7 foredrag med omfattende artikler
- Nasjonale møter, 9 foredrag med sammendrag
- Internasjonale, 17 foredrag med Sammendrag / «Extended abstract»
- NIF-kurs ved NTNU, 5 forelesninger med artikler i kurskompendium.

En liste over foredrag ved disse møtene er vist i Vedlegg 3.

9. REFERANSER

- ABEM. 2012: *ABEM Terrameter LS. Instruction Manual, release 1.11*. ABEM Instrument AB, Sweden.
- Ali Ak, M. 1990: An analytical raypath approach to the refraction wavefront method. *Geophysical Prospecting*, vol. 38, pp. 971 – 982.
- Arbeidstilsynet 2018: Stråling fra radon under jord. Nedlastet 16. juli 2018 fra <https://www.arbeidstilsynet.no/tema/straling/radon/radon-under-jord/>
- Arntsen, M.L. 2012: Vegtunnelene Eikremtunnelen og Knapptunnelen: Vurdering av refraksjons-seismikk, resistivitet og laboratorieundersøkelser som en del av de ingeniørgeologiske undersøkelsene, M.Sc. oppgave, NTNU
- Archie, G.E. 1942: The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Petroleum Technology*, 5, 1422 – 1430.
- Ask, M & Ask, D. 2018: Results from the Neotectonics in Nordland – Implications for petroleum exploration (Neonor2) project, Work package 3 (34 pp.). In Olesen, O. (ed). *Neotectonics in Nordland - Implications for petroleum exploration (NEONOR2)*. NGU Report 2018.010 (402 pp.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2018/2018_010.pdf
- Baranwal, V.C., Olesen, O., Rønning J.S. 2013: Preparation of Action map for tunnel planning around Oslo region: Mapping of deep-weathered weak zones. NGU Report 2013.003 (26 pp.) https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_003.pdf
- Baranwal, V.C., Olesen, O. & Rønning, J.S. 2016: Action map for tunnel planning, Oslofjord - Telemark area: Mapping of deeply weathered weakness zones. NGU Report 2016.015 (29 pp.) https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_015.pdf
- Baranwal, V.C., Stampolidis, A., Koziel, J., Watson, R. & Rønning, J.S. 2019: Reprocessing of airborne gamma-ray spectrometry data in Norway for mapping of Cs-137 deposition from the Chernobyl accident. NGU Report 2019.039 (61 pp.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2019/2019_039.pdf
- Barton, N. 2007: *Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy*. Taylor & Francis, London 2007, side 92.
- Bollingmo, P. 1999: *Romeriksporten*. Kursdagene ved NTNU, Konferanse om trafikktunneler, Trondheim.
- Bruckl, E. 1987: The Interpretation of Travelttime Fields in Refraction Seismology. *Geophysical Prospecting*, vol. 35, pp. 973 – 992.
- Byström, S. 2006: Sluttrapport. Produksjon av flymagnetiska mätdata før prosjekt ROGFAST-06. Sveriges geologiska undersökning. Rapport datert 2006-08-17.
- Chiang, C.W., Goto, T.N., Mikada, H., Chen, C.C. and Hsu, S.K. 2012: Sensitivity of Deep-Towed Marine Electrical Resistivity Imaging Using Two-Dimensional Inversion: A Case Study on Methane Hydrate. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, Vol.23, No. 6, 725-732, December 2012. DOI:10.3319/TAO.2012.06.19.01(T).
- Dahlin, T. 1993: On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications. *PhD Thesis* (Department of Engineering Geology, Lund Institute of Technology, Lund University. 187pp, ISBN 91-628-1032-4) 187.
- Dahlin T, Zhou B 2004: A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* Vol 52, Issue 5, p. 379 – 398. DOI: 10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x
- Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 2003: Tunnelprosjektet. Geofysiske bakkemålinger og borehullslogging Jong – Asker, Asker og Bærum kommuner, Akershus. NGU Rapport 2003.006 (69 s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2003/2003_006.pdf
- Dalsegg, E. & Tønnesen J.F. 2004: Geofysiske målinger Breitind og Børa, Rauma NGU Rapport 2004.008 (21s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2004/2004_008.pdf
- Dalsegg, E. 2011a: Geofysiske målinger for tunneltrasè Rv80-05 Hunstad – Bodøelv, Bodø, Nordland. NGU Rapport 2011.002 (18 s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_002.pdf
- Dalsegg, E. 2011b: Geofysiske målinger i Endelausskogen og ved Ulvvatn for ny E 39 Svegatjern – Rådal, Bergen og Os, Hordaland. NGU Rapport 2011.006 (17s.).
- Dalsegg, E. 2012a: Geofysiske målinger på Kvitsøy, Kvitsøy kommune, Rogaland. NGU Report 2012.033, pp. 1-17, <http://www.ngu.no/en-gb/hm/Publications/Reports/2012/2012-033/>
- Dalsegg, E. 2012b: Geofysiske målinger langs tunneltrasèen Sørrelva - Sørkjosen, Nordreisa kommune, Troms. NGU Rapport 2012.006 (16s.) https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_006.pdf

- Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2002: Tunnelprosjektet. Geofysiske målinger ved Langvatnet, Lunner, Oppland. NGU Rapport 2002.106, (15 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2002/2002_106.pdf
- 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 (33s.). https://www.ngu.no/FileArchive/235/2006_006.pdf
- Dalsegg, E., Saintot, A. & Ganerød, G.V. 2010: Geofysiske og geologiske undersøkelser i forbindelse med Eikrem tunneltrase, Rv 70 Øydegard-Brunneset, Tingvoll, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2010.006 (67 s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_006.pdf
- Dalsegg, E. & Elvebakk, H. 2012: Geofysiske målinger i forbindelse med undersjøisk tunnel til Bjarkøya, Troms. NGU Rapport 2012.027, 41 sider.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_027.pdf
- Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2012: Geofysiske målinger på Mannen i Rauma kommune, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2012.024 (18 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_024.pdf
- Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 2013: Geofysiske bakke- og borehulls-målinger ved Nussir i 2013, Kvalsund kommune, Finnmark. NGU Rapport 2013.057 (52 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_057.pdf
- Drageset, L.N. 2013: Jernbanetunnel Holm – Nykirke – "Rørparaplymetoden". Overraskende parti med lite overdekning. Fjellspregningsdagen 2013, foredrag 13.
- Duås, M.W., Eggen, S.K. & Veien, H. 2016. Sammenligning av Q-verdier fra planleggingsfase og driftsfase i veggutgravinger. Bachelor-oppgave ved NTNU, Institutt for bygg og miljø 2016 (82s.).
- Eidosen, J.M. 2013: Metodikk for driving og sikring gjennom svakhetssoner ved Rogfast. Masteroppgave ved NTNU, Institutt for geologi og bergteknikk, 2013.
- Elvebakk, H. 2008: Borehullslogging, Åknes, Stranda kommune. NGU Rapport 2008.030 (36 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2008/2008_030.pdf
- Elvebakk, H. 2011a: Geofysisk logging av borehull ved Grualia, Lunner. NGU Rapport 2011.009 (33s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_009.pdf
- Elvebakk, H. 2011b: Geofysisk logging av borehull ved Arnestad skole, Asker. NGU Rapport 2011.016 (19s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_016.pdf
- Elvebakk, H. 2011c: Sammenstilling av resistivitet, seismiske hastigheter og naturlig gammastråling i norske bergarter. NGU Rapport 2011.042 (60s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_042.pdf
- Elvebakk, H. 2012: Results of borehole logging in well LYB CO2, Dh5R of 2012, Longyearbyen, Svalbard. NGU Report 2012.057 (57 pp.).
- Elvebakk, H. 2013: Geofysiske logging av borehull ved Geologisk museum på Tøyen, Oslo. NGU Rapport 2013.040 (63s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_040.pdf
- Elvebakk, H. 2015: Geofysisk logging av fem borehull ved Rana gruber, Storforshei. NGU Rapport 2015.009 (49 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015_009.pdf
- Elvebakk, H. & Braathen, A. 2001: Tunnelprosjektet. Borehullslogging og struktur-geologiske studier Grualia, Lunner kommune. NGU Rapport 2001.117 (92 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2001/2001_117.pdf
- Elvebakk, H. & Lutro, O. 2008: Geofysisk logging av borehull ved Hamar Flyplass. NGU Rapport 2008.079 (17s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2008/2008_079.pdf
- Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 2011: Geofysisk logging av borehull ved Drag, Tysfjord og Leknes, Lofoten. NGU Rapport 2011.014.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_014.pdf
- Elvebakk, H. and Saintot, A. 2011: Geofysisk logging av borehull på Alstein, Randaberg kommune, Rogaland. NGU Report 2011.032, pp. 1-43,
http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_032.pdf
- Elvebakk, H. & Pless G. 2018: Borehullslogging Åknes, Stranda kommune, 2017 – 2018. NGU Rapport 2018.026 (70s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2018/2018_026.pdf
- Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 2019: Geophysical logging of two deep boreholes at Fen, Nome municipality, Vestfold and Telemark County. NGU Report 2019.022 (105 pp.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2019/2019_022.pdf

- Elvebakk, H. & Larsen, B.E. 2021: Sammenstilling av resistivitet, seismiske hastigheter og naturlig gammastråling i norske bergarter. Oppdatering av NGU Rapport 2011.042. NGU Rapport 2021.015 (103 s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2021/2021_015.pdf
- Fjermestad, H., Gundersen, E., Hagelia, P., Moen, A.B. & Torp, M. 2018: Rv. 4 på Gran, nyttiggjøring av svartskifer. Sluttrapport og erfaringar. Statens vegvesens Rapportar nr. 333.(234 s.). <https://vegvesen.brage.unit.no/vegvesen-xmlui/handle/11250/2659322>
- FUGRO 2003: Fixed wing borne magnetic, radiometric and VLF-EM surveying in the Oslo Region, Southern Norway. FUGRO Logistics Report FCR 2241.
- FUGRO 2018a: Geophysical Operations Report, Norwegian Public Roads Administration Fjord Crossings E39 – Marine Ground Investigations, Romsdalsfjorden, Area 07. Fugro Report No. 132128V00_D1-DO1.5_Vol-3.
- FUGRO 2018b: Interpretation Report, Norwegian Public Roads Administration Fjord Crossings E39 – Marine Ground Investigations, Romsdalsfjorden, Area 07. Fugro Report No. 132128V00_D1-O1.1_Vol-7.
- FUGRO 2019: E39 Coastal Highway Route, Romsdalsfjorden Fjord Crossing, Norway, Investigation Results, Geotechnics. Fugro Report No. P903306/01.
- FUGRO 2020: Fjord Crossings E39. Marine Ground investigations – Romsdalsfjorden. Interpretation of Depth to Basement. Fugro Report No. 133887/00
- Ganerød, G.V. 2007: Applied Structural Geology – Case Studies of Underground Constructions and Rockslides. Ph.D. Thesis, University of Bergen, 2007.
- Ganerød, G. V., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Holmøy, K., Nilsen, B. & Braathen, A. 2006: Comparison of geophysical methods for sub-surface mapping of faults and fracture zones in a section of the Viggja road tunnel, Norway. Bull. Eng. Geol. Env. (2006) 65: 231 – 243). ISSN: 1435-9529 (Paper) 1435-9537 (Online).
- Ganerød G.V. & Rønning, J.S. 2008: Bruk av geofysiske metoder som kartleggingsmetode. Bergmeknikkdagen Oslo, 21. november 2008. Artikkel i møtekompodium.
- Ganerød, G.V., Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2009a: Geologiske og geofysiske undersøkelser for tunnelstrekning Sandeide-Liavatnet, Ringveg Vest, Bergen. NGU Rapport 2009.077, 23 pp. https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_077.pdf
- Ganerød, G.V., Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2009b: 2D resistivetsmålinger langs den planlagte Holm - Holmestrand – Nykirke jernbanetunnel. NGU Rapport 2009.068. https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_068.pdf
- Ganerød, G.V., Dalsegg, E., Olesen, O., Rønning, J.S., Saintot, A. & Tønnesen, J.F. 2010: Kartlegging av svakhetssoner i fjell; Eksempler fra tunnelprosjektene Eikrem (SVV) og Holmestrand (JBV). Bergmeknikkdagen 2010.
- Gebrande, H. & Miller, H. 1985: Refraksjonsseismik (in German). In: F. Bender (Editor) Angewandte Geowissenschaften II. Ferdinand Enke, Stuttgart; pp. 226 – 260. ISBN 3-432-91021-5.
- Geogiga 2019: Geogiga DW Tomo 9.1 — Refraction Tomography Software <https://www.geogiga.com/en/dwtomo.php>
- Geomap 2017: E39 Romsdalskryssingen. Seismic tomography and refraction seismic survey. Geomap rapport datert 21. Desember 2017.
- Geomap/GeoVista 2018: E39 Romsdalskryssingen. Seismic tomography and refraction seismic survey. Preliminary report – borehole 2B. (Oversendt Statens vegvesen 28. September 2018).
- Geosoft inc., 2018: Mapping and processing, Oasis montaj, Standard edition (version 9.5)
- GeoTom 2017: GeotomCG, GeoTomCG GPR and seismic tomography software (versjon 15.5.1). <http://dev.geotom.net/>
- Gjelsnes, H.C. 2013: Gjennomførbarhet for bruk av TBM ved Rogfast. Masteroppgave ved NTNU, Institutt for geologi og bergteknikk, 2013.
- Grasty, R. L., P. B. Holmann, and Y. B. Blanchard. 1991: Transportable Calibration Pads for Ground and Airborne Gamma-Ray Spectrometers. Geological Survey of Canada Paper 90-23.
- Gundersen, P. & de Beer, H. 2009: Statistikk vanngiverevne i forskjellige bergarter. ForForUT deloppgave 3. NGU Rapport 2009.066 (9 sider, 7 kartbilag). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_066.pdf
- Hagedoorn, J.G. 1959: The Plus-Minus method of interpreting seismic refraction sections. Geophysical Prospecting 7 (2), pp. 158 – 182.
- Hansen, L., Rohr-Torp, E., Tønnesen, J.Fr., Rønning, E. & Muring, E. 2002: Grunnvann og grunnvarme fra dype dalfyllinger langs Glåma. NGU Rapport 2002.082 (47s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2002/2002_082.pdf

- Helse- og omsorgsdepartement 2017: Forskrift om strålevern og bruk av stråling (Strålevernforskriften). Nedlastet 16. juli 2018 fra https://lovdata.no/dokument/SF/forskrift/2016-12-16-1659#KAPITTEL_4
- Henkel, H. 1991: Magnetic crustal structures in Northern Fennoscandia. In Wasilewski, P. & Hood, P. (eds.) *Magnetic anomalies - land and sea. Tectonophysics* 192, 57-79.
- Henkel, H. & Guzmán, M. 1977: Magnetic features of fracture zones. *Geoexploration* 15, 173-181.
- Huseby, F.C.A. 1968: Lieråsen tunnel. Del II: Geofysiske og videre geologiske undersøkelser. Tekniske meddelelser – NSB, tekniske tidsskrift for Norges Statsbaner, Nr. 3. NSB, Oslo 1968, 11 s.
- IAEA 2003: Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma Ray Spectrometry Data. IAEA-TECDOC-1363'. IAEA, Vienna.
- IMPAKT 2020: E39 Romsdalsfjorden, Vik – Julbøen. Refraksjonsseismiske undersøkelser i sjø og på land. Rapport fra IMPAKT Geofysik AB datert 2020-02-05.
- Intelligent Resources 2019: Rayfract Seismic Refraction & Borehole Tomography- Subsurface Seismic Velocity Models for Geotechnical Engineering and Exploration. Downloaded from <http://rayfract.com>
- Isaksson, M. 2011: Environmental Dosimetry – Measurements and Calculations, Radioisotopes - Applications in Physical Sciences, Prof. Nirmal Singh (Ed.), InTech.
- Janbu, N. 1970: Grunnlag i geoteknikk. Tapir forlag.
- Jorde, K., Sigmond, E.M.O. og Thorsnes, T. 1995: STAVANGER, Berggrunnsgeologisk kart 1:250 000, NGU.
- Karlsen, F.S. & Iversen, E. 2013: Fv 867 Bjarkøytunnelen. Ingeniørgeologisk rapport for konkurransegrunnlaget. Statens vegvesen, Oppdragsrapport Region Nord, Ressursavdelingen. Nr.: 2013102312-003.
- Karous, M. R., & Hjelt, S. E. 1983: Linear filtering of VLF dip-angle measurements. *Geophysical Prospecting* 31 Issue 5 p. 782 – 794. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1983.tb01085.x>
- Kartverket 2019: Høydedata og terrengmodeller fra Kartverket. <https://www.kartverket.no/data/Hoydedata-og-terrengmodeller/>
- Kim, J.H. 2012: DC 2DPro v. 0.99. User's Guide. <http://kigam.en.ecplaza.net/>
- Kirkeby, T. & Iversen, E. 1996: Rv. 35 Gualia – Slettmoen; tunnel gjennom Tveitmarktoppen, Geologisk undersøkelser for detaljplan. Oppdragsrapport nr. E-218 A, nr. 2. Vegdirektoratet, Veglaboratoriet, Oslo 1996.
- Kirkeby, T. & Kveen, A. 2003: Geologisk kartlegging langs Lunnertunnelen. Kartlegging som en del av «Miljø- og samfunnstjenlige tunneler». Vegdirektoratet, Teknologidivisjonen, Oslo 2003.
- Kirkeby, T. 2010: Ringveg Vest i Bergen, 2. byggetrinn. Ingeniørgeologisk rapport til konkurransegrunnlaget. Oppdragsrapport nr. 2010127742-001, 132 sider.
- Kirkeby, T. 2013: Resistivitet og tunnelkartlegging, Ringveg Vest i Bergen. Eller; hvordan gikk det egentlig. Foredrag, Svv Teknologidagene i Trondheim 21. – 24. oktober 2013.
- Kirkeby, T. 2019: Geologisk sluttrapport for Knappetunnelen. Rapport ?????. Statens vegvesen, Vegdirektoratet.
- Lecomte, I., Gjøystdal, H., Dahle, A. & Pedersen, O.C. 2000: Improving modelling and inversion in refraction seismic with a first order Eikonal solver. *Geophysical Prospecting*, vol. 48, pp. 437 – 454.
- Lile, O.B. 1996: Kompendium i radiometri. Institutt for Petroleumsteknologi og Anvendt Geofysikk, NTNU.
- Lile, O.B., Backe, K.R., Elvebakk, H. and Buan, J.E. 1994: Resistivity measurements on the sea bottom to map fracture zones in the bedrock underneath sediments. *Geophysical Prospecting*, 42, 813-824.
- Loke, M.H. 2002: RES2DMOD ver. 3.01 Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction manual. www.geoelectrical.com.
- Loke, M.H. 2010: RES2DMOD ver. 3.59 Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction manual. www.geoelectrical.com.
- Loke, M.H. 2016: Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Revision date 26th June 2016. www.geotomosoft.com
- Lovdata 2010: Forskrift om forurensningslovens anvendelse på radioaktiv forurensning og radioaktivt avfall. <https://lovdata.no/dokument/SF/forskrift/2010-11-01-1394?q=radioaktiv%20forurensning>
- Lutro, O., Redfield, T., Opikofer, T., Dehls, J. & Rønning, J.S. 2015: E39 Krysning av Romsdalsfjorden. Berggrunnsgeologi, strukturgeologi og undersøkelse av ustabile fjellparti. NGU

- Rapport 2015.039 (36 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015_039.pdf
- Mauring, E. & Rønning, J.S. 1990: Refleksjonsseismiske målinger ved Oppstad på Jæren, Hå kommune, Rogaland. NGU Rapport 90.148 (16 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1990/90_148.pdf
- https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1995/95_007.pdf Mauring, E. & Rønning, J.S. 1991: Målinger med grunn refleksjonsseismikk på land. Teknikk, utførelse og resultater. NGU Rapport 91.201 (42s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1991/91_201.pdf
- Mauring, E., Longva, O., Rønning, J.S. & Tønnesen J.F. 1990: Seismiske og elektriske målinger over løsmasseavsetninger på Godøy. Giske kommune, Møre og Romsdal. NGU Rapport 90.140 (27.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1990/90_140.pdf
- Mauring, E. Rønning, J.S & Danielsen, E. 1995a: Georadar og refleksjonsseismiske målinger i Tanaelven, Tane kommune, Finnmark. NGU Rapport 95.007 (44s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1995/95_007.pdf
- Mauring, E. & Rønning, J.S. 1995b: Refleksjonsseismiske målinger og georadarmålinger ved utløpet av Altaelva, Finnmark. NGU Rapport 95.129 (24.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1995/95_129.pdf
- Moen, K. 2007: Rock fall in the Ravneheia tunnel, Farsund. Bergmekanikkdagen 2007, Artikkel 5, 19s.
- Myran, T., Rushfeldt, H. & Furuseth, K. 2020: HMS i bergindustrien. ISBN: 978-82-690947-1-8. Elusive Worlds, 2020.
- NGI 2015: Bruk av Q-systemet. Bergmasseklassifisering og bergforsterkning. Håndbok utarbeidet av NGI.
- Nilsen, B, Bollingmo, P. & Nordgulen, Ø. 2007: Raset i Hanekleivtunnelen 25. Desember 2006. Rapport fra undersøkelsesgruppen.
- Ofstad, F. 2016: Helicopterborne magnetic, electromagnetic and radiometric geophysical survey at Raudsand area, Nesset municipality, Møre og Romsdal county. NGU Report 2016.037 (31pp.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_037.pdf
- Ofstad, F., Wang, Y. & Tassis, G. 2020: Helicopter-borne magnetic, electromagnetic and radiometric geophysical survey in Harstad area, Troms County. NGU Report 2020.009 (34 p.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2020/2020_009.pdf
- Olesen, O. 2006: Aktsomhetskart for tunnelplanlegging, Østlandsområdet, Geofysisk tolkning av dypforvitring, M 1:100.000. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Olesen, O., Dehls, J.F., Ebbing, Henriksen, H., Kihle, O. & Lundin, E. 2007a: Aeromagnetic mapping of deep-weathered fracture zones in the Oslo Region – a new tool for improved planning of tunnels. Norwegian Journal of Geology 87, pp. 253 - 287. ISSN 029-196X
- Olesen, O., Balling, N., Barrère, C., Breiner, N., Davidsen, B., Ebbing, J., Elvebakk, H., Gernigon, L., Koziel, J., Lutro, O., Midtømme, K., Nordgulen, Ø., Olsen, L., Osmundsen, P. T., Pascal, C., Ramstad, R. K., Rønning, J. S., Skilbrei, J. R., Slagstad, T., & Wissing, B. 2007b: KONTIKI Final Report, Continental Crust and Heat Generation in 3D. NGU Report 2007.042 (438 pp.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2007/2007_042.pdf
- Olesen, O., Bering, D., Brønner, M., Dalsegg, E., Fabian, K., Fredin, O., Gellein, J., Husteli, B., Magnus, Ch., Rønning, J.S., Solbakk, T., Tønnesen J.F. & Øverland, J.A. 2012: Tropical Weathering In Norway, TWIN Final Report. NGU Report 2012.005, 188 pp.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_005.pdf
- Olesen, O. & Rønning, J.S. 2008: Dypforvitring: Fortidens klima gir tunnelproblemer. NGU Gråstein nr. 12 (10 sider).
- Paffhuber, A.A., Lysdahl, A., Sørmo, E., Bazin, S.Skurdal, G., Thomassen, T., Anschutz, H. & Scheibz, J. 2017: Delineating hazardous material without touching – AEM mapping of Norwegian alum shale. First Break Vol. 35, Aug. 2017.
- Palmer, D. 1980: The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation. Society of Exploration Geophysicists (SEG), Tulsa. ISBN 0-931830-14-1.
- Palmstrøm, A., Nilsen, B., Pedersen, K.B. & Grunt, L. 2003: Miljø og samfunnstjenlige tunneler. Riktig omfang av undersøkelser for berganlegg. Svv Publikasjon 101 (137s.)
- Quindos, L. S, Fernández, P. L, Ródenas, C., Gómez-Arozamena, J. & Arteché, J. 2004: Conversion Factors for External Gamma Dose Derived from Natural Radionuclides in Soils. Journal of Environmental Radioactivity 71 (2): 139–45. doi:10.1016/S0265-931X(03)00164-4.
- Ragnhildstveit, J., Naterstad, J., Jorde, K. & Egeland, B. 1998: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Haugesund - M 1:250 000, NGU
- Reinecker, J., Tingay, M. & Müller, B. 2003: Borehole breakout analysis from four-arm caliper logs. *University of Karlsruhe, Geophysical Institute. World Stress Map Project.*

- Reynolds 2011: An Introduction to Engineering and Environmental Geophysics, Second Edition. Wiley & Sons, UK.
- Reiser, F., Dalsegg, E., Dahlin, T., Ganerød, G.V. and Rønning, J.S. 2009: Resistivity Modelling of Fracture Zones and Horizontal Layers in Bedrock. NGU Report 2009.070 (117 pp.). http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_070.pdf
- Robertson Geo 2021: Nettsidene til Roberson Geo, tidligere Robertsson Geologging, nedlastinger høsten 2021. <https://www.robertson-geo.com/>
- Rønning, J.S. 2003: Miljø- og samfunnstjenlige tunneler. Sluttrapport delprosjekt A, Forundersøkelser. Statens vegvesen, Publikasjon 102.
- Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 2001: Tunnelprosjektet. Geofysiske målinger ved Langvatnet, Lunner, Oppland. NGU Rapport 2001.090 (22s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2001/2001_090.pdf
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Storrø, G. 2003: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. 9th EEGS European Meeting, Prague, August 31 – September 4., 2003. Extended Abstract: Proceedings P005.
- Rønning, J.S. & Elvebakk, H. 2005: Onshore – Offshore Resistivity studies. Basement resistivity at the Frøya High. NGU Report 2005.032 (20 pp.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2005/2005_032.pdf
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Haase, C., Nordgulen, Ø., Olesen, O., Saintot, A. & Solli, A. 2006a: Geological and geophysical investigations for the ROGFAST project. NGU Report 2006.076 (91 pp.). https://www.ngu.no/FileArchive/235/2006_076.pdf
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G.V. & Tønnesen, J.F. 2006b: Geofysiske målinger Åknes og Tafjord, Stranda og Nordal kommuner, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2006.002 (66s.). https://www.ngu.no/FileArchive/235/2006_002.pdf
- Rønning, J.S., Olesen, O., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Gellein, J. 2007: Dypforvitring i Oslo-regionen. Påvising og oppfølgende undersøkelser. NGU Rapport 2007.034 (50s.). https://www.ngu.no/FileArchive/237/2007_034.pdf
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G.V. & Heincke, B.H. 2009a: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. Proceedings from 5th Seminar on Strait Crossings, Trondheim, June 21 – 24 2009, p. 439 - 444 (SINTEF/NTNU).
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Heincke, B., Olesen, O. og Tønnesen, J.F. 2009b: Geofysiske målinger over tunneler ved Hanekleiv, Ravneheia og Vadfoss. NGU Rapport 2009.040 (33 sider). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_040.pdf
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Heincke, B., Tønnesen, J.F. & Wisen, R. 2009c: Resistivetsmålinger og retolkning av seismikk langs E6 og Dovrebanen ved Mjøsa. NGU Rapport 2009.064 (50 sider). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_064.pdf
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G.V., deBeer, H., Gundersen, P., & Reiser, F. 2011: Forbedrede forundersøkelser for tunneler -Oppsummering av et samarbeidsprosjekt med Vegdirektoratet. Bergmekanikkdagen 2011.
- Rønning, J.S., Ganerød, G.V., Dalsegg, E. & Reiser, F. 2013a: Resistivity mapping as a tool for identification and characterization of weakness zones in bedrock - definition and testing of an interpretational model. Bull. Eng. Geol. Environment Volume 73, Issue 4 (2014), P. 1225-1244.
- Rønning, J.S., Tassis, G. Tsourlos, P. & Dalsegg, E. 2013b: Resistivitet for kartlegging av svakhetssoner i fjell i marine miljø. Muligheter og begrensninger. Bergmekanikkdagen 2013, artikkel 27.1 (16 sider).
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Drageset, L., Ganerød, G.V. & Wiig, Hanne Sagen 2015: Resistivetsmålinger langs jernbanetunnel Holm – Nykirke. Hva kan vi lære? Bergmekanikkdagen 2015, artikkel 31. (15 sider).
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T. & Wåle, M. 2016a: Retolkning av geofysiske data og sammenligning med resultater fra tunneldriving, Knappetunnelen ved Ringveg Vest i Bergen. NGU Rapport 2016.048 (48s.). http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_048.pdf
- Rønning, J.S., Baranwal, V.C & Ofstad, F. 2016b: Grunnundersøkelser ved Raudsand, Nesset kommune i Møre og Romsdal. Resultater fra helikopter-målinger og forslag til videre undersøkelser. NGU Rapport 2016.043 (19 s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_043.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T., Wåle, M. & Rohdewald, S. 2017a: Geofysiske metoder og svakhetssoner i fjell. Hva fungerer best? Bergmekanikkdagen, Oslo, 24. nov. 2017, artikkel 27.1
- Rønning, J.S., Elvebakk, H., Lutro, O., Dagestad, A. & Jæger, Ø. 2017b: Grunnundersøkelser ved Raudsand, Nesset kommune i Møre og Romsdal. Tolkning av borehullslogging og

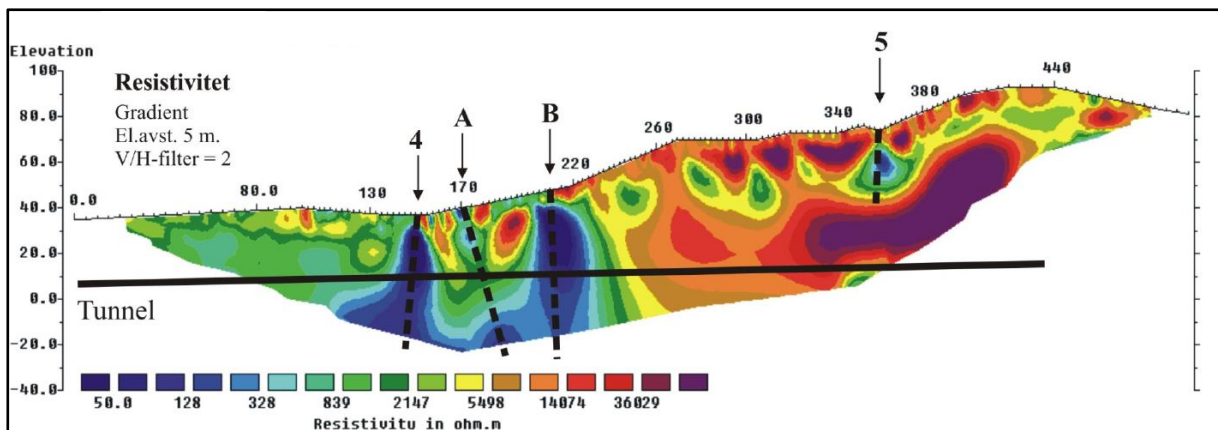
- vannanalyser. NGU Rapport 2017.024 (62s.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2017/2017_024.pdf
- Rønning, J.S., Elvebakk, H., Lutro, O., Dagestad, A. & Jæger, Ø. 2017c: Grunnundersøkelser ved Raudsand, Nesset kommune i Møre og Romsdal. Tolkning av borehulls-logger og vannanalyser. NGU Rapport 2017.024. (62 s.).
- Rønning, J.S., Bjørlykke, A., Elvebakk, H., Herfinndal, K.K. & Watson, R.J. 2018: Måling av radioaktivitet ved Kvernsundtunnelen til i Bjarkøya i Troms. NGU Rapport 2018.019 (58 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2018/2018_019.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T. & Wåle, M. 2019a: Reprosessering og ny samtolkning av geofysiske data med resultater fra tunneldriving, Knappetunnelen ved Ringveg Vest i Bergen. NGU Rapport 2019.014 (57s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2019/2019_014.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T., Wåle, M. & Rohdewald, S. 2019b: Hvordan bør refraksjonsseismikken utføres, tolkes og presenteres? Tradisjonell tolking eller tomografisk inversjon. Bergmekanikkdagen, Oslo, 22. nov. 2019.
- Rønning, J.S., Baranwal, V.C., Brønner, M., Elvebakk, H., Fabian, C., Haase, C., Rueslåtten, H. og Schiellerup, H. 2019c: Grunnundersøkelser ved Raudsand, Nesset kommune i Møre og Romsdal. Supplerende undersøkelser i 2019. NGU Rapport 2019.003 (39 sider).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2019/2019_003.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kavli, A., Åndahl, T., Olsen F.W.G. & Wisen, R. 2020a: Kvalitet på tolking av seismikk. Eksempler fra E39 Kryssing av Romsdalsfjorden. NGU Rapport 2020.040 (118s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2020/2020_040.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Wisen, R. & Turesson, B. 2020b: Tomographic inversion of synthetic refraction seismic data. Quality of inversion using various off-end shots, fracture zones depth, fracture zone velocity, soil thickness and hidden layer thickness. NGU Report 2020.044 (53s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2020/2020_044.pdf
- Torgersen, E., Redfield, T., Svendby, K. & Fabian, K. 2021: Hva skal vi med lineamentkart? Bergmekanikkdagen 2021. Artikkel 36 (10 s.).
- Saintot, A., Elvebakk, H., Ganerød, G.V., Oppikofer, T. & Farsund, T. 2011: Mannen unstable rock-slope (Romsdal, Møre & Romsdal County): Logging of drill hole and core KH-01-10 coupled to the geomorphologic interpretation of 1 m resolution digital elevation model and terrestrial laser scan displacement analysis. NGU Report 2011.026 (126 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_026.pdf
- Schuster, G.T. & Quintus-Bosz, A. 1993: Wavepath eikonal travelttime inversion: Theory. Geophysics vol. 58, pp. 1314 – 1323.
- Sheehan, R.S., Doll, W.E. & Mandell, W.A. 2005: Refraction Tomography Analysis. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, Vol 10 Issue 1 (March 2005).
- Sjøgren, B. 1984: Shallow Refraction Seismics. Chapman and Hall. ISBN 0-412-24210-9.
- Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, J.S. & Dalsegg, E. 2011: Veileder for bruk av resistivitetsmålinger i potensielle kvikkleireområder. Versjon 1.0. NGU rapport 2010.048
http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_048.pdf
- Solli, A. & Nordgulen, Ø. 2014: Geological investigations for the ROGFAST project in the area between Kvitsøy and Bokn. NGU Rapport 2014.054 (26 s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2014/2014_054.pdf
- Storrø, G., Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 2002: Tunnelprosjektet. Borehullslogging og strukturgeologiske studier Gualia, Lunner kommune. NGU Rapport 2002.051 (50s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2002/2002_051.pdf
- SVV 2018: Kartlegging av svakhetssoner i berg med resistivitet. Veiledning. Statens vegvesen Rapport Nr. 305 (19 s.).
<https://vegvesen.brage.unit.no/vegvesen-xmlui/handle/11250/2498014/discover>
- SVV 2020: Sikkerhet, helse og arbeidsmiljø i veggutgravninger under drift. Håndbok R512. Retningslinje, ISBN 978-7207-759-3.
<https://www.vegvesen.no/siteassets/content/vedlegg/handboker/hb-r512-sikkerhet-helse-og-arbeidsmiljo-i-vegtunneler-under-drift.pdf>
- SVV 2021: Seismiske målemetoder. Veiledning. Statens vegvesen Rapport Nr. 733. (32s.).
<https://vegvesen.brage.unit.no/vegvesen-xmlui/handle/11250/2788662>
- Tassis G., Dalsegg, E., Rønning, J.S. & Tsourlos, P. 2013a: Detection and characterization of fracture zones in bedrock in marin environment. NGU Report 2013.017 (74pp.)
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_017.pdf
- Tassis, G.A., Tsourlos, P.I., Rønning, J.S. 2013b: Marine ERT Modelling for the Detection of Fracture Zones - Poster presentation under "Geophysics in Engineering Geology", Extended abstract, Near Surface Geophysics 2013, 9-11 September, Bochum, Germany.

- Tassis, G., Tsourlos, P., Rønning, J.S. & Dahlin, T. 2014a: Detection and characterization of fracture zones in bedrock - Possibilities and limitations. First International Shallow Marine Geophysics Conference, Near Surface Geoscience, EAGE, Athens Greece, September 14-18. Extended Abstract in Conference Proceedings.
- Tassis, G., Dalsegg, E., Larsen, B.E. & Rønning, J.S. 2014b: Mapping of fracture zones using resistivity method between islands at Arsvågen, Bokn municipality, Rogaland - ROGFAST project. NGU Report 2014.049 (23pp.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2014/2014_049.pdf
- Tassis, G., Rønning, J.S. & Rohdewald, S. 2017: Refraction seismic modelling and inversion for the detection of fracture zones in bedrock with the use of Rayfract® software. NGU Report 2017.025 (62pp.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2017/2017_025.pdf
- Tassis, G., Rohdewald, S. & Rønning, J.S. 2018: Tomographic Inversion of Synthetic Data Using Various Starting Models in Rayfract® software. NGU Report 2018.015 (45pp.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2018/2018_015.pdf
- Tassis, G.A., Tsourlos, P.I. & Rønning, J.S. 2020: Detection and characterization of fracture zones in bedrock in marine environment: possibilities and limitations. Near Surface Geophysics, Volume 18, Issue 1 - Quantitative Geophysical Characterisation of Marine Near-Surface, Jan 2020, p. 91 – 103. DOI: <https://doi.org/10.1002/nsg.12086>
- Tassis, G. & Wang, Y. 2022: Detection of weak zones in bedrock using a Fuzzy C-Means approach on individually and jointly inverted Resistivity and Refraction Seismic 2D profiles from Knappe tunnel, Vestland county. NGU Report 2022.003 (in prep.).
- Tingay M., J. Reinecker, B. Müller 2016: Borehole breakout and drilling-induced fracture analysis from image logs. In: O. Heidbach (Ed.), World Stress Map Scientific Technical Report 16-01: WSM quality ranking scheme, database description and analysis guidelines for stress indicator: 33-41. Accessed 12 June 2018 at:
http://www.worldstressmap.org/fileadmin/wsm/pdfs/WSM_STR_16_01.pdf
- Tsourlos, P.I., Tsokas G.N. & Albanakis, K. 2001: Geoelectrical surveys in marine environments. Geowaters Project Report, 2001.
- Thunhead, H. & Olsson, O. 2004: Borehole corrections for a thick resistivity probe. *JEEG, December 2004, Volume 9, Issue 4, pp. 2*
- Tønnesen, J. F. 1978: Geofysiske undersøkelser av kvartære sedimenter i Numedal. Hovedoppgave i geofysikk/kvartærgeologi, Inst. For Geologi, Universitetet i Oslo.
- Tønnesen, J.F. 1979: Seismiske grunnundersøkelser av sand og grusforekomst i Bjørkåsen ved Kolvereid. NGU Rapport 1703 (7 s.). <https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1970-1979/1703.pdf>
- UNSCEAR 1993: Sources and Effects of Ionizing Radiation. UNSCEAR 1993 Report to the General Assembly, with Scientific Annexes.
http://unscear.org/docs/publications/1993/UNSCEAR_1993_Annex-D.pdf
- Walker, P. 1993: Airborne radon hazard mapping – Løten, Hedmark County, Norway. NGU Report 1993.046 (50 pp.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1993/93_046.pdf
- Walker P. & Smethurst, M.A. 1993: The distribution of 137 Cs in the Meråker and Grong/Snåsavatnet areas. NGU Report 93.045 (44 pp.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1993/93_045.pdf
- Watanabe, T., Matsuoka, T. & Ashida, Y. 1999: Seismic travelttime tomography using Fresnel volume approach. SEG Technical Program Expanded Abstracts 1999: pp. 1402-1405.
<https://doi.org/10.1190/1.1820777>
- Westerdahl, H. 2003: Seismisk modellering. Modellering av seismiske data over løsmassefylte depresjoner, svakhetssoner og ved kabelheng. Miljø- og samfunnstjenlige tunneler, Rapport 32. Statens vegvesen. <https://vegvesen.brage.unit.no/vegvesen-xmlui/handle/11250/190422>
- Wisén, R. 2008: Refraksjonsseismiske undersøkelser for fellesprosjektet E6 – Dovrebanen. Rapport datert juli 2008 fra Rambøll Danmark AS.
- Wåle, M. 2009: Refraksjonsseismiske undersøkelser Ringveg Vest, byggetrinn 2 Sandeide-Liavatnet. GeoPhysix, Rapport
- Zelt, C.A., Haines, S., Powers, M.H., Sheehan, J., Rohdewald, S., Link, C., Hayashi, K., Zhao, D., Zhou, H-W., Burton, B.L., Petersen U.K., Bonal, N.D. & Doll, W.E 2013: Blind test of methods for obtaining 2D near-surface seismic velocity models from first arrival traveltimes. *JEEG*, Sept. 2013, Vol. 18, Issue 3 pp. 183 – 194. DOI: 10.21131 JEEG 18.3.183.
- Zelt, C.A. & Chen, J. 2016: Frequency-dependent travelttime tomography for near-surface seismic refraction data. *Geophys. J. Int.* (2916) 207, 72 – 88. doi:10.1093/gji/ggww269.

A.1 Vedlegg 1: VEILEDER. Kartlegging av svakhetssoner i berg med 2D resistivitetsmålinger.

Kartlegging av svakhetssoner i berg med 2D resistivitetsmålinger

Veiledning



FORORD

Dette dokumentet gir veiledende informasjon om utførelse av resistivitetmålinger for kartlegging av svakhetssoner i berg.

Veiledningen:

- gir en oversikt over i hvilke geologiske miljø (på land) metoden kan benyttes,
- beskriver hvordan god datakvalitet sikres, hvordan målingene bør utføres i felt, hvordan data bør prosesseres, og hvordan data bør tolkes og rapporteres.

Veiledningen bygger i stor grad på forskning og utviklingsarbeid utført ved NGU og Universitetet i Lund, men også på tilsvarende veiledning for resistivitetmålinger for grunnvannskartlegging i Danmark (Geofysiksamarbeidet 2008). Veiledningen er utviklet i samarbeid med Statens vegvesen vegdirektoratet, og har vært på høring hos:

- Hydrogeofysik-gruppen på Geologisk Institut ved Aarhus Universitet (Anders Vest Christiansen, Espen Auken)
- Avdeling for Ingeniørgeologi ved Universitetet i Lund (Torleif Dahlin)
- SINTEF Byggforsk, faggruppe Geologi og bergteknikk (Kristin H. Holmøy)
- NGI, Avdeling for Geokartlegging (Andreas Pfaffhuber)
- Rambøll Danmark (Roger Wisen).

Forundersøkelser skal utføres i henhold til Statens vegvesens håndbok N500 vegtunneler, veiledning for undersøkelser og rapportering er gitt i håndbok V520 Tunnelveiledning. Dette dokumentet er en veiledning for en spesiell metode, resistivitetmålinger.

Veilederen er utarbeidet for det vanligste utstyret for resistivitetmålinger i Norden i dag: Lund-kabelsystemet, Multiple gradient elektrodekonfigurasjon, ABEM måleutstyr og inversjonsprogram Res2Dinv. Andre tilsvarende systemer fra andre leverandører kan selvsagt også benyttes under forutsetning av at utstyret fungerer like bra.

INNHold

1	INNLEDNING	291
1.1	Bakgrunn – resistivitetsmålinger i tunnelplanlegging	291
2	FORARBEID OG GEOLOGISKE FORHOLD	293
2.1	Forarbeid	293
2.2	Geologiske forhold og begrensninger med metoden.	293
3	MÅLEUTSTYR OG TESTER	294
3.1	Test av måleinstrument.....	294
3.2	Test av målekabler.....	294
4	UTFØRELSE AV MÅLINGER I FELT	295
4.1	Måleutstyr og metodikk	295
4.2	Kabelutlegg	295
4.3	Elektroder og elektrodekontakt	295
4.4	Elektrodekonfigurasjoner	296
4.5	Posisjonering	297
5	PROSESSERING OG PRESENTASJON AV MÅLEDATA	298
6	TOLKNING AV MÅLERESULTATER	299
7	RAPPORTERING (Prosjektrapport)	302
8	ETTERARBEID	303
9	REFERANSER	303

1 INNLEDNING

Hensikten med denne veiledningen for resistivitetsmålinger ved kartlegging av svakhetssoner er å gi en beskrivelse av:

- Hvor metoden fungerer
- Hvordan målingene bør utføres
- Prosessering og visualisering av data
- Tolkning av data, og
- Dokumentasjon av arbeidet.

Målgruppen er ingeniørgeologer som bestiller 2D resistivitetsmålinger, hvor datafangst, prosessering, tolkning og dokumentasjon er inkludert.

I kapittel 7 er innholdet i rapporteringen (prosjektrapport) fra måling av resistivitet oppsummert.

1.1 Bakgrunn – resistivitetsmålinger i tunnelplanlegging

Resistivitetsmålinger eller elektriske motstandsmålinger kartlegger den elektriske motstanden i bakken (den inverse størrelsen av elektrisk ledningsevne). 2D resistivitet for kartlegging av svakhetssoner i berg i Norge ble introdusert av Norges geologiske undersøkelse (NGU) i prosjektet "Miljø- og samfunnstjenlige tunneler" (Rønning 2003). Senere er metoden videreutviklet i samarbeid med Statens vegvesen vegdirektoratet og Universitetet i Lund.

Resistivitetsmålinger kan gi supplerende informasjon om sprekkesoners forløp mot dypet sammenlignet med refraksjonsseismikk, metoden er ikke-destruktiv og er billigere å utføre enn tradisjonelle refraksjonsseismiske målinger. Metoden kan også gi informasjon om løsmasser (type og mektighet) og bergartsgrenser. Det er utført mange målinger i felt, og modellberegninger har kartlagt muligheter og begrensninger med metoden både på land (Reiser et al. 2009) og i marine miljø (Tassis et al. 2013). Det er også foreslått en modell for mineralogisk karakterisering av sprekkesoner i berg (Rønning et al. 2009, Ganerød et al. 2010, Rønning et al. 2011) og denne er testet på flere tunnelprosjekt i Norge (Rønning et al. 2013).

2D resistivitetsmålinger for kartlegging av svakhetssoner i berg fungerer godt under gitte forutsetninger. Metoden kan påvise svakhetssoner, indikere bredde og fall, og i tillegg gi informasjon om hvor dypt sonene går (Reiser et al. 2009). Det pågår et arbeid med å sammenligne resistivitetsdata med kartleggingsdata fra ferdig bygde tunneler for å verifisere metodens muligheter og begrensninger (Rønning et al. 2016). Metoden er etter hvert etablert som et supplement til tradisjonelle refraksjonsseismiske målinger. Det kan være en fordel å benytte metoden i forkant av refraksjonsseismikk, gjerne som en "screening" av tunneltraseen.

Bruk av 2D resistivitet for påvisning og karakterisering av svakhetssoner i berg bygger på at økt oppsprekking i en sone gir økt (sekundær) porøsitet. Når sonen fylles med vann øker den elektriske ledningsevnen og resistiviteten reduseres sammenlignet med resistiviteten til omkringliggende berggrunn. Leire i sprekken vil øke ledningsevnen ytterligere. Se eksempel på et tolket resistivitetsprofil i kapittel 6.

Tolkning av 2D resistivetsdata ved utbygging av anlegg i berg bygger på følgende forutsetninger:

- Økt oppsprekking gir lavere resistivitet i sonene
- Leiromvandling i sprekker bidrar til lavere resistivitet
- Lavere resistivitet skyldes svakhetssoner og ikke elektronledende mineraler.

Samtidig med resistivetsmålinger kan det utføres måling av induert polarisasjon (IP). Målingene utføres med det samme utstyret som ved resistivetsmålinger. IP-effekten måles som en restspenning i bakken etter at en strømpuls er sendt. Metoden ble opprinnelig utviklet for malmleting (Reynolds 2011).

I forbindelse med kartlegging av svakhetssoner i berg kan IP bidra til informasjon om:

- Mineraliseringer av elektronlede mineraler (sulfider, jernoksider eller grafitt)
- Tekniske anlegg som kan forstyrre resistivetsverdiene (Rønning et al. 2011)
- Mulige gangbergarter (syenitt, diabas og lignende)
- Mulig leire i sprekker.

2 FORARBEID OG GEOLOGISKE FORHOLD

Før resistivitetsmålinger for kartlegging av svakhetssoner i berg iverksettes, er det viktig at arbeidet planlegges godt, og at det gjøres vurderinger av muligheten for å oppnå vellykkede resultater. Regionalgeologiske vurderinger og innledende geologisk kartlegging i felt danner basis for å avklare om resistivitet er aktuell metode for prosjektet.

2.1 Forarbeid

Flere forhold må avklares før målinger igangsettes:

- Gjelder undersøkelsene kun lokalisering og karakterisering av svakhetssoner i berg, eller skal undersøkelsene inkludere andre forhold som f.eks løsmassetykkelse? 2D resistivitet er ikke den sikreste metode for angivelse av dyp til berg, men metoden gir en god indikasjon. Dette har betydning for hvordan data prosesseres og presenteres.
- Topografi: varierende terreng kan forstyrre målte resistivetsverdier og vanskeliggjøre gjennomføringen i felt.
- Tilstedeværelse av tekniske anlegg: de fysiske forholdene på et målested kan innvirke på muligheten for å oppnå høykvalitets måledata. Forhold som påvirker datakvaliteten kan være tekniske anlegg som jernbane, metallgjerder og isolerte elektrisk ledende objekter i bakken.
- Åpent vann: ferskvann og spesielt sjøvann i nærheten av planlagt målelinje kan påvirke resultatene
- Forventede svakhetssoner og sannsynlig orientering på disse ut fra en regionalgeologisk forståelse og geologisk feltkartlegging.

Som hovedregel legges resistivetslinjer langs en tunneltrasé. Dette vil fange opp svakhetssoner som krysser tunnelen mer eller mindre vinkelrett.

Der langsgående svakhetssoner kan gi problemer ved tunneldrivingen, er det aktuelt å legge målelinjer på tvers av tunneltrase for å vurdere om soner kan falle inn mot tunnelen (Ganerød et al. 2006).

2.2 Geologiske forhold og begrensninger med metoden.

Det er visse geologiske forhold der 2D resistivitet ikke fungerer eller der metoden gir dårlige resultater. Følgende må avklares før arbeidet settes i gang:

- Metoden krever at kontrasten i resistivitet mellom svakhetszone og vertsbergart er større enn 1:5 (Reiser et al. 2009). Dette betyr at resistiviteten bør være høyere enn 2000 Ωm i vertsbergart for å få en sikker identifikasjon og karakterisering av svakhetszone. Lavere resistivitet i vertsbergart kan gi nyttig informasjon, men påvisning blir ikke like sikker. Informasjon om resistivitet i noen ikke oppsprukne norske bergarter er kartlagt ved borehullslogging (Elvebakk 2011, Rønning et al. 2011).
- Bergarter som inneholder elektronledende mineraler som sulfider, oksider eller grafitt kan ha redusert resistivitet, noe som kan føre til feiltolkning. For å vurdere om mineralene er til stede i større omfang bør det måles induert polarisasjon (IP) samtidig med resistivitet.
- Modellering har vist at 5 meter med marin leire hindrer strømmen i å gå ned i berg og gir dermed en skjerming av svakhetssoner (Reiser et al. 2009). Tilsvarende kan sies om svakhetssoner i berg under sjøvann (Tassis et al. 2013).

3 MÅLEUTSTYR OG TESTER

Moderne 2D (og 3D) resistivitetsmålinger på land foretas ved bruk av en eller flere multielektrode kabler. Mest vanlig i de nordiske land er å benytte «Lund-systemet», utviklet av Torleif Dahlin (Dahlin 1993). Lund-systemet benytter 4 kabler med 21 elektroder på hver. Med felles elektrode i slutten på en kabel og starten på neste gir dette i alt 81 elektroder totalt langs utlegget. Andre tilsvarende systemer kan benyttes.

3.1 Test av måleinstrument

Test av måleinstrumentets funksjoner skal utføres regelmessig for å kvalitetssikre måledata. Testing og kalibrering av måleutstyr skal følge dokumenterte rutiner i instrumentets brukermanual. Instrumenter med funksjonsfeil skal ikke benyttes. Funksjonstest utføres før og etter et måleoppdrag, og resultatene dokumenteres i prosjektrapport.

3.2 Test av målekabler

Kablene kan tøyes ved bruk. For å sikre korrekt avstand mellom elektroder måles lengden av kablene årlig. En økning bør være på maks. 1 % i forhold til original kabellengde. Dersom feilen er større, må hver enkelt elektrode i et utlegg måles inn.

I multielektrodekabler kan det lett oppstå brudd i enkeltledere som gjør det vanskelig eller umulig å sende ut strøm. Moderne måleinstrumenter har egne testrutiner for å avdekke slike brudd. Slike feil kan også avdekkes ute i felt ved at det er gjentakende problemer med å sende ut strøm på en bestemt elektrode.

I multielektrodekabler kan det lett oppstå skade på enkeltledere og kontakter som igjen gir kortslutning eller krepstrømmer slik at strøm går ut på feil elektrode(r). Moderne måleutstyr har en egen «cable isolation test» for dette. En og en kabel kobles til instrumentet og elektrodetilkoblingene holdes vekk fra hverandre og bakken under testen. Denne testen foretas før og etter et måleoppdrag.

Resultater fra kabeltestene dokumenteres i prosjektrapporten. Kabler med funksjonsfeil skal ikke benyttes.

4 UTFØRELSE AV MÅLINGER I FELT

For å oppnå best mulig datakvalitet er det viktig at kablene legges ut og kobles sammen på riktig måte iht. valgt system (Lund-systemet), - at det oppnås best mulig elektrisk kontakt med bakken - og at elektrodene får korrekt posisjon. Metode for utlegg dokumenteres.

Forhold som kan ha betydning for tolkingen av måledata skal være kartlagt på forhånd. Dette kan være (se 2.1):

- Blottet massivt/oppsprukket/forvitret berg
- Løsmassetype (myr, tørr sand, leire, fuktige områder m.m.)
- Avstand til åpent vann, ferskvann og saltvann
- Tekniske anlegg som jernbane, metallgjerde o.l. og avstand til disse.

Denne type data dokumenteres i prosjektrapport.

4.1 Måleutstyr og metodikk

Forskjellig måleutstyr kan benyttes. Denne rapporten er basert på bruk av måleutstyr fra ABEM i Sverige, ABEM SAS4000/ES1064 eller ABEM Terrameter LS, (ABEM 2005, ABEM 2011). Annet egnet utstyr kan benyttes ved kartlegging av svakhetssoner i berg. Hvilket utstyr som benyttes dokumenteres i prosjektrapport.

I tillegg til å måle resistivitet, kan moderne instrumenter måle industert polarisasjon (IP) med samme kabelutlegg. Det er vanlig å sende strøm i pulser på ett eller to sekund med alternerende polaritet. Når IP måles, bør det benyttes 2 sekunders strømtid. ABEM Terrameter LS kan måle IP i flere tidsvindu etter strøbrudd, men inversjonsprogrammet Res2DInv kan pr. nå kun behandle det integrerte IP-signalet. Det er viktig at IP-målinger i flere tidsvindu tas vare på for eventuell etterprosessering med andre programsystem. Hvordan strøm sendes ut og resistivitet og IP-effekt er målt, skal dokumenteres i prosjektrapport.

4.2 Kabelutlegg

Ved utlegg og inntak av kabler er det viktig å følge en bestemt prosedyre slik at kablene blir liggende i korrekt retning. Dette oppnås ved å legge ut alle kabler med kabeltrommel lengst ute på profilet, og at kablene tas inn i motsatt retning. Feil retning på kabler kan under måling gi negative resistivitetsverdier, og for å oppdage dette overvåkes måleprosessen. Foreløpig prosessering av måledata må foretas for å avdekke mulige feil i kabelutlegg før et område forlates.

Skjøtestykker mellom to kabler kan snus i feil retning. Dette oppdages ved at en ikke får kontakt med den aktuelle kableten (kabel nr. 1 eller nr. 4 ved bruk av Lund-systemet). Ved andre målesystemer enn Lund-systemet må tilsvarende prosedyrer følges.

4.3 Elektroder og elektrodekontakt

Ved 2D resistivitmålinger der det også måles IP bør det fortrinnsvis benyttes upolariserbare elektroder for potensialmålinger og separate kabelutlegg for strømutsending og potensial-målinger. Begge disse forholdene er relativt tidkrevende. Det er mulig å oppnå akseptable måleresultater både for resistivitet og IP ved bruk av stålelektroder og felles multielektrodekabel for strøm og potensialmålinger (Dahlin et al. 2002, Dahlin & Leroux 2012 og Dahlin et al. 2013). Dette forutsetter tilstrekkelig strømstyrke (> 50 mA).

For å oppnå lavest mulig overgangsmotstand, er det viktig å benytte stålelektroder med lengde 40 – 50 cm og med diameter minst 8 mm. Korte og tynne elektroder øker overgangsmotstand og mindre strøm kan sendes ut. Før målinger starter, utføres tester av elektrodene, kabler og koblinger for å avdekke brudd eller og/eller dårlig kontakt.

Ved eventuelle problemer med å få ut ønsket strømstyrke, må det gjøres tiltak for å redusere overgangsmotstanden. Tiltakene kan være:

- Rense kontakter for skitt (ikke ledende materiale)
- Trykke elektrodene dypere ned i bakken
- Benytte flere elektroder på hvert sted
- Vanne elektrodene med saltvannsløsning
- Tildekke elektroder med saltvannsfuktede svamper, torv eller bentonitt
- Vente med målingene til etter en nedbørsperiode.

Ved måling av IP med stålelektroder skal strømstyrken være minst 50 mA. Strømstyrke og derved høyere signal/støy-forhold kan også oppnås ved kraftigere senderutstyr. Oppnådd strømstyrke skal dokumenteres i prosjektrapport. Kontaktmotstand for samtlige elektroder dokumenteres i prosjektrapport.

4.4 Elektrodekonfigurasjoner og elektrodeavstand

Elektrodekonfigurasjon «Multiple gradient» foretrekkes ved kartlegging av svakhetssoner i berg.

Dette er basert på det følgende: Måling av resistivitet og IP-effekt kan utføres med flere ulike elektrodekonfigurasjoner (Reynold 2011). Modellering med 10 forskjellige konfigurasjoner på fem syntetiske modeller utført av Dahlin & Zhou (2004) anbefalte følgende konfigurasjoner ved 2D resistivitetkartlegging: Multiple gradient, Pol-dipol, Dipol-dipol og Schlumberger. Modellering utført ved NGU (Reiser et al. 2009) konkluderte med at Multiple-gradient og Dipol-dipol elektrode-konfigurasjon fungerte best ved kartlegging av svakhetssoner i berg. Erfaring viser at Dipol-dipol ofte kan ha et lavt signal/støy-nivå, og denne konfigurasjonen er meget følsom overfor støy (Zhou & Dahlin 2003, Dahlin & Zhou 2006).

Endelig valg av konfigurasjon avhenger av forventet geologi, formålet med undersøkelsen og logistikk. Elektrodekonfigurasjonen skal sentralt ha minst 400 målepunkter pr. 100 meter profil ved 5 meter elektrodeavstand eller minst 400 målepunkter pr. 200 meter profil ved 10 meter elektrodeavstand. Valg av annen elektrodeavstand enn Multi-gradient skal begrunnes i prosjektrapport.

Elektrodeavstanden ved kartlegging av svakhetssoner bør være 1/3 av svakhetssonens bredde (Tassis et al. 2013). Av praktiske årsaker må dette imidlertid avveies mot måledybde. I mange situasjoner vil en elektrodeavstand på 5 meter gi en fornuftig romlig oppløsning og en brukbar dybderekkevidde (ca. 60 meter med Lund-systemet). For større dybderekkevidde må en større elektrodeavstand benyttes; 10 meter elektrodeavstand gir en dybderekkevidde på ca. 120 meter. Elektrodeavstand må ikke overstige

- 5 meter ved kartlegging av soner med bredde ca. 5 meter, og
- 10 meter for soner som er bredere enn 10 meter.

Elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand skal dokumenteres i prosjektrapport. Antall målepunkter og fordelingen av disse skal også dokumenteres i prosjektrapport.

4.5 Posisjonering

For å oppnå god datakvalitet er det viktig at elektrodene har konstant avstand, og at hele utlegget er mest mulig rettlinjert. Konstant avstand oppnås ved å strekke kablene helt ut, slik at elektrodeavstand blir lik avstanden mellom elektrodeuttak på kablene.

Enkelte ganger er det nødvendig å gjøre en knekk på profilet på grunn av hindringer, noe som fører til endret elektrodeavstand og strømrretning. Dette vil gi feil i beregnet tilsynelatende resistivitet og derav feil i inverterte seksjoner (Zhou & Dahlin 2003). Ett enkelt profilknekk må ikke overstige 20° . Summen av flere knekkpunkter må heller ikke overstige 20° . Dersom det er nødvendig med store knekk og mange knekkpunkter, bør et profil avsluttes og et nytt profil legges ut i ny retning.

Ved sterkt varierende terrengformer vil det være umulig å oppnå konstant kjent avstand mellom elektrodene, noe som påvirker datakvaliteten. I slike tilfeller er det viktig å bestemme korrekt posisjon til alle elektrodene, og det må gjøres notater om terrengformer som vil påvirke de beregnede resistivitetsverdier og benytte disse data i prosesseringen.

For å vite eksakt hvor et målt profil ligger i terrenget, må viktige punkter på et profil måles inn. Et minstekrav er at start, slutt og eventuelle knekkpunkt på profilene måles inn. Punkter for hver 100 meter, eventuelt 200 meter, bør måles inn. Dersom terrengformene er sterkt varierende og det er mistanke om lengdefeil på kablene, må hver enkelt elektrode måles inn. Nøyaktighet i innmålte koordinater må være ned mot 0,1 m.

Metalliske rør i bakken, gjerder av metall, jernbanespor og andre elektrisk ledende gjenstander kan "stjele strøm" og i verste fall kortslutte måleopplegget. Beregnede resistivitetsverdier blir da for lave men kontraster langs profilene kan sees. Profilene bør ha en avstand fra slike tekniske anlegg lik dybderekkevidden for den aktuelle målingen. Ofte kan det være nødvendig å måle tettere inntil tekniske anlegg, og informasjon om anleggene noteres for bruk ved senere tolkning av resultatene. Det samme gjelder avstand til åpent vann, spesielt saltvann. Isolerte kabler i bakken påvirker ikke målingene. I mange tilfeller kan måling av IP være nyttig for påvisning av metalliske ledere i bakken som ikke er synlig fra overflaten (Rønning et al. 2011).

5 PROSESSERING OG PRESENTASJON AV MÅLEDATA

Ved 2D resistivitetmålinger måles en tilsynelatende resistivitet som er avhengig av resistivitetsverdier og volum av kropper som faller innenfor de enkelte målingers influensvolum. For å finne en tilnærmet sann resistivitet i bakken, må måledata inverteres. Denne veiledningen er basert på inversjon ved bruk av Res2DInv, versjon 3.59 eller senere (Loke 2013, 2014).

Ved datafangsten skal hver enkelt måling med et bestemt elektodeoppsett gjentas minst to ganger. Dersom feil på to påfølgende målinger overstiger 5 % slettes dette målepunktet. Det foretas også en visuell inspeksjon av alle måledata, og klare «utelligere» slettes. Andel av slettede målepunkter skal dokumenteres i prosjektrapport. Dersom totalt mer enn 10 % av alle enkeltmålinger slettes, skal årsaken kartlegges og beskrives.

Ved inversjonen med Res2DInv kan en av to inversjonsrutiner velges; Robust (L1-norm) eller Standard (L2-norm). Disse to viser i hovedsak de samme hovedstrukturer, men de avviker på detaljnivå. Robust inversjon fungerer best ved mye støy på dataene og ved store resistivitetskontraster. Metoden gir skarpere grenser mellom strukturene og er mindre følsom overfor støypunkter (Zhou & Dahlin 2003). Samtidig kan bildet få et mer «ikke-geologisk» preg av rektangulære strukturer. Standard inversjon gir et glattere bilde. Ved lite støy på måledata er det ikke kritisk hvilken inversjonsmetode som benyttes for kartlegging av svakhetssoner i berg. Hvilken inversjonsmetode som velges skal dokumenteres i prosjektrapport.

Topografien langs et profil innvirker på den inverterte resistiviteten og det kan korrigeres for dette med flere metoder (Loke 2013). Informasjon om dette må derfor legges inn før inversjon av måledata. Høyden over havet langs profilet kan fremskaffes ved å:

- lese ut fra konturene på egnet kartverk,
- lese ut fra egnet digital terrengmodell med et GIS-verktøy (angi cellestørrelse),
- nivellere alle elektroder langs profilet i felt.

Hvordan høydeinformasjon er hentet inn og oppløsningen i denne skal dokumenteres i prosjektrapport. Det samme gjelder hvilken metode som benyttes ved terrengkorreksjonen.

Ved presentasjonen av inverterte data med Res2DInv kan det benyttes filtre som fremhever vertikale eller horisontale strukturer (V/H-filtre). Modelleringer har vist at et V/H-filter på 2 kan benyttes ved vertikale svakhetssoner (Reiser et al. 2009). Faller sonene 45 grader eller mindre kan horisontale strukturer favoriseres (V/H-filter lik 0,5). Det kan også velges flere dempningsfaktorer. Anbefalinger er gitt i manualen (Loke 2013). Hvilke V/H-filtre og dempningsfaktorer som benyttes skal dokumenteres i prosjektrapport.

Inverterte resistivitetsdata fremstilles vanligvis som fargekodete profiler i to dimensjoner. Ved valg av fargeskala skal det legges vekt på god oppløsning for resistivitetsverdier fra resistiviteten i en ikke oppsprukket vertsbergart og en dekode ned. Eksempel: når resistiviteten i vertsbergart er 5000 Ωm skal det gis en god oppløsning ned til 500 Ωm . Fargekodene følger en logaritmisk fordeling. Eventuelle avvik fra dette må begrunnes i prosjektrapport.

Som en standard plottes profiler fra vest mot øst eller fra sør mot nord. Retning vises på kart og profil. Planlagt tunneltrasé tegnes inn i profilet der dette er relevant.

I tilfeller der det er målt flere profiler i et måleområde bør data visualiseres i pseudo 3D-seksjoner eller som «fence-diagram». Det skal benyttes samme fargeskala på samtlige profiler både for 2D resistivitet og industert polarisasjon (IP).

6 TOLKNING AV MÅLERESULTATER

Tilgjengelig geologisk informasjon skal benyttes i tolkningen av resistivetsprofiler. Lokalisering av svakhetssoner angis i UTM-koordinater (Datum og UTM-sone). Sonenes bredde, fall og dyptgående angis kvalitativt (klassifiseres i klasse 0-4). Klassifiseringen kan variere fra område til område, men graderingen skal dokumenteres. Tabell 1 viser eksempel på slik gradering mens tabell 2 viser eksempel på karakterisering.

Sonenes fall klassifiseres som følger:

- Steil: vertikal +/- 10°
- Moderat: fall mellom 60° og 80°
- Slak: mindre enn 60°

Tabell 1: Eksempel på klassifisering av soner. Sonene er indikert ved hjelp av 2D resistivitet og er klassifisert i en klasse 0-4 for sonens dybde (A), bredde (B) og resistivitet (C)

A - Dybde på sone	B - Bredde på sone	C - Resistivitet i sone	Klasse
		> 2000 Ω m	0
0-20 m	0-10 m	2000-1000 Ω m	1
20-40 m	10-20 m	1000-500 Ω m	2
40-60 m	20-40 m	500-200 Ω m	3
> 60 m	> 40 m	< 200 Ω m	4

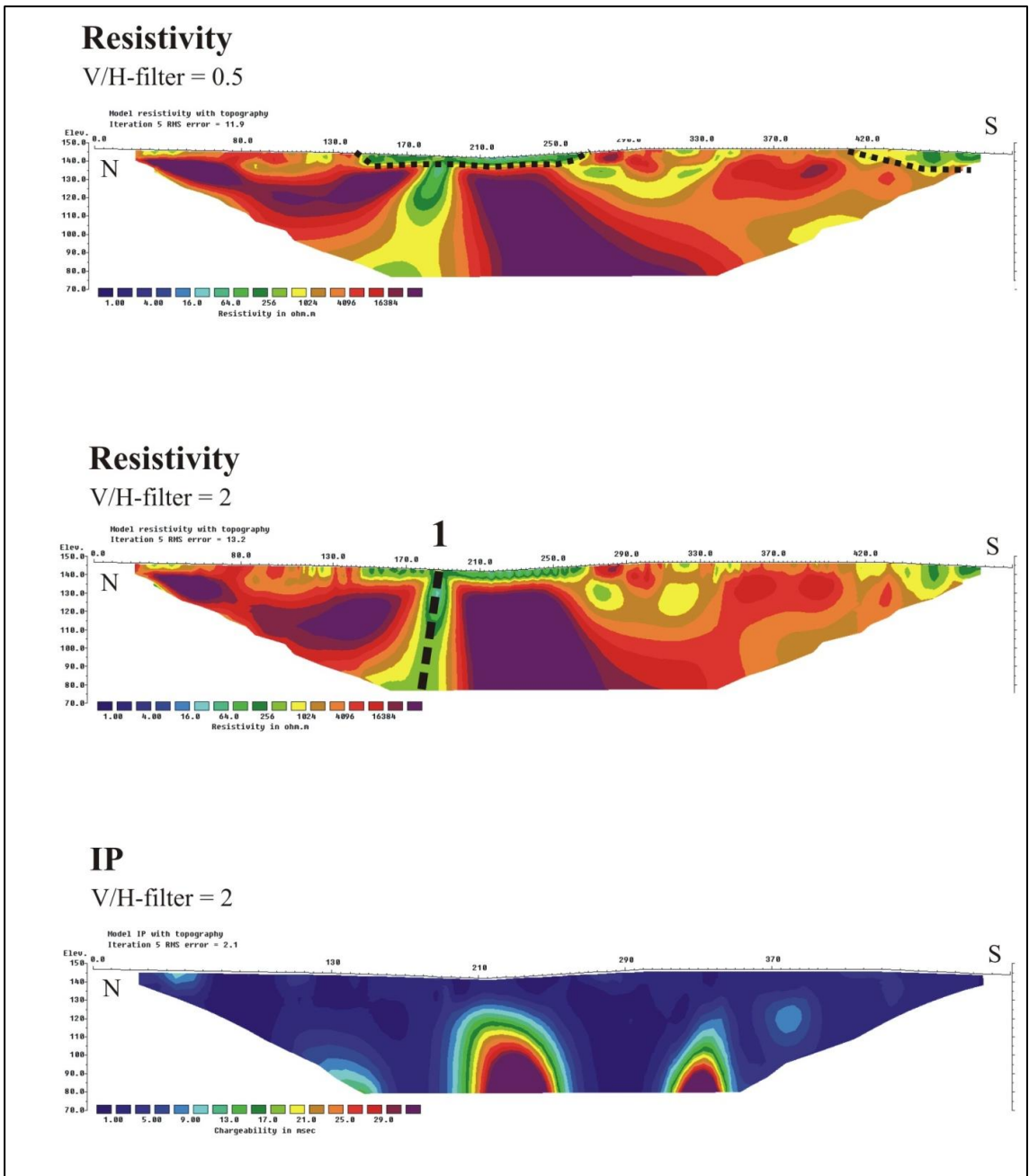
Tabell 2 Eksempel på karakterisering av soner. Sonene er indikert ved hjelp av 2D resistivitet og er klassifisert i en klasse 0-4 (iht. tabell 1) for sonens dybde (A), bredde (B) og resistivitet (C).

Koordinat langs profilet (m)	Sone	Øst-Koord. WGS-84 UTM sone 33	Nord-koord. WGS-84 UTM sone 33	Fall-retning	A Dybde (klasse)	B Bredde (klasse)	C Resistivitet (klasse)	Tolkning/ Kommentar
P1-160	1	562589	7653387	Steilt mot sørøst	4	2	1	Sulfider?
P1-270	2	562673	7653317	Steilt mot nordvest	4	1	3	

NGU har foreslått en tolkingsmodell som gjør en mineralogisk karakterisering av svakhetssoner med henblikk på rene vannførende sprekker, og soner med leirromvandling og mulige stabilitetsproblemer (Rønning et al. 2009, Ganerød et al. 2010, Rønning et al. 2011). Modellen er under uttesting, men ser så langt ut til å være gyldig (Rønning et al. 2013). For å videreføre uttestingen karakteriseres svakhetssoner i henhold til denne modellen på følgende måte:

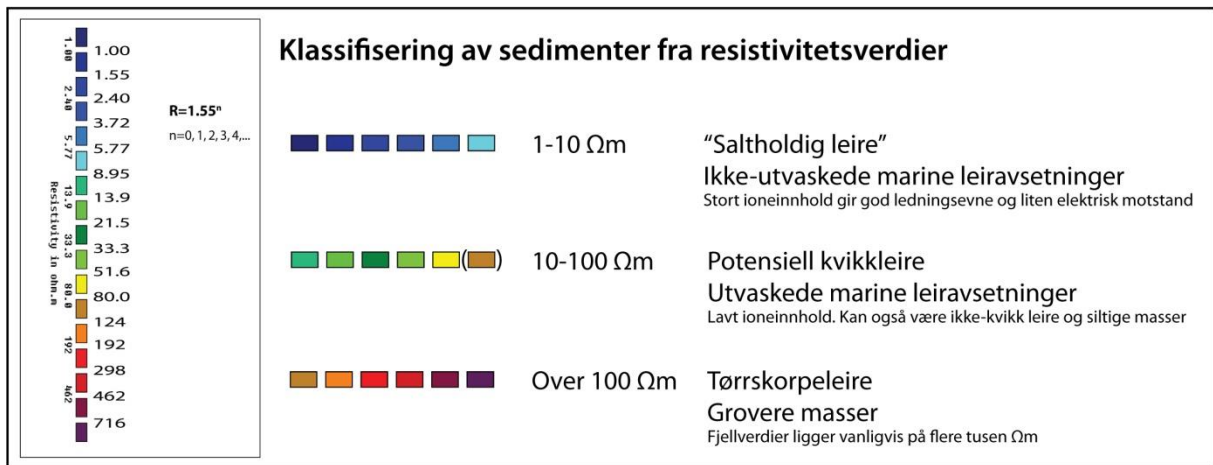
- Krystalline bergarter med resistivitet høyere enn 3000 Ω m vurderes som stabilt berg uten spesielle vannproblemer
- Svakhetssoner med resistivitet mellom 3000 Ω m og 500 Ω m kan være oppsprukket berg med vannproblemer
- Resistivitet lavere enn 500 Ω m i sonen kan representere oppsprukket berg med leire i sprekken som kan forårsake ustabilitet.

Eksempel på tolket resistivets- og IP-profil er vist under. Profilet er målt med Gradient elektrodekonfigurasjon og elektrodeavstand 5 meter. Planlagte tunneltraseer er ikke vist i profilene.



Figur 1: Eksempel på tolket resistivitets- og IP-profil. Øverst: standard inversjon (L2 norm) av resistivitetsdata med V/H filter lik 0,5 for å fremheve løsmassemekthet som tolkes til ca. 5 meter (sort prikket linje). I midten: standard inversjon med V/H filter 2 som gir en klarere respons på en svakhetszone (sort stiplet linje). Sonen faller steilt mot nord, går dypere enn metodens dybderekkevidde på ca. 60 meter og er ca. 15 meter bred. En utbreiing mot dypet er en kunstig effekt (se Reiser et al. 2009). Nederst: standard inversjon av indusert polarisasjon (IP) som sier at det ikke er sulfider, oksider eller grafitt eller tekniske anlegg som gir lav resistivitet ved den indikerte svakhetssonen (fra Rønning et al. 2011).

I mange tilfeller er det aktuelt å tolke løsmassemekktighet og -type ut fra resistivetsdata, se eksempel i figur 2. Det er utarbeidet en egen veileder for bruk av resistivetsmålinger i potensielle kvikkleireområder (Solberg et al. 2011). Ved karakterisering av leire bør denne veilederen benyttes.



Figur 2 Eksempel på klassifisering av løsmasser ut fra resistivetsverdi, angitt med standard NGU fargeskala (fra Solberg et al. 2011).

Tolkningsmodell og referanse til originalpublikasjon hvor modellen er hentet fra, oppgis i prosjektrapport.

7 RAPPORTERING (Prosjektrapport)

For å oppnå god dokumentasjon av oppnådde resultater som lett kan vurderes, er det viktig at rapporteringen er standardisert. En prosjektrapport skal derfor inneholde dokumentasjon av:

Sikring av datakvalitet

- Testing av kabellengder, når og med hvilket resultat
- Testing av kabelbrudd, når og resultat
- Testing av strøml lekkasje i kabler, når og resultat
- Funksjonstest av måleinstrument, når og resultat

Målinger i felt

- Benyttet måleutstyr, strømforløp og måletider for resistivitet og ev. IP
- Benyttet kabelsystem, antall elektroder
- Benyttet elektrodekonfigurasjon og –avstand
- Total lengde på profilene og dybderekkevidde
- Totalt antall måleverdier i profilene
- Kontaktmotstand ved elektrodene om mulig
- Oppnådd strømstyrke, maksimum og minimum
- Innmåling av profilene, metode og nøyaktighet
- Observerte geologiske forhold langs profilene

Prosessering av måledata

- Datakvalitet, antall negative måleverdier og andel punkter slettet før inversjon
- Hvordan er informasjon om høyder langs profilene hentet inn, nøyaktighet
- Benyttet inversjonsprogram med versjonsnummer (f.eks. Res2DInv ver. 3.59)
- Benyttet inversjonsrutine, Robust eller Standard (L1 eller L2 norm)
- Antall "iterasjoner" og absolutt feil (%) ved modelltilpasning
- Benyttede V/H-filtre og dempningsfaktorer (iht. Loke 2013)
- Dokumentasjon av kvalitet ved bruk av andre inversjonsprogram enn Res2DInv

Tolkning av prosesserte data

- Posisjon av påviste svakhetssoner dokumenteres i tabell
- Fallretning angis kvalitativt (se kap. 6)
- Dybderekkevidde, bredde og resistivitetsnivå i sone klassifiseres
- Klassifikasjonssystem for dybde, bredde og resistivitet (jf. kap. 6)
- Observerte forhold i terrenget som har betydning for tolkingen av måledata
- Tolket løsmassetykkelser og -typer
- Anvendte tolkingsmodeller skal dokumenteres med referanse til originalpublikasjon

Dataleveranse

- Alle tolkninger sammenstilles digitalt og overleveres oppdragsgiver i egnet standard for videre bruk i GIS-systemer
- Hvert resistivitetsprofil skal vise aktuelle pelnummer, retningsbeskrivelse og riktig topografi for enkel sammenligning med geologiske kartleggingsdata m.m. (format/oppløsning?)
Tolkede soner tegnes / stiples inn i profilene. Planlagt tunneltrasé tegnes inn i profilene

- Alle måledata overleveres eller oppbevares hos geofysisk entreprenør iht. kontrakt og utleveres på forespørsel

8 ETTERARBEID

Erfaring har vist at det er viktig at resultater fra en undersøkelse diskuteres underveis, som en del av rapporteringen. Geofysisk entreprenør og utbygger m/samarbeidspartnere bør gjennomgå følgende tema:

- Svarer rapporten på de oppgaver som skulle undersøkes
- Eventuelle usikkerheter i måledata og mulige årsaker
- Er det påvist spesielle forhold utbygger må være oppmerksom på
- Er det forhold som kan gi problemer ved byggingen som ikke lar seg påvise
- Eventuelle behov for tilleggsundersøkelser.

9 REFERANSER

- ABEM 2005: Terrameter SAS 4000 / SAS 1000. Instruction manual. ABEM Printed Matter No 93109.
- ABEM 2011: Terrameter LS. Instruction manual. ABEM 20110130.
- 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.
- Dahlin, T., Leroux, V. & Nissen, J. 2002: Measuring techniques in induced polarization imaging. *Journal of Applied Geophysics* 50, pp. 279-298.
- Dahlin, T. & Zhou, B. 2004: A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* Vol 52, Issue 5, pp. 379 – 398. DOI: 10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x
- Dahlin, T & Zhou, B. 2006: Multiple-Gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, pp. 113 – 123.
- Dahlin T. & Leroux, V. 2012: Improvement in the time-domain induced polarization data quality with multi-electrode systems by separating current and potential cables. *Near Surface Geophysics* no. 6, pp. 545 – 565.
- Dahlin, T., Sundström, T. & Dalsegg, E. 2013: Data Quality Quantification for Time domain IP Data Acquired along a Planned Tunnel near Oslo, Norway. In *Proceedings: Near Surface Geoscience Bochum, Germany, 9-11 September, 2013*, 4p.
- Elvebakk, H. 2011: Sammenstilling av resistivitet, seismisk hastighet og naturlig gammastråling i norske bergarter. NGU rapport 2011.042.
http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2011/2011_042.pdf
- Ganerød, G.V., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, E., Holmøy, K., Nilsen, B. & Braathen A. 2006: Comparison of geophysical methods for sub-surface mapping of faults and fracture zones in a section of the Viggja road tunnel, Norway. *Bill. Eng. Geol, Env.* 65: pp. 231 – 243. DOI 10.1007/s10064-006-0041-6.
- Ganerød, G.V, Dalsegg, E., Olesen, O., Rønning, J.S., Saintot, A. & Tønnesen, J.F. 2010: Kartlegging av svakhetssoner i fjell; Eksempler fra tunnelprosjektene Eikrem (SVV) og Holmestrand (JBV). *Fjellsprenningsteknikk/Bergmekanikk/Geoteknikk 2010*. Artikkel 30.
- Geofysiksamarbeidet 2008: Vejledning og kravspesifikasjon for MEP-målinger. Geofysisk Afdeling, Geologisk Institut, Aarhus Universitet. <http://gfs.au.dk/standarder/mep/>
- Loke, M.H. 2013: RES2DInv ver. 3.59. *Geoelectrical Imaging 2D & 3D*. Instruction manual. <http://www.geoelectrical.com>
- Loke, M.H. 2014: RES2DInv x64 ver. 4.03.32. *Geoelectrical Imaging 2D & 3D*. Instruction manual. <http://www.geoelectrical.com>

- Reiser, F., Dalsegg, E., Dahlin, T., Ganerød, G.V. & Rønning, J.S. 2009: Resistivity Modelling of Fracture Zones and Horizontal Layers in Bedrock. NGU Report 2009.070. http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_070.pdf
- Reynolds, J.M. 2011: An introduction to applied and environmental geophysics. 2nd Edition, John Wiley and Sons, Inc, England
- Rønning, J.S. 2003: Miljø- og samfunnstjenlige tunneler. Sluttrapport delprosjekt A, Forundersøkelser. Statens vegvesen, Publikasjon nr. 102.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G.V. & Heincke, B.H. 2009: Characterisation of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. Proceedings from 5th Seminar on Strait Crossings, Trondheim, June 21 – 24 2009, pp. 439 - 444 (SINTEF/NTNU).
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., de Beer, H., Ganerød, G.V., Gundersen, P. & Reiser, F. 2011: Forbedrede forundersøkelser for tunneler – Oppsummering av et samarbeidsprosjekt med Vegdirektoratet. Fjellsprengningsteknikk/Bergmekanikk/Geoteknikk 2011, Artikkel 25, 19 s.
- Rønning, J.S., Ganerød, G.V., Dalsegg, E. & Reiser, F. 2013: Resistivity mapping as a tool for identification and characterisation of weakness zones in bedrock - definition and testing of an interpretational model. Bull. Eng. Geol. Environment, DOI: 10.1007/s10064-013-0555-7.
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T. & Wåle, M. 2016: Retolkning av geofysiske data og sammenligning med resultater fra tunneldriving, Knappetunnelen ved Ringveg Vest i Bergen. NGU rapport 2016.048. http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_048.pdf
- 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 http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_048.pdf
- Statens vegvesen håndbok N500 Vegtunneler. Vegdirektoratet 2016.
- Statens vegvesen håndbok V520 Tunnelveiledning. Vegdirektoratet 2016.
- Tassis, G., Dalsegg, E., Rønning, J.S & Tsourlos, P. 2013: Detection and characterisation of fracture zones in marine environment. NGU Report 2013.017. http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_017.pdf
- Zhou, B. & Dahlin, T. 2003: Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. Near Surface Geophysics, pp. 105-117.

A.2 Vedlegg 2: VEILEDER. Seismiske undersøkelser

Seismiske målemetoder

Veiledning



Avfiring av mindre dynamittladning på grunt vann i Glåma ved Flisa, Åsnes kommune.

FORORD

Dette dokumentet gir veiledende informasjon om utførelse av seismiske målinger for kartlegging og karakterisering av svakhetssoner i berg samt kartlegging og karakterisering av løsmasser. Metoder som MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves), TSP (Tunnel Seismic Prediction) og tomografi mellom borehull omhandles ikke i denne veiledningen.

Veiledningen:

- gir en oversikt over i hvilke geologiske miljø (på land) metoden kan benyttes
- beskriver hvordan god datakvalitet sikres, hvordan målingene bør utføres i felt, hvordan data bør prosesseres og presenteres, og hvordan data bør tolkes og rapporteres.

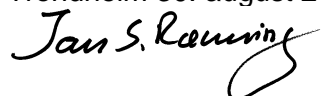
Veiledningen bygger i stor grad på forskning og utviklingsarbeid utført ved Norges geologiske undersøkelse (NGU) i samarbeid med Statens vegvesen Vegdirektoratet og flere geofysiske firma og en programutvikler. NGU har dessverre erfart at både målinger i felt, prosessering og inversjon av data tidvis er feil utført, og ikke minst at rapporteringen har vært mangelfull (Rønning m.fl. 2020a). Veiledningen er en videreføring av tilsvarende veileder for resistivitetmålinger (Statens vegvesen 2018). Veilederen er utviklet i samarbeid med Statens vegvesen Vegdirektoratet, og har vært på høring hos:

- Statens vegvesen (Per Hagelia, Terje Kirkeby, Arne Kavli, Alf Kveen, Stig Lillevik, Mona Lindstrøm, Torkild Åndal)
- Møre og Romsdal Fylkeskommune (Kåre Ingolf Karlsson)
- Universitetet i Lund, Avdeling for Ingeniørgeologi (Prof. Torleif Dahlin, Uadj. Peter Jonsson)
- NTNU (Prof. emeritus Bjørn Nilsen)
- Impakt Geofysik AB (Roger Wisén og Fredrik W. G. Olsen)
- Geomap as (Morten Urhaug)

Forundersøkelser skal utføres i henhold til Statens vegvesens håndbok N500 Vegtunneler (Statens vegvesen 2020a) og håndbok V520 Tunnelveiledning (Statens vegvesen 2020b). Håndbok R211 Feltundersøkelser gir en kortfattet beskrivelse av geofysiske metoder inklusive seismikk (Statens vegvesen 2021). Foreliggende dokumentet er en veiledning for hvordan seismiske målinger bør utføres.

Veiledningen er uavhengig av måleutstyr, men det legges hovedvekt på bruken av Rayfract for tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk. Annen programvare kan selvsagt også benyttes under forutsetning av at det programmet fungerer like bra, spesielt for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg.

Trondheim 30. august 2021



Senior geofysiker NGU / NTNU

INNHold

1	INNLEDNING	308
1.1	Bakgrunn – refraksjonsseismikk i Norge.....	308
1.2	Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk.....	309
1.3	Refleksjonsseismikk.....	310
1.4	Tomografi mellom bakke/sjøbunn og borehull.....	310
1.5	Andre undersøkelsesmetoder.....	311
2	FORARBEID OG GEOLOGISKE FORHOLD	311
2.1	Forarbeid og planlegging.....	312
2.2	Geologiske forhold og begrensninger med metodene.....	312
3	MÅLEUTSTYR OG TESTER	313
3.1	Test av måleinstrument.....	313
3.2	Test av målekabler.....	313
3.3	Test av geofoner/hydrofoner.....	313
4	UTFØRELSE AV MÅLINGER I FELT	314
4.1	Observasjoner i felt ved utførelse av feltarbeid.....	314
4.2	Generelle tiltak for å oppnå best mulig datakvalitet.....	314
4.2.1	Måleutstyr og metodikk.....	314
4.2.2	Kabelutlegg, geofonavstand og skuddavstand.....	314
4.2.3	Signal-støyforhold, skudd- og geofonkontakt.....	315
4.2.4	Posisjonering.....	315
4.3	Spesielle tiltak for å oppnå best mulig kvalitet ved de forskjellige metodene.....	316
4.3.1	Tradisjonell refraksjonsseismikk.....	316
4.3.2	Refraksjonsseismikk som tolkes med tomografi.....	317
4.3.3	Refleksjonsseismikk.....	318
4.3.4	Tomografi mellom bakke/sjøbunn og borehull.....	319
5	PROSESSERING OG PRESENTASJON AV MÅLEDATA	319
5.1	Tradisjonelle tolkinger refraksjonsseismikk.....	319
5.2	Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk.....	320
5.3	Refleksjonsseismikk.....	322
5.4	Tomografi mellom sjøbunn/bakke og borehull.....	323
5.5	Generelle forhold ved prosesseringen og presentasjonen av data.....	324
6	GEOLOGISK TOLKNING AV MÅLERESULTATER	324
7	RAPPORTERING (Prosjektrapport)	326
7.1	Opplysninger som skal være med i prosjektrapport.....	326
7.2	Tiltak for å forenkle og sikre god rapportering.....	327
8	ETTERARBEID	328
9	REFERANSER	328
	VEDLEGG 1 – 4:	29 – 32

1. INNLEDNING

Hensikten med denne veiledningen for seismiske målinger ved kartlegging og karakterisering av svakhetssoner og løsmasser er å gi en beskrivelse av:

- Hvor metodene fungerer
- Hvordan målingene bør utføres
- Hvordan måldata bør prosesseres og visualiseres
- Hvordan data bør tolkes
- Hvordan arbeidet bør rapporteres.

Målgruppen er ingeniørgeologer som bestiller seismiske målinger, gjerne i kombinasjon med 2D resistivetsmålinger. Tanken er at dokumentet legges ved en utlysning av seismiske målinger slik at undersøkelsene optimaliseres og standardiseres, og at kvaliteten av undersøkelsene derved kan sikres. NGU har dessverre erfart at både målinger i felt, prosessering og inversjon av data tidvis er feil utført, og ikke minst at rapporteringen har vært mangelfull (Rønning m.fl. 2020a).

NGU har mest erfaring med tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk med programmet Rayfract. Denne beskrivelsen er tilpasset denne programvaren, men generelle prinsipper vil gjelde også for andre inversjonsprogrammer.

Veilederen omhandler ikke TSP (Tunnel Seismic Prediction) da dette er en ny metode med liten erfaring i Norge. Seismisk tomografi mellom borehull er heller ikke tatt med da det ikke er utført denne type seismikk i Norge siden 1980-tallet. Metoden MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves) er utelatt da dette er en metode som utelukkende benyttes for beskrivelse av skjærfasthet i leire.

1.1 Bakgrunn – refraksjonsseismikk i Norge

Refraksjonsseismikk bygger tradisjonelt på teorier om bryting av seismiske bølger i lagdelte modeller med forskjellige p-bølgehastigheter. Forutsetninger for tradisjonelle tolkinger er at (Reynolds 2011):

1. Lagene er homogene med veldefinerte hastigheter
2. Hastigheten i lagene øker mot dypet
3. Hastighetskontrastene er markerte
4. Lagenes tykkelse øker mot dypet
5. Bølgeforplantningen er i vertikalplanet
6. Laggrensenes fall er mindre enn 10° i forhold til terreng.

Dette er forutsetninger som kan være lett å glemme, og som gir usikkerheter i tolkingene, spesielt ved tolking av dyp til berg.

Refraksjonsseismikk har vært benyttet i Norge siden tidlig på 1950-tallet, og det finnes mye erfaring på tolking av bergmassekvalitet og løsmassetyper. Metoden benyttes både på land og i sjøen der det benyttes henholdsvis geofoner og hydrofoner som registreringsenhet. Det finnes flere feilkilder knyttet til forutsetningene som gjør tolkingen av data usikker og i verste fall umulig. Disse er (Reynolds 2011):

1. Hastighetsinversjon, underliggende lag har lavere hastighet enn overliggende lag
2. Blindsonelag, økende hastighet mot dypet, men laget er for tynt til å kunne avdekkes
3. Manglende hastighetskontrast, to geologiske lag kan ha samme hastighet
4. For stor geofonavstand, tynne lag og svakhetssoner kan overses
5. Siderefraksjon, bølgene går ikke i vertikalplanet, men brytes fra f.eks. bergkollene til side for profilet (3D-effekt).

Fordypninger i bergoverflaten kan tolkes som svakhetssoner dersom det er for liten avstand til fjernskudd, og kabelheng (i sjø) kan feiltolkes som svakhetssoner (Westerdahl 2003).

I tillegg kan en gradvis hastighetsøkning føre til tolkningsproblemer ved at det ikke indikeres klare hastighetsgrenser i gangtidene, bølgene brytes gradvis og en får det som blir kalt «diving waves». Noen av de angitte svakhetssonene ved refraksjonsseismikken kan løses med tomografisk inversjon, men det sikreste er å benytte resultater fra borer for kalibrering av seismiske tolkinger.

1.2 Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk

Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk ble introdusert på det norske markedet like før 2010, men teknologien har vært tilgjengelig i alle fall siden 1996 (Intelligent Resources 2021). Inversjonsprosessen går ut på å dele opp undergrunnen i celler som tildeles en starthastighet (startmodell). Responsen fra denne startmodellen sammenlignes med de målte data og for å bedre tilpasningen endres hastighetene i cellene (første iterasjon). Etter en ny sammenligning justeres hastighetene i modellen på nytt, og responsen sammenlignes med de målte data (andre iterasjon). Prosedyren gjentas inntil det ikke oppnås noen forbedring i tilpasningen eller ved at et antall angitte iterasjoner er gjennomført. Avviket mellom målte data og responsen fra den endelige modellen angis som en «RMS-error» i prosent eller millisekund. Ved noen program (f.eks. Rayfract) kan inversjonsparametere justeres under vegs og inversjonen kan med dette gjennomføres i flere runder («multi-run»).

I starten for tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk i Norge ble det presentert noen tvilsomme tolkinger. Dette gjorde at NGU begynte å se på muligheter og begrensninger med metoden innenfor et samarbeidsprosjekt med Statens vegvesen Vegdirektoratet. Mye av dette arbeidet var modellering av syntetiske data. Ut fra definerte geologiske modeller er det beregnet syntetiske data. Disse er så invertert med forskjellige prosedyrer og ut fra dette har NGU anbefalt en antatt beste prosedyre for påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg (Tassis m.fl. 2017a).

NGU har også undersøkt kvaliteten av tolking av dyp til berg og mulighetene for å karakterisere løsmassetyper. Arbeidet er oppsummert i en rekke NGU-rapporter, artikler ved bergmekanikkdager og ved presentasjoner i internasjonale fora (Tassis m.fl. 2017a, 2017b, 2017c og 2018, Rønning m.fl. 2016a, 2017, 2019a, 2019b, 2020a, 2020b og 2021). Ved senere anbefalinger blir det ikke alltid spesifikt referert til disse, men lar det være opp til leserne å søke detaljinformasjon. Arbeidet bærer preg av at programvaren NGU har benyttet (Rayfract) har vært under stadig oppgradering, og bedre rutiner har blitt tilgjengelig under vegs (Intelligent Resources 2021).

1.3 Refleksjonsseismikk

Refleksjonsseismikk for tolking av dyp til berg har lenge vært standard metode ved undersøkelser i sjø. Dette er en relativt rask metode for å få et bilde av bergoverflaten (og sjøbunnen). NGU har erfart at ved enkelte undersøkelser er det benyttet for svak energikilde, og at hydrofonkabelen som ble benyttet var for kort til å kunne gjøre nødvendige hastighetsanalyser. På den andre siden, er det også erfart at tradisjonelle refraksjonsseismiske undersøkelser kan vise gode refleksjoner som har vist seg å være den sikreste geofysiske metode for korrekt bestemmelse av dyp til berg (Rønning m.fl. 2020a).

Metoden har også vært benyttet på land, men her stilles det store krav til materialene det skytes i, og spesielt tykkelsen av den umettede sonen. Enkle undersøkelser med 12 aktive geofoner og en haglpatron som energikilde, viste utmerkede data i vannmettet finkornig sand på Tanadelta og Altadelta i Finnmark (Mauring & Rønning 1993 og 1995), men tilsvarende undersøkelser i grovt morenemateriale på Jæren var slett ingen suksess (Mauring & Rønning 1990). Refleksjonsseismikk er lite egnet til lokalisering og karakterisering av svakhetssoner og dette bidrar også til at metoden er lite benyttet på land.

1.4 Tomografi mellom bakke/sjøbunn og borehull

Tomografi mellom bakke/sjøbunn og et underliggende borehull er ikke så mye benyttet. I prosjektet «E39 Kryssing av Romsdalsfjorden» ble denne type måling utført mellom sjøbunnen og tre lengre borehull. Erfaringen fra disse relativt omfattende målingene er blandet. Ved de to første undersøkelsene ble det skutt i borehullene, noe som førte til at disse kollapset og datadekningen ble kritisk lav. I det tredje borehullet ble det skutt på sjøbunnen og registrert med hydrofonkabel i borehullet. Dette ga god datadekning, men inversjonen av data bidro ikke til sikker tolking av dyp til berg og bergmassekvalitet (Rønning m.fl. 2020a).

En annen undersøkelse ved Nordøyvegen i Møre og Romsdal er det også utført tomografi mellom borehull (skudd) og sjøbunnen (hydrofonkabel). Også her ble det påvist avvik mellom tomografien og tradisjonell refraksjonsseismikk med de samme hydrofonutleggene som ved tomografien (Rønning m.fl. 2020a). Det oppsto diskusjoner om borehullenes forløp, og sikker avviksmåling av borehullene er absolutt nødvendig. Det er mulig at en utvikling av inversjonsrutinene kan forbedre resultatene.

1.5 Andre undersøkelsesmetoder

NGU har tidligere arbeidet med påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg med resistivitet (se bl.a. Rønning m.fl. 2013, Rønning m.fl. 2021). I krystalline bergarter er dette en meget anvendelig metode, og er et klart supplement til refraksjonsseismikk. Ved sammenligninger utført ved Knappetunnelen i Bergen, var 2D Resistivitet den metode som fanget opp de fleste svakhetssonene som ble påvist ved tunneldrivingen (Rønning m.fl. 2019a og 2019b). Refraksjonsseismikk og resistivitetsmålinger gir respons på forskjellig måte og utfyller derved hverandre. Resistivitetsmålinger er mindre ressurskrevende enn refraksjonsseismikk, og bør derfor utføres først. Tolkede resistivitetsprofiler er et meget godt grunnlag for utlegging av seismikkprofiler. Metoden har utfordringer i sedimentære bergarter der resistiviteten generelt er lavere enn i krystalline bergarter og i tett bebygde områder der tekniske anlegg kan forstyrre strømbanene (Rønning 2021). I områder der det kan være vanskelig å utføre refraksjonsseismikk (gassholdige løsmasser, mye støy fra industri, utfordrende terreng, infrastruktur som ikke tåler sprengninger o.a.), er resistivitetsmetoden et meget godt alternativ.

Borehullslogging med optisk eller akustisk televiewer i brønner kan være et godt alternativ til mer ressurskrevende kjerneboring. I noen tilfeller kreves kjerner for testing av bergmassekvalitet og mineralogi, og da må det foretas kjerneboring. Logging av seismiske hastigheter og resistivitet gir også god og detaljert informasjon om bergmassekvaliteten.

Sikreste metode for å få kunnskap om bergmassekvalitet er selvsagt kjerneboring. Ingeniørgeologisk logging av kjerner gir et godt bilde av de tre leddene i Q-metoden oppsprekingsgrad, bergmassens skjærfasthet og opptredende spenning (NGI 2015).

2. FORARBEID OG GEOLOGISKE FORHOLD

Før seismiske målinger for kartlegging av svakhetssoner og karakterisering av svakhetssoner i berg iverksettes, er det viktig at arbeidet planlegges godt, og at det gjøres vurderinger av muligheten for å oppnå vellykkede resultater.

2.1 Forarbeid og planlegging

Flere forhold må avklares før avtale om seismiske undersøkelser inngås:

- Gjelder undersøkelsene kun lokalisering og karakterisering av svakhetssoner i berg, eller skal undersøkelsene inkludere andre forhold som løsmassetykkelse og karakterisering av løsmassene? Ut fra dette kan inversjonsmetode optimaliseres.
- Hvilke geologiske materialer er det i området? Dette kan være avgjørende og refleksjonsseismikk kan velges for å bestemme dyp til berg.
- Topografi: Varierende terreng kan forstyrre forplantningen av lydbølgene. Dette kan vanskeliggjøre gjennomføringen i felt, men fremfor alt gi utfordringer i form av statiske korreksjoner ved tolkingene.
- Infrastruktur og bygninger som kan vanskeliggjøre målingene i felt og gi kunstige effekter i måledata.
- Tilstedeværelse av støykilder. De fysiske forholdene på et målested kan innvirke på muligheten for å oppnå høykvalitets måledata. Forhold som påvirker datakvaliteten kan være støy fra vegtrafikk, jernbane, pukkverk, tungindustri m.m.
- Forventede svakhetssoner og sannsynlig orientering på disse ut fra en regionalgeologisk forståelse, tolking med AMAGER-metoden (Olesen m.fl. 2007), resistivitets-målinger eller geologisk feltkartlegging.
- Metoden 2D Resistivitet (ERT) er en raskere metode som i mange sammenhenger gir bedre informasjon om løsmassetyper (saltleire, utvasket leire, sand/grus, morene og vannmetning, (Solberg m.fl. 2010)) men også geometrisk og mineralogisk karakterisering av svakhetssoner (Rønning m.fl. 2013). Dette er en raskere metode og bør utføres forut for mer tidkrevende seismikk.

Som hovedregel legges seismikklinjer langs en tunneltrasé. Dette vil fange opp svakhetssoner som krysser tunnelen mer eller mindre vinkelrett. To eller flere parallelle linjer kan gi informasjon om sprekkesoners retning. Dersom det er mistanke om svakhetssoner som går tilnærmet langs tunnelen, måles kryssende profil(er). Ved kryssende profiler må en være klar over at seismikken ikke kan gi klar informasjon om soner som går parallelt de geofysiske profilene. Det er mulig at en i fremtiden også kan utføre 3D refraksjonsseismikk, som vil løse utfordringer med 3D geologi, til en fornuftig pris.

I noen tilfeller kan bebyggelse og infrastruktur være til hinder, og det er nødvendig å gå på akkord med det ideelle, og profiler må da legges ut der det er praktisk mulig. Det er viktig at avstand til infrastruktur som kan påvirke de seismiske data registreres under feltarbeidet. Mulig påvirkning diskuteres med representant fra geofysisk firma.

2.2 Geologiske forhold og begrensninger med metodene

Refraksjonsseismikk fungerer godt ved de aller fleste geologiske forhold. Gass i unge sedimenter har imidlertid i noen tilfeller dempet bølgene kritisk. Akustisk støy fra eksterne kilder kan være en utfordring, og infrastruktur i bakken kan være et hinder for gjennomføringen av seismikk. Utfordringen kan til en viss grad overkommes med å velge andre og/eller sterkere energikilder eventuelt ved å summere data fra flere skudd (stacke) dersom det er mulig.

Siden det ofte er aktuelt med sprengladninger som utløses nede i bakken, kartlegges infrastruktur som strømkabler, datalinjer, vannforsyning og avløpsledninger godt på forhånd.

Refleksjonsseismikk på land er utfordrende i tørre og grove steinrike masser. I utgangspunktet bør en ha vannmettede finkornige masser. Refleksjonsseismikk i sjø fungerer vanligvis meget bra.

3. MÅLEUTSTYR OG TESTER

Det finnes i dag flere leverandører av velfungerende utstyr for seismiske målinger. Mange aktører i Skandinavia benytter utstyr fra Guide-line (ABEM, Terraloc MK6 eller Terraloc Pro2). For refraksjonsseismikk er det ikke kritisk hvilken utrustning som benyttes, men for refleksjonsseismikk er det viktig at instrumentet mestrer sterke signaler med god nok oppløsning (høyt dynamikkområde). For å sikre god datakvalitet er det viktig at utstyret testes før feltarbeid, mens testing etter feltarbeid sikrer at innsamlede data har god kvalitet.

3.1 Test av måleinstrument

Test av måleinstrumentets funksjoner skal utføres regelmessig for å kvalitetssikre måledata. Testing og kalibrering av måleutstyr skal følge dokumenterte rutiner i instrumentets brukermanual. Instrumenter med funksjonsfeil skal ikke benyttes.

Funksjonstest utføres før og etter et måleoppdrag, og resultatene dokumenteres i prosjektrapport.

3.2 Test av målekabler

Kablene kan tøyes ved bruk. For å sikre korrekt avstand mellom mottagere, måles lengden av kablene årlig. En økning bør være på maks. 1 % i forhold til original kabellengde. Dersom feilen er større, må hver enkelt geofon/hydrofon i et utlegg måles inn.

I multilederkabler kan det lett oppstå brudd i kontakter og enkeltledere som gjør det vanskelig eller umulig å få frem signaler. At enkelte kanaler faller ut kan aksepteres, men ikke over 4 % av kanalene (en kanal pr. 24 kanaler). Alternative løsninger for å oppnå ønsket datadekning kan aksepteres.

Kabelfeil skal omtales i prosjektrapport.

3.3 Test av geofoner/hydrofoner

De fleste måleinstrumenter har innebygd en testfunksjon for geofonene/hydrofonene. For å sikre god datakvalitet, skal en slik test gjennomføres før undersøkelser utføres og gjerne etter. Denne testen vil også kunne avdekke brudd i enkeltkabler.

Geofon/hydrofon-svakheter skal omtales i prosjektrapport.

4. UTFØRELSE AV MÅLINGER I FELT

Måten seismiske målinger utføres på, påvirker datakvaliteten. Noen forhold er gjennomgående og gjelder for alle metoder. Andre forhold er mer spesifikke for de forskjellige typer seismikk og krever særskilt beskrivelse. Lokale (geologiske) forhold ved de enkelte profiler kan både forringe datakvalitet og påvirke tolkingen.

4.1 Observasjoner i felt ved utførelse av feltarbeid

Forhold som kan påvirke datakvalitet og ha en betydning for tolkingen av måledata, skal kartlegges under feltarbeid og kommenteres i prosjektrapport. Disse kan også være kartlagt på forhånd, og kan være (se også 2.1):

- Blottet massivt/oppsprukket/forvitret berg
- Alle typer løsmasser og spesielt de med lav hastighet (tørre masser, myr)
- Uregelmessigheter i terrenget
- Støykilder som veg, jernbane, tungindustri og annet som kan ha betydning for datakvaliteten skal registreres
- Infrastruktur som kan påvirke datakvaliteten

Denne type data dokumenteres i prosjektrapport.

4.2 Generelle tiltak for å oppnå best mulig datakvalitet

For å sikre en god datakvalitet er det viktig med gode valg ved datainnsamlingen.

4.2.1 Måleutstyr og metodikk

Forskjellig måleutstyr kan benyttes. Moderne seismografer har i dag de spesifikasjonene som er viktige for god datakvalitet. Eldre seismografer kan ha for lite dynamikkområde for høyoppløselig refleksjonsseismikk.

4.2.2 Kabelutlegg, geofonavstand og skuddavstand

Uansett seismisk metode er det en stor fordel med mange mottagere (geofoner/hydrofoner) og kort avstand mellom disse. Dette vil imidlertid være en avveining mellom kvalitet og kostnad. Generelt anbefales minst 48 mottagere både ved refraksjonsseismikk og refleksjonsseismikk. Færre mottagere (24) kan aksepteres ved veldefinerte problemstillinger på land. Ved undersjøiske undersøkelser kan det være økonomisk fordelaktig med enda flere hydrofoner (f.eks. 72 eller 96). Geofysisk firma er ansvarlig for at riktig type geofoner/hydrofoner benyttes slik at best mulig datakvalitet oppnås.

For å kunne bestemme hastigheten i materialet dagnært, er det viktig med kort avstand mellom registreringsenhetene. Dette kan oppnås ved å redusere avstanden mellom registreringsenhetene ved skuddpunktene, eventuelt benytte ekstra registreringsenheter. Dette er spesielt viktig ved tørre masser med lav hastighet.

For kartlegging og karakterisering av svakhetssoner i berg, bør ikke mottageravstanden være mer enn 5 m. Ideelt sett burde den være mindre for å oppnå den oppløsning som er ønskelig, men dette er en avveining mot kostnad. I noen tilfeller kan en geofonavstand på 2 m eller mindre være nødvendig ved detaljerte grunne undersøkelser på land. Ved løsmassetykkelser opp mot 100 m, kan en mottageravstand på 10 m være tilstrekkelig. Ved lengre profiler med flere mottagerutlegg, bør det være overlapp på minst en mottager på utleggene slik at kontinuerlig datadekning sikres for videre prosessering. Ved tomografisk inversjon av måledata er overlapp svært viktig for kvaliteten på inversjoner.

Det tilstrebes å ha så mange skudd som praktisk mulig langs og utenom mottagerrekken (fjernskudd).

Type og antall geofoner/hydrofoner og deres avstand skal fremgå klart i prosjektrapport. Samme gjelder antall skudd og deres plassering.

4.2.3 Signal-støyforhold, skudd- og geofonkontakt

Ved eventuelle problemer med å få ønsket signalstyrke, gjøres tiltak for å øke signal-støyforholdet, spesielt ved undersøkelser på land. Tiltakene kan være:

- Rense kontakter for skitt (ikke ledende materiale)
- Fjerne lyng og løsmasser som forhindrer god kobling til geofoner
- Trykke geofonene dypt ned i løsmassene, bore hull i berg
- Etablere gode skuddplasseringer, dype hull i både løsmasser og i berg
- Benytt tilstrekkelig energimengde
- Unngå målinger ved kraftig vind og regn.

Ansvar for gode signal/støy-forhold ligger hos utførende geofysiske firma.

4.2.4 Posisjonering

For å oppnå god datakvalitet er det viktig at en kjenner avstanden mellom registreringsenhetene, og at hele utlegget er mest mulig rettlinjet. Konstant avstand oppnås ved å strekke kablene helt ut, slik at mottageravstand blir lik avstanden mellom uttakene på kablene. Dersom konstant avstand ikke kan oppnås, skal hver enkelt mottager måles inn.

Ved kabelutlegg i sjø må alltid hydrofonene måles inn med flere (6 – 8) skudd i kjent posisjon. Dette for å vite eksakt hvor kablet ligger, om det er ulik avstand mellom hydrofonene og om kablet kan henge opp fra sjøbunnen. Sistnevnte kan bidra til å tolke falske svakhetssoner (Westerdahl 2003). Alternative måter for å finne hydrofonenes posisjon kan aksepteres dersom god nøyaktighet kan dokumenteres.

Enkelte ganger er det nødvendig å gjøre en knekk på profilet på grunn av hindringer, noe som fører til endret mottageravstand og bølgeretning. Dette vil gi feil i beregnet hastighet og derav feil i inverterte seksjoner. Et enkelt profilknekk må ikke overstige 20°. Summen av flere knekkpunkter må heller ikke overstige 20°. Dersom det er nødvendig med store knekk og mange knekkpunkter, bør et profil avsluttes og et nytt profil legges ut i ny retning.

For å vite eksakt hvor et målt profil ligger i terrenget, må viktige punkter på et profil måles inn. Et minstekrav er at start, slutt og eventuelle knekkpunkt på profilene måles inn. Punkter for hver 100 meter, eventuelt 200 meter, bør også måles inn. Dersom terrengformene er sterkt varierende og det er mistanke om lengdefeil på kablene, må hver enkelt mottager (geofon/hydrofon) måles inn. Nøyaktighet i koordinater og høyde må være ned mot 0,1 m.

For nøyaktig høyde på registreringsenhetene kan eksisterende tilstrekkelig nøyaktig digital terrengmodell benyttes (LIDAR-data). Denne må sjekkes mot observasjoner i felt for å avdekke eventuelle terrengendringer etter at LIDAR-data ble samlet inn.

4.3 Spesielle tiltak for å oppnå best mulig kvalitet ved de forskjellige metodene

For å kunne oppnå best mulig datakvalitet er det viktig at datainnsamlingen tilpasses metode og tolkingsmetodikk.

4.3.1 Tradisjonell refraksjonsseismikk

I utgangspunktet anbefales så liten mottageravstand som praktisk og økonomisk mulig. Erfaring tilsier at en mottageravstand på 5 m kan være en god avveining mellom kostnader og datakvalitet. Ved mer detaljerte undersøkelser ved lite løsmasser der f.eks. grunne tynne sprekkesoner kan være kritisk, anbefales mottageravstand på 1 eller 2 m. For kartlegging av svakhetssoner under tykke løsmasser (> 50 m) kan en mottageravstand på 10 m aksepteres. For å kunne bestemme hastighet i øvre tynne, kanskje tørre løsmasser, anbefales kortere geofonavstand ved skuddpunktene. For profilering med flere separate utlegg bør det være overlapp på minst en mottager.

I et utlegg med 24 mottagere bør det skytes minimum 5 skudd ved mottagerrekken og minst ett fjernskudd på hver side. For å sikre refraksjoner fra berg på alle mottagere må avstand til ytterste fjernskudd være minst 3 ganger dypet til berg. Flere fjernskudd utenfor dette kan bidra til å avdekke svakhetssoners fall.

Mottager- og skuddpunktavstand skal klart dokumenteres i prosjektrapport. Det må være opp til det geofysiske firmaet å sørge for stor nok avstand til fjernskudd slik at en får kartlagt dyp til berg langs hele den aktuelle målelinjen.

4.3.2 Refraksjonsseismikk som tolkes med tomografi

Plassering av mottagere ved tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk er som for tradisjonell refraksjonsseismikk (4.3.1), men også her anbefales mindre mottageravstand. Dersom det ikke skytes fjernskudd, må det være overlapp på inntil 6 mottagere (Intelligent Resources 2021). Det bør alltid være overlapp på en mottager for å kunne prosessere flere utlegg samlet.

Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk krever tettere avstand mellom skuddpunkt. Ideelt bør det være ett skudd for hver tredje eller fjerde mottager. Ett skudd pr. sjette mottager kan unntaksvis aksepteres.

Bare ved enkelte programsystemer kan fjernskudd benyttes ved tomografisk inversjon. Det bør likevel skytes fjernskudd som anbefalt for tradisjonell refraksjonsseismikk, dette for å kunne benytte data ved tradisjonelle tolking med Hagedoorns metode og tolking med denne metoden som startmodell ved tomografisk inversjon.

I prinsippet kan en gruppere refraksjonsseismiske målinger i tre forskjellige vanskelighetsgrader (Tabell 1). For enkle undersøkelser (tynne homogene løsmasse-lag og et enkelt forløp av bergoverflaten er det tilstrekkelig med en moderat skuddpunktavstand og enkle tradisjonelle lagdelte tolking. For mer utfordrende betingelser, heterogene løsmasser men med et antatt enkelt forløp av bergoverflaten, anbefales tettere skuddavstand og tomografisk inversjon i tillegg til en tradisjonell lagbasert tolking. Ved høyeste vanskelighetsgrad, heterogene løsmasser og utfordrende berggrunnstopografi, anbefales tett skuddavstand innenfor utlegget (hver 3. eller hver 4. geofon), og flere fjernskudd utenfor utlegget. Data tolkes tradisjonelt med lagdelt modell og som tomografisk inversjon. På grunn av økt usikkerhet i tolkingene anbefales at det foretas en samtolking med andre eksisterende data, i praksis boringer.

Tabell 1: Gruppering av refraksjonsseismiske undersøkelser etter vanskelighetsgrad med forslag til utførelse og tolkingsprosedyre.

Vanskelighetsgrad	Beskrivelse	Skuddavstand	Tolkingsmetode
1	Tynne homogene løsmasser, Enkelt bergforløp	Moderat, skudd hver 6. geofon, ett fjernskudd	Trad. lagdelt tolking
2	Tykke heterogene løsmasser, Enkelt bergforløp	Tett, skudd hver 3. – 4. geofon, flere fjernskudd	Trad. lagdelt tolking og tomografisk inversjon
3	Tykke heterogene løsmasser Komplisert bergforløp	Tett, skudd hver 3. – 4. geofon, flere fjernskudd	Trad. lagdelt tolking, tomografisk inversjon og samtolking med annen info

4.3.3 Refleksjonsseismikk

Refleksjonsseismikk på land stiller store krav til massene det skal skytes i. En er avhengig av et høyt frekvensinnhold i signalet for å oppnå ønsket oppløsning, og ved tørre avsetninger dempes energien og spesielt de høye frekvensene. Bruk av refleksjonsseismikk på land må diskuteres med eksperter som kjenner metodens muligheter og begrensninger.

Refleksjonsseismikk i sjø, ofte feilaktig kalt akustikk, gir vanligvis god informasjon om sjødyp og løsmassefordeling. På grunn av noe lavere nøyaktighet ved refleksjonsseismikk, bør kartlegging av sjødyp (batymetri) utføres med høyoppløselig multistråle ekkolodd.

Refleksjonsseismikk i sjø kan være enkel enkanals (en hydrofongruppe) eller flerkanals med en lengre hydrofonkabel. Førstnevnte må betraktes som en orienterende måling for et enkelt bilde av løsmassenes tykkelse, og ved denne varianten kan en ikke utføre hastighetsanalyser. En må derfor forvente relativt stor usikkerhet i dybdeangivelser dersom ikke hastigheter i løsmassene skaffes fra andre kilder. Dersom det stilles større krav til nøyaktighet og detaljer i opptakene, må en benytte et flerkanalssystem. Kostnader knyttet til disse to variantene er vanligvis svært forskjellige.

Det er viktig å benytte sterk nok energikilde for å oppnå gode reflekser fra bergoverflaten, men dette må veies opp mot frekvensinnhold og behovet for detaljert vertikal oppløsning i løsmasselagene. Bare unntaksvis, der det er viktig med god oppløsning i øvre deler av sjøbunnen, er det aktuelt å benytte en høyfrekvent PINGER som energikilde da denne kan få problemer med å trenge gjennom tykke løsmasselag på grunn av høyt frekvensnivå og lav energi. Ofte vil en BOOMER være riktig å bruke da denne har et relativt høyt frekvensinnhold (god vertikal oppløsning) og relativt høyt energinivå. Ved større løsmassetykkelser (> 50 m) på sjøbunnen kan det være nødvendig å benytte en SPARKER som har et høyere energinivå, men lavere frekvensinnhold (dårligere vertikal oppløsning).

For å unngå forstyrrelser i det reflekterte signalet (aliasing) er det nødvendig å benytte en samplingsfrekvens som er minst to ganger høyere enn frekvensinnholdet i signalet.

Sikker tolking av dyp til berg er avhengig av at en kjenner hastighetene i løsmassene så detaljert som mulig. For å (kunne) gjøre sikre hastighetsanalyser, må en benytte et flerkanalssystem og følgende forhold mellom hydrofonkabelens lengde (X) og dyp til dypeste reflektor (h) være, (Prof. ved NTNU Martin Landrø, personlig meddelelse):

$$X^2 / h^2 > 0,8$$

For kort hydrofonkabel som gir usikre hastighetsanalyser, har gitt store feil i tolket dyp til berg (Rønning m.fl. 2020a).

Det må diskuteres med den geofysiske konsulenten om innsamlede refraksjonsseismiske data inneholder refleksjoner som kan prosesseres og gi et sikkert bilde av løsmassefordeling (tykkelser og hastigheter) og dyp til berg.

Det må være den geofysiske firmaets ansvar å sørge for å benytte riktig energikilde, riktig samplingsfrekvens og hydrofonkabel med tilstrekkelig lengde.

Tomografi mellom bakke/sjøbunn og borehull

Enkelte forsøk med tomografi mellom sjøbunn og borehull i Norge har ikke gitt overbevisende resultater (Rønning m.fl. 2020a). Ved eventuelle fremtidige målinger av denne type, må det vurderes hvilken informasjon som ønskes, og om det er mulig å innhente denne informasjonen med tomografiske målinger mellom bakke/sjøbunn og et borehull.

Undersøkelser ved «E39 kryssing av Romsdalsfjorden» viste at skudd bør foretas på sjøbunnen (bakken) og ikke i borehull. Dette for å unngå kollaps av borehullet.

Det må være en selvfølge at borehullene er avviksmålt, og at borehullenes forløp i forhold til sjøbunnen er meget godt kjent.

Ved inversjon av gangtiden mellom skudd og registreringsenheter, må det være en mulighet til å låse enkelte størrelser (løsmassetykkelser, hastigheter i løsmassene) for å (kunne) få pålitelige hastigheter i berg. Dette er spesielt viktig ved store løsmassetykkelser.

Ved utførelsen av målingene er det en meget stor fordel å ha borerigg tilgjengelig for etablering av hydrofonkabel (eventuelt skudd) i borehull.

5. PROSESSERING OG PRESENTASJON AV MÅLEDATA

Introduksjonen av tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk har gitt nye muligheter for både tolking og presentasjon av resultater. NGU har erfart at forskjellige aktører utfører tolkingen forskjellig, og med dette blir også kvaliteten forskjellig. Hvordan tolkingen presenteres er heller ikke uvesentlig. For å kunne standardisere tolking og presentasjon, bør visse retningslinjer følges ved de forskjellige seismiske metodene. Dette gjelder også innhenting av terrengdata og bruken av disse.

5.1 Tradisjonelle tolkinger refraksjonsseismikk

Tradisjonell tolking av refraksjonsseismikk er den sikreste metoden for påvisning og karakterisering av svakhetssoner i berg, spesielt ved store løsmassemektigheter (> 50 m). Metoden gir nøkterne tolkinger av svakhetssoners bredde og interne p-bølgehastighet, og den kan gi relativt sikre anslag av dyp til berg, men presisjonen kan variere (Rønning m.fl. 2020a og 2020b). Usikkerheten i dybdetolking er tradisjonelt angitt til +/- 1m ved dyp mindre enn 10 m og +/- 10 % av dypet ved større dyp til berg (Sjögren 1984). Undersøkelser har vist (Rønning m.fl. 2020a) at usikkerheten ved større dyp til berg kan være +/- 15 % og lokalt også større enn dette. Tradisjonelle tolkinger av refraksjonsseismikk kan gi relativt gode anslag for p-bølgehastigheter i løsmassene, men hastighetsinversjon og løsmasselag i blindsoner er en utfordring.

De aktører som er på markedet i Norge synes å benytte tilnærmet samme metodikk for tradisjonell tolking av refraksjonsseismikk, Hagedoorns pluss-minus-metode eller varianter av denne. Dette gir ensartede tolkinger og presentasjoner av resultatene både når det gjelder løsmasselag og svakhetssoner i berg. Som kjent er det flere svakheter med refraksjonsseismikken som gir usikkerheter i tolkingene, spesielt hastighetsinversjon og blindsonelag. For om mulig å avdekke disse, er det en stor fordel om måledata tolkes på alternative måter som f.eks. tomografisk inversjon.

En gjennomgående erfart svakhet ved presentasjonen av resultater er bruk av fontstørrelse. Uansett om data granskes på papirplott eller i digitale bilder, må all informasjon med letthet kunne leses. Dersom det benyttes lengder langs profil som avstandsindikator må koordinater i et gitt geodetisk system avtalt med oppdragsgiver oppgis ved start og slutt av profiler.

Tolkingsresultater presenteres som 2D profiler med klar angivelse av tolket bergoverflate, hastigheter i berg, løsmasselagdeling og -hastigheter. Tunnelveiledningen, håndbok V520 (Statens vegvesen 2020b) viser eksempler på hvordan dette kan utføres. Siden det er en viss usikkerhet i tolkingen av refraksjonsseismikken, bør alle inntegnede forløp av svakhetssoner og andre planstrukturer på profiler stiples. Tolkingsresultater må i tillegg leveres digitalt i et format som oppdragsgiver ønsker for videre bruk i egne GIS-verktøy. Dette inkluderer som regel xyz-data langs alle profiler av tolket lagdeling og bergoverflate.

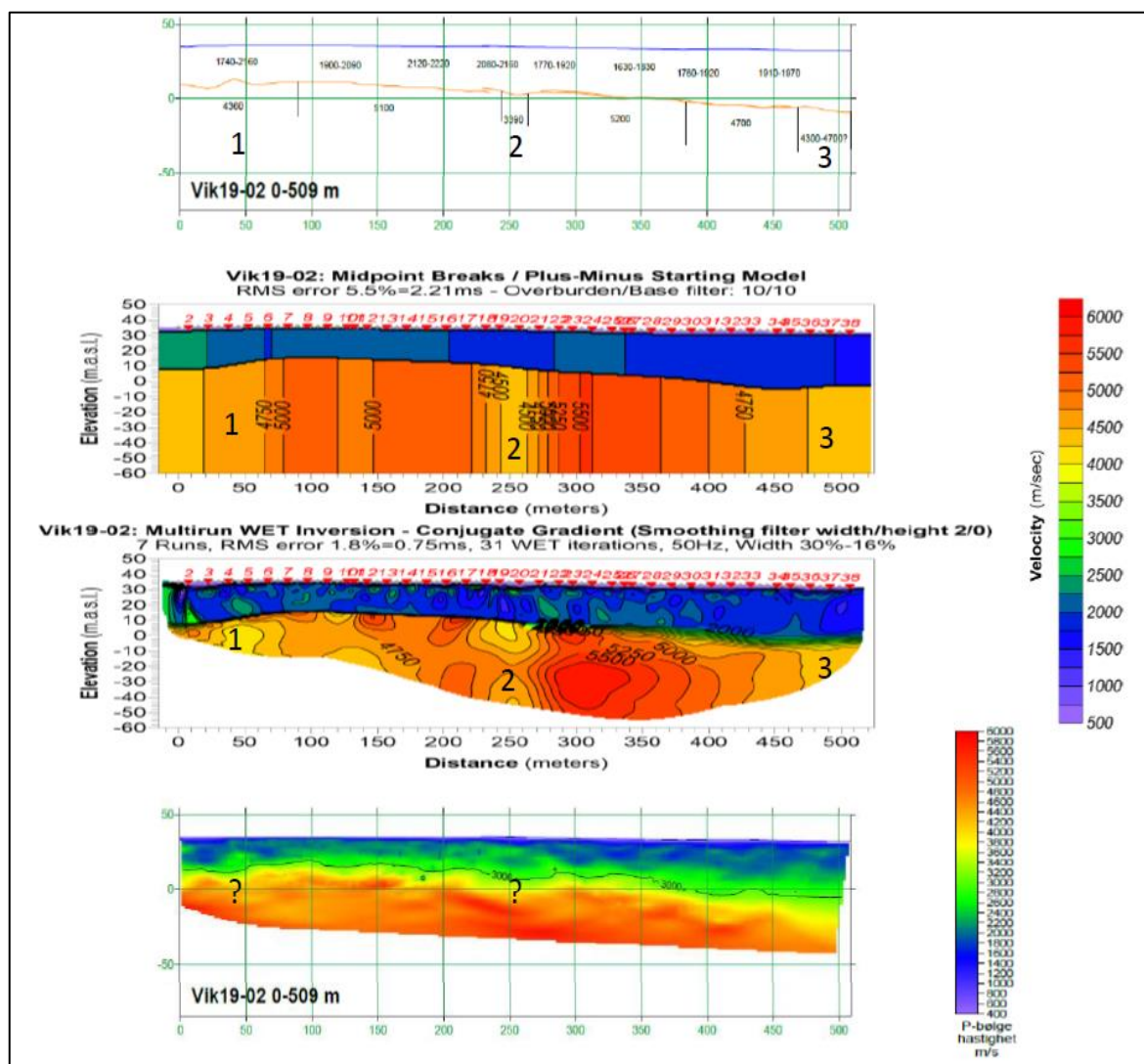
Tolkingsmetode skal beskrives i prosjektrapport.

5.2 Tomografisk inversjon av refraksjonsseismikk

NGUs modelleringsarbeider (Tassis m.fl. 2017 og 2018, Rønning m.fl. 2020b) viser at valg av inversjonsteknikk er svært viktig for å kunne oppnå pålitelige tomografiske hastighetsprofiler, spesielt ved påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg. Hvilken prosedyre som benyttes avhenger av hva som skal undersøkes.

NGU har erfart at et godt bilde av svakhetssoner i berg ved tomografisk inversjon, kan oppnås ved bruk av programmet Rayfract og med en startmodell beregnet med Hagedoorns metode (se Figur 1). Den tomografiske inversjonen bør utføres med «Multi-run Conjugate Gradient» inversjon og «Cosine squared» vektning, og det bør benyttes minimal glatting. (Tassis m.fl. 2017). Startmodellen beregnet med Hagedoorns metode kan være en selvstendig tolking, men denne har svakheter som at alle svakhetssoner blir vertikale med «uendelig» forløp mot dypet. Inversjon av reelle data (Rønning m.fl. 2020a) og modellering (Rønning m.fl. 2020b) har vist at påfølgende tomografisk inversjon kan modifisere tolkingen og redusere slike kunstige effekter. Dersom det er store løsmassemektheter (> 30 m, vanskelighetsgrad 2 eller 3, Tabell 1), anbefales både tradisjonelle tolkinger med Hagedoorns metode og tomografi som beskrevet ovenfor.

Tomografisk inversjon kan selvsagt også utføres med andre programmer, men da må det dokumenteres at prosedyren fungerer like bra som metoden beskrevet ovenfor ved tolking av svakhetssoner med programmet Rayfract.



Figur 1: Eksempel på forskjellig tolking av det samme datasettet langs refraksjonsseismisk profil Vik19-02 fra «E39 Kryssing av Romsdalsfjorden». IMPAKTs lagdelte tolking øverst, deretter følger NGUs Rayfract-tolking med Hagedoorns metode (startmodell) og tomografiske inversjon med antatt beste prosedyre. Nederst vises IMPAKTs tomografiske inversjon med programmet fra Geogiga (fra Rønning m.fl. 2020a).

De fleste prosedyrer for tomografisk inversjon kan fungere godt for bestemmelse av dyp til berg (Rønning m.fl. 2020a). En startmodell beregnet med Hagedoorns metode og påfølgende tomografisk inversjon med programmet Rayfract kan gi gode bilder av undergrunnen der en har klare lagdelinger (Figur 1, Rønning m.fl. 2020 a og b). En ulempe knyttet til tomografisk inversjon er at ved 1D gradient startmodell vil også det tomografisk inverterte hastighetsprofilen få en gradvis økning av hastigheten mot dypet (Figur 1 nederst). Dette løses vanligvis ved å la en bestemt hastighetskontur representere dyp til berg, spørsmålet blir da hvilken. NGUs modellering har vist at ved forskjellige geologiske modeller vil beste hastighetskontur som indikator for dyp til berg variere fra 3000 m/s til opp mot 3500 m/s dersom en har tykke lag i blindsoner (Rønning m.fl. 2020b). Andre har erfart at bergoverflaten kan ligge ved hastighetskontur 2500 m/s (Fredrik Olsen, IMPAKT AB, personlig meddelelse). For å kunne gjøre sikre tolkinger av dyp til berg er en avhengig av informasjon fra andre kilder (f.eks. boring).

Den gradvise overgangen i hastigheter mot dypet, som en ofte ser ved tomografisk inversjon (Figur 1 nederst), gir også utfordringer ved tolking av løsmassetypene. Modellering har vist at det kan være vanskelig å angi en fast hastighet i løsmasselagene. Også her har Rayfract-tolking med Hagedoorns metode gitt gode svar på hastighet i løsmasser, men hastighetsinversjon og lag i blindsoner er en utfordring (Rønning m.fl. 2020b).

Dagens tomografiske inversjon med programmet Rayfract, kan ikke benytte fjernskudd (skudd i stor avstand utenfor mottagerrekken). Dette betyr at dersom det ikke benyttes Hagedoorns metode for beregning av startmodell, vil dybderekkevidden være begrenset av geofon-/hydrofonutleggets lengde. Andre inversjonsprogrammer f.eks. DW TOMO fra Geogiga (2021) kan involvere fjernskudd i den tomografiske inversjonen.

Prosjektrapport skal inneholde informasjon om:

- *Inversjonsprogram*
- *Hvilken startmodell som er benyttet*
- *Hvilken inversjonsprosedyre som er benyttet*
- *Hvilken glatting som er benyttet*
- *Cellestørrelse*
- *Spesielle detaljer ved inversjonen*

Tolkede hastighetsprofiler presenteres i farger med tilhørende fargeskala. Enkelte hastighetskonturer markeres med sort linje. Hastighetsprofilene presenteres i en lett lesbar form der det er lett å gjøre en geologisk tolking. «RMS-error» og avvik mellom måledata og modelldata i ms (millisekund) skal oppgis. I tillegg bør stråletettheten angis i egne plott enten som fargekodet tetthetsplott eller som strålebaner. Sistnevnte for å kunne vurdere kvaliteten i forskjellige deler av hastighetsprofilen. Tolkede lagflater (løsmasselag og bergoverflate) presenteres også som xyz-data langs alle profiler.

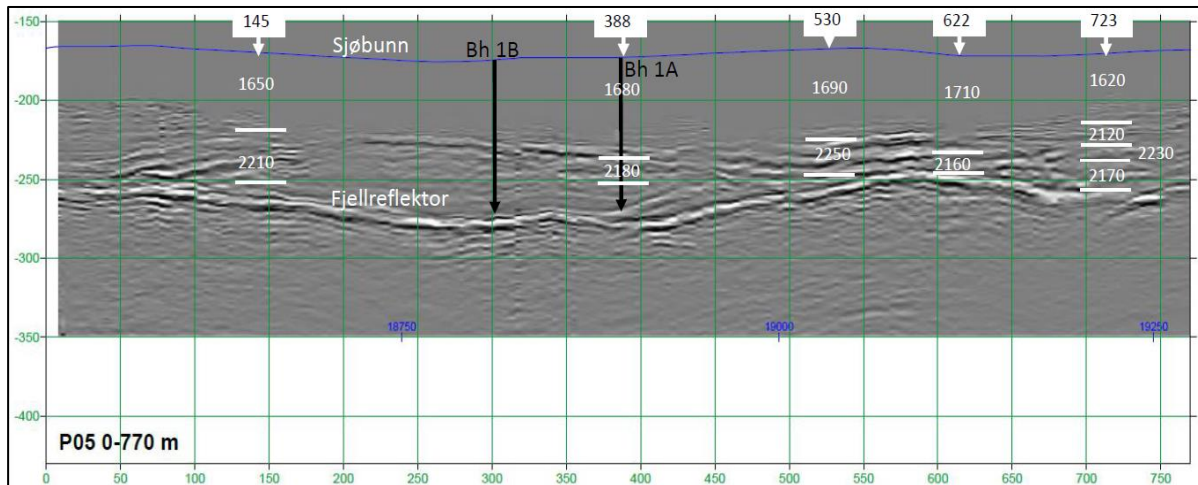
5.3 Refleksjonsseismikk

Refleksjonsseismikk kan gi gode bilder av løsmasser og bergoverflate, men har begrenset verdi ved påvising og karakterisering av svakhetssoner i berg. Flere programmer er tilgjengelig for prosessering av måledata. For å kunne konvertere gangtider til et sant dybdeprofil er en avhengig av gode hastighetsanalyser. Som beskrevet i avsnitt 4.3.3, må utleggene (hydrofonkabel) ha en viss lengde i forhold til det totale dyp til berg for å kunne gi gode hastighetsanalyser. Om mulig skal de refleksjonsseismiske profilene migreres, en prosessering som fjerner kunstige effekter som hyperbler fra skarpe kanter (diffraksjoner) og objekter i bakken (punktreflektorer) samt «bow-ties» fra fordypninger i overflater. I tillegg bør det foretas «dekonvolving» som gir skarpere reflekser. Disse prosessene gir et så sant og skarpt bilde av undergrunnen som mulig og gjør den geologiske tolkingen lettere.

Prosjektrapport skal dokumentere prosesseringsprogram og prosedyre.

Dersom en kan utføre gode hastighetsanalyser, kan det også produseres gode hastighetsprofiler (Rønning m.fl. 2020a) og dette gir det beste grunnlaget for tolking av løsmassetyper.

Alle målelinjer presenteres i 2D profiler i farger eller gråtoneskala med gangtider både i ms og dybdekonvertert etter angitt hastighetsmodell. Ved flatedekkende målinger fremstilles bergoverflate som konturkart i farger og tilhørende fargeskala. Som regel ønsker oppdragsgiver også xyz-data med full oppløsning fra flatedekkende målinger levert. Støypunkter filtreres bort. Alle prosesserte data leveres i digital form i et format og med koordinater tilpasset oppdragsgivers GIS-verktøy.



Figur 2: Eksempel på refleksjonsseismisk profil P05 0 – 770 m i Romsdalsfjorden, utført av Impakt Geofysik AB (2020). Data var opprinnelig samlet inn for refraksjonsseismikk, men gode refleksjoner gjorde det mulig å prosessere dette som refleksjonsseismikk. Hvite tall viser hastigheter (m/s) fra fem hastighetsanalyser langs denne delen av profilet og hvite streker viser dyp til laggrenser. Sjøbunnen er angitt som blå linje. Hastigheter i intervallet 1620 til 1710 tolkes som marine fjordavsetninger (silt og leire) mens hastigheter større enn 2000 m/s tolkes som hard morene. Sorte piler angir dyp til berg fra boringer (fra Rønning m.fl. 2020a).

5.4 Tomografi mellom sjøbunn/bakke og borehull

Det kan være en utfordring å oppnå pålitelige hastighetsprofiler ved tomografi mellom sjøbunn eller bakke og underliggende borehull (Rønning m.fl. 2020a). I kapittel 4.3.4 er det listet noen praktiske hensyn som må være tilfredsstillende for å kunne oppnå gode resultater. Selv om datakvaliteten er god, er det likevel utfordringer knyttet til prosesseringen av måledata. Ved tomografien mellom sjøbunnen og et borehull ved prosjektet «E39 Kryssing av Romsdalsfjorden» viste inversjonen for høye hastigheter i løsmassene og for lave hastigheter i berg (Rønning m.fl. 2020a), noe som var direkte misvisende. For å kunne oppnå pålitelige hastigheter i berg, er det mest sannsynlig nødvendig å kunne låse løsmassetykkelse og -hastigheter med kjente verdier fra andre undersøkelser (tradisjonell refraksjonsseismikk, refleksjonsseismikk, boring o.a.). Denne muligheten er ikke uttestet i skrivende stund. Ikke all programvare for denne type tomografi har muligheten til å låse de aktuelle størrelsene ved inversjonen.

Ved tomografiske undersøkelser mellom sjøbunnen og underliggende borehull, eventuelt også mellom to borehull, må prosedyrene både for utførelse i felt og ikke minst inversjon av måledata diskuteres nøye på forhånd. Dette for å vurdere om det er mulig å oppnå pålitelige anvendbare inverterte resultater. Dette kan gjerne involvere en tredjepart som har kompetanse på metodikken.

Resultater fra en eventuell tomografi mellom sjøbunn og borehull sammenlignes med resultater fra annen seismikk og boring før endelig rapport skrives, og om mulig benyttes disse data ved inversjonen.

5.5 Generelle forhold ved prosesseringen og presentasjonen av data

Topografien langs et profil påvirker måleresultatene og det må korrigeres for denne. Informasjon om dette må derfor legges inn før inversjon av måledata. Høyden over havet langs profilet kan fremskaffes ved å:

- lese ut fra konturene på egnet kartverk
- lese ut fra egnet digital terrengmodell (LIDAR-data) med et GIS-verktøy (angi celledørrelse)
- nivellere alle mottagere langs profilet i felt
- måle batymetri med multistråle ekkolodd ved marine undersøkelser.

Hvordan høydeinformasjon er hentet inn og oppløsningen i denne skal dokumenteres i prosjektrapport.

Som en standard plottes profiler fra vest mot øst eller fra sør mot nord. Retning vises på kart og i profil. Planlagt tunneltrasé tegnes inn i profilet der dette er relevant.

Dette punktet kan fravikes dersom oppdragsgiver har andre preferanser!

I tilfeller der det er målt flere profiler i et måleområde, bør data visualiseres i pseudo 3D-seksjoner eller som «fence-diagram». Det skal da benyttes samme fargeskala på samtlige profiler.

6. GEOLOGISK TOLKNING AV MÅLERESULTATER

Ut fra inverterte seismiske data er det vanlig å benytte seismiske hastigheter for karakterisering av løsmasser og bergmassekvalitet. Ut fra den fysiske modellen som viser laggrensener (overganger) og beregnet hastighet kan en geologisk modell tolkes. Tabell 2 viser p-bølgehastigheter i noen geologiske materialer. Tabellen bygger på mer enn 70 års erfaring med refraksjonsseismikk i Norge. Det er overlapp i p-bølgehastigheter mellom forskjellige materialtyper, noe som gjør tolkingen tvetydig. Mer entydige tolkinger kan oppnås ved å kombinere tolkingen med målt resistivitet.

Karakterisering av materialtyper ut fra p-bølgehastighet forutsetter gode hastighetsanalyser. Modellering har vist at hastighet i f.eks. morenelag i blindsoner ikke er mulig å påvise (Rønning m.fl. 2020b). Tomografisk inversjon som viser gradvise overganger i hastighet mot dypet, er mindre egnet for geologisk tolking

(Rønning m.fl. 2020a og 2020b). I denne sammenheng er det viktig å sannsynliggjøre hvilken modell en arbeider på: Er det en lagdelt modell med klare hastighetskontraster (f.eks. finkornige marine avsetninger over morene og berg), eller er det en modell med gradvise endringer i p-bølgehastighet f.eks. forvitret berg (saprolitt) med gradvise overganger til fast berg. Gangtidsskjema vil kunne indikere hvilken modell som er mest sannsynlig, og derved avgjøre den best egnede tolkingsmetode. Klare refleksjoner i måledata er et hint om lagdelt modell. Sikreste tolking av materialtype (og dyp til berg) er ved boring og prøvetaking.

Tabell 2: P-bølgehastighet i noen løsmassetyper og i enkelte bergarter (Fra www.ngu.no).

Løsmasse	P-bølgehastighet (m/s)	Bergart	P-bølgehastighet (m/s)
Myr	150 – 500	Sandstein	3000 – 3500
Leire (tørr)	600 – 1200	Kalkstein	4000 – 6000
Sand (tørr)	400 – 900	Dolomitt	2500 – 6500
Grus (tørr)	400 – 1000	Kvartsitt	5500 – 6000
Morene (tørr)	400 – 1600	Granitt	4800 – 5500
Leire (våt)	1200 – 1600	Gneis	4700 – 5800
Sand (våt)	1400 – 1800	Diabas	5700 – 6500
Grus (våt)	1400 – 1900	Gabbro	6200 – 6700
Morene (løs)	1500 – 1900	Ultramafisk	6500 – 7500
Morene (hard)	1900 – 2800		

Refleksjonsseismikk kan gi gode hastighetsanalyser dersom målingene er gjort på en riktig måte. Et forhold som kan komplisere hastighetsanalyser og som gjør tolking av dyp til berg usikker er anisotropi, forskjellig hastighet i forskjellige retninger. Laminerte løsmasselag, f.eks. marine avsetninger, kan ha forskjellig hastighet vertikalt og horisontalt. Dette er krevende å avdekke.

Ingeniørgeologer har lange tradisjoner i å tolke bergklasse ut fra p-bølgehastighet (Barton 2007). Tabell 3 viser bergmasseklasse, seismisk hastighet i svakhetssone og en karakterisering av bergmassen. Denne graderingen er benyttet ved karakterisering av bergmassekvalitet i prosjektet «E39 Kryssing av Romsdalsfjorden», og kan anvendes ved krystalline bergarter (grunnfjellsbergarter) i Norge. En generell inndeling som gjelder alle typer bergarter, er imidlertid mer utfordrende. NGUs sammenstilling av seismiske hastigheter i forskjellige bergartstyper (Elvebakk 2021) viser f.eks. generelt lavere hastigheter i ikke oppsprukne sedimentære bergarter i Oslofeltet (kambro-silur) enn i metamorfe grunnfjellsbergarter.

Tabell 3: Eksempel på tolket bergmasseklasse ut fra p-bølgehastighet med tilhørende kvalitetsbeskrivelse.

Bergklasse	P-bølgehastighet (m/s)	Karakteristikk
A/B	> 5000	God til svært god bergmassekvalitet
C	4600 - 5000	Middels bergmassekvalitet
D	4000 - 4600	Dårlig bergmassekvalitet
E	3000 - 4000	Svært dårlig bergmassekvalitet
F	2000 – 3000	Ekstremt dårlig bergmassekvalitet
G	< 2000	Eksepsjonelt dårlig bergmassekvalitet

Det er viktig her å bemerke at spenningsnivå i berget og retningen på dette (anisotropi) kan ha stor innvirkning på hvilken hastighet som måles, og derved innvirkning på tolket bergmassekvalitet. En grunnleggende kunnskap om spenningsnivå er avgjørende for å unngå feiltolkninger.

Siden det er usikkerheter i tolkingen av refraksjonsseismikken, er det viktig at tolket dyp til berg kalibreres mot resultater fra eventuelle borer. Dette kan bidra til å avdekke utfordringer ved tolkingen av data, men fremfor alt gi sikrere anslag av dyp til berg.

Det må avklares med oppdragsgiver om geologisk tolking skal utføres av geofysisk firma. Ved en eventuell tolking av løsmasstype og bergmassekvalitet skal det alltid oppgis hvilken inndeling som benyttes.

7. RAPPORTERING (Prosjektrapport)

For å oppnå god dokumentasjon av oppnådde resultater som lett kan vurderes, er det viktig at rapporteringen er standardisert. En prosjektrapport skal derfor inneholde dokumentasjon av: kvalitetsrutiner, målinger i felt, prosessering av måledata, resultater og eventuelle geologiske tolkinger.

7.1 Opplysninger som skal være med i prosjektrapport

Sikring av datakvalitet

- Testing av kabellengder, når og med hvilket resultat
- Testing av kabelbrudd, når og resultat
- Testing av geofoner/hydrofoner, når og resultat
- Funksjonstest av måleinstrument, når og resultat

Målinger i felt

- Benyttet måleutstyr og kabler
- Antall mottakere, type mottakere og mottakeravstand
- Total lengde på utleggene
- Totalt antall måleverdier i profilene (ved tomografisk inversjon)
- Energikilde og mengde
- Innmåling av profilene, metode og nøyaktighet
- Observerte geologiske forhold langs profilene
- Andre relevante observasjoner.

Prosessering av måledata

- Type inversjon som er utført (tradisjonell, tomografi)
- Prosedyre ved tomografisk inversjon
- utfordringer ved inversjonen

Tolkning av prosesserte data

- Posisjon av påviste svakhetssoner dokumenteres i plott og/eller i tabell
- Dybtegående, bredde og p-bølgehastighet i svakhetssoner klassifiseres
- Klassifiseringssystem for bergmassekvalitet (jfr. kap. 6, Tabell 2)
- Tolket løsmassetykkelser og -typer
- Observerte forhold i terrenget som har betydning for tolkingen av måledata
- Anvendte tolkingsmodeller skal dokumenteres med referanse til originalpublikasjon eller nettsider som beskriver prosedyrene.

Dataleveranse

- Alle tolkninger sammenstilles digitalt og overleveres oppdragsgiver i egnet format for videre bruk i GIS-systemer.
- Hvert seismikkprofil skal vise aktuelle pelnummer, retningsbeskrivelse og riktig topografi for enkel sammenligning med geologiske kartleggingsdata m.m.
- Tolkede svakhetssoner og planlagt tunneltrasé tegnes / stiples inn i profilene.
- Georefererte 3D-data med alle tolkede resultater, med angivelse av koordinatsystem og datum.

Alle måledata oppbevares hos geofysisk firma iht. kontrakt og minst i 10 år. Alle måledata (opptaksfiler, tolkede førsteankomster) leveres oppdragsgiver vederlagsfritt på forespørsel.

7.2 Tiltak for å forenkle og sikre god rapportering

For å standardisere rapporteringen og sikre at minimumsinformasjon om utførte undersøkelser rapporteres, er det utviklet egne skjema for viktige parametere for vurdering av kvaliteten på undersøkelsene. Skjemaene omhandler kvalitetssikring, utførelse i felt og tolkingsprosedyrer. Siden det kan være snakk om utenlandske aktører, er skjemaene utarbeidet på engelsk. Tanken er at aktuelle geofysiske firma benytter disse skjemaene for derved å sikre en minste dokumentasjon av utført arbeid og at denne er samlet. Det er selvsagt fritt frem for de geofysiske firma å dokumentere kvalitetssystemer, kvalitetstester og annet ut over denne minste-rapporteringen.

Følgende skjema er utarbeidet og vedlagt:

- Vedlegg 1: Reporting tablet refraction seismic. Technical data.
- Vedlegg 2: Reporting tablet reflection seismic. Technical data.
- Vedlegg 3: Reporting tablet tomography. Technical data.
- Vedlegg 4: Bestillingsskjema.

8. ETTERARBEID

Erfaring har vist at det er viktig at resultater fra en undersøkelse diskuteres underveis og mot slutten av arbeidet før endelig rapport slutføres. Dette kan avklare utfordringer i tolkingene og bidra til at alternative tolkingsmetoder velges. Det er også viktig å være klar over at dersom det skal utføres tomografisk inversjon av refraksjonsseismikken, må dette være klart på forhånd, da dette krever tettere skyting enn ved tradisjonelle tolkinger. Anbefalingen er derfor at det bør skytes for tomografisk inversjon, men beslutningen om å gjøre dette kan vente til at foreløpige tolkinger foreligger.

Geofysisk firma og utbygger (m/samarbeidspartnere) bør gjennomgå følgende tema:

- Svarer rapporten på de oppgaver som er nedfelt i kontrakt?
- Eventuelle usikkerheter i måledata og mulige årsaker.
- Er det påvist spesielle forhold utbygger må være oppmerksom på?
- Er det forhold som kan gi problemer ved byggingen som ikke lar seg påvise?
- Er det behov for tilleggsundersøkelser?
- Har utbygger utfyllende data som kan redusere usikkerheten i de seismiske tolkingene (samtolking av seismikk og f.eks. boring)?

På forespørsel skal alle data fra undersøkelser (rådata, tolket førsteankomster m.m.) utleveres til oppdragsgiver for eventuell reprosessering av tredjepart.

9. REFERANSER

- Barton, N. 2007: Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy. Taylor & Francis, London 2007, side 92.
- Elvebakk, H. 2021: Sammenstilling av resistivitet, seismiske hastigheter og naturlig gammastråling i norske bergarter. Oppdatering av NGU Rapport 2011.042. NGU Rapport 2021.015 (103 s). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2021/2021_015.pdf
- Geogiga 2021: Geogiga DW Tomo 9.1 — Refraction Tomography Software <https://www.geogiga.com/en/dwtomo.php>
- IMPAKT 2020: E39 Romsdalsfjorden, Vik – Julbøen. Refraksjonsseismiske undersøkelser i sjø og på land. Rapport fra IMPAKT Geofysik AB datert 2020-02-05.
- Intelligent Resources 2021: Rayfract Seismic Refraction & Borehole Tomography-Subsurface Seismic Velocity Models for Geotechnical Engineering and Exploration. Downloaded from <http://rayfract.com>
- Mauring, E. & Rønning, J.S. 1990: Refleksjonsseismiske målinger ved Opstad på Jæren, Hå kommune, Rogaland. NGU Rapport 90.148 (16s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1990/90_148.pdf
- Mauring, E. & Rønning, J.S. 1993: Geofysiske målinger i Tanadalen, Tana kommune, Finnmark. NGU Rapport 1993.122 (33 s.). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1993/93_122.pdf
- Mauring, E. & Rønning, J.S. 1995: Refleksjonsseismiske målinger og georadarmålinger ved utløpet av Altaelva, Finnmark. NGU Rapport 1995.129 (24 s.) https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1995/95_129.pdf

- NGI 2015: Håndbok. Bruk av Q-systemet. Bergmasseklassifisering og bergforsterkning (56 s.).
- Olesen, O., Dehls, J.F., Ebbing, Henriksen, H., Kihle, O. & Lundin, E. 2007: Aeromagnetic mapping of deep-weathered fracture zones in the Oslo Region – a new tool for improved planning of tunnels. *Norwegian Journal of Geology* 87, pp. 253 - 287. ISSN 029-196X
- Reynolds, J.M. 2011: An introduction to applied and environmental geophysics. 2nd Edition, John Wiley and Sons, Inc., England
- Rønning, J.S., Ganerød, G.V., Dalsegg, E. & Reiser, F. 2013: Resistivity mapping as a tool for identification and characterisation of weakness zones in bedrock - definition and testing of an interpretational model. *Bull. Eng. Geol. Environment*, DOI: 10.1007/s10064-013-0555-7.
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T. & Wåle, M. 2016: Retolkning av geofysiske data og sammenligning med resultater fra tunneldriving, Knappetunnelen ved Ringveg Vest i Bergen. NGU rapport 2016.048 (48s.).
http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_048.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T., Wåle, M. & Rohdewald, S. 2017: Geofysiske metoder og svakhetssoner i fjell. Hva fungerer best? Bergmekanikkdagen, Oslo, 24. nov. 2017. Artikkel 27.1 (22s.).
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T. & Wåle, M. 2019a: Reprosessering og ny samtolkning av geofysiske data med resultater fra tunneldriving, Knappetunnelen ved Ringveg Vest i Bergen. NGU Rapport 2019.014 (57s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2019/2019_014.pdf
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T., Wåle, M. & Rohdewald, S. 2019b: Hvordan bør refraksjonsseismikken utføres, tolkes og presenteres? Tradisjonell tolking eller tomografisk inversjon. Bergmekanikkdagen, Oslo, 22. nov. 2019. Artikkel 21.
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kavli, A., Åndal, T. & Wisen, R. 2020a: Kvalitet på tolking av seismikk. Eksempler fra E39 Kryssing av Romsdalsfjorden. NGU Rapport 2020.040 (103s.).
- Rønning, J.S., Tassis, G., Wisen, R. & Turesson, B. 2020b: Tomographic inversion of synthetic refraction seismic data. Quality of inversion using various off-end shots, fracture zones depth, fracture zone velocity, soil thickness and hidden layer thickness. NGU Report 2020.044 (53s.).
- Rønning, J.S. 2021: Geofysikk og svakhetssoner i fjell. Forbedrede Forundersøkelser for Utbygning Tunneler (ForForUT). Sluttrapport. NGU Rapport 2021.0XX (under utarbeidelse).
- Statens vegvesen 2020a: Statens vegvesen, Vegtunneler. Håndbok N500.
<https://www.vegvesen.no/siteassets/content/vedlegg/handboker/hb-n500-vegtunneler.pdf>
- Statens vegvesen 2020b: Statens vegvesen, Tunnelveiledning. Håndbok V520.
<https://www.vegvesen.no/siteassets/content/vedlegg/handboker/hb-v520-tunnelveiledning.pdf>
- Statens vegvesen 2018: Kartlegging av svakhetssoner i berg med 2D resistivitet. Veiledning. Statens vegvesen Rapport Nr. 305. (16 s.). <https://vegvesen.brage.unit.no/vegvesen-xmlui/bitstream/handle/11250/2659042/Rapport%20305%20Kartlegging%20av%20svakhetssoner%20i%20berg%20med%202D%20resistivitetsm%c3%a5linger%20%20Veiledning.pdf?sequence=1&isAllowed=y>
- Statens vegvesen 2021: Feltundersøkelser. Håndbok R211.
<https://www.vegvesen.no/siteassets/content/vedlegg/handboker/r211-feltundersokelser-2021.pdf>
- Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, J.S. og Dalsegg, E. 2010: Veileder for bruk av resistivitetsmålinger i potensielle kvikkleireområder. Versjon 1.0. NGU Rapport 2010.048, 90 sider. https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_048.pdf
- Sjögren, B. 1984: *Shallow Refraction Seismics*. Chapman and Hall. ISBN 0-412-24210-9.

- Tassis, G., Rønning, J.S. & Rohdewald, S. 2017a: Refraction seismic modelling and inversion for the detection of fracture zones in bedrock with the use of Rayfract[®] software. NGU Report 2017.025 (62pp.).
http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2017/2017_025.pdf
- Tassis, G., Rønning, J.S, Kirkeby, T. & Wåle, M. 2017b: Reprocessing of geophysical data and comparison with results from tunneling construction of the Ring-road west of Bergen, Norway. Oral presentation, EEGS Annual Meeting (SAGEEP) Denver, Colorado USA March 19-23, 2017.
- Tassis, G., Rønning, J.S., Rohdewald, S., Kirkeby, T. & Wåle, M. – 2017c: Reprocessing of Geophysical Data, Comparison with Tunneling Results from the Bergen Ring-road and Subsequent Refraction Seismic modeling. Oral presentation Near Surface Geoscience 2017. Malmö, Sweden, September 4 - 6, 2017.
- Tassis, G., Rohdewald, S. & Rønning J.S. 2018: Tomographic Inversion of Synthetic Data Using Various Starting Models in Rayfract[®] software. NGU Report 2018.015 (45pp.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2018/2018_015.pdf
- Westerdahl, H. 2003: Seismisk modellering. Modellering av seismiske data over løsmassefylte depresjoner, svakhetssoner og ved kabelheng. Miljø- og samfunnstjenlige tunneler, Rapport 32. Statens vegvesen.
<https://vegvesen.brage.unit.no/vegvesen-xmlui/handle/11250/190422>

Reporting tablet refraction seismic. Technical data.

Theme	Data (Proposed)	Comment
Seismograph	ABEM Terraloc Pro2	
Seismograph test	01.06.2021	Result: OK?
Record length	1100 ms	
Sampling interval (Frequency)	0.125 ms (8000 Hz)	
Record format	*.Sg2	
Receiver spread (active length)	2 x 110 m	Fixed spread or towed cable
Date of testing	01.06.2021	Result: Correct distances, All channels working
Receivers	10 Hz geophone	Producer?
Number of receivers	24	
Receiver spacing	5.0 m	Shorter distance at ends?
Energy source	Dynamite (50 – 100 g)	
Shot distance in spread	30 m	
Number of offend shots	3 at each side	Specifications for each profile
Max. distance to offend shots	120 m	Specifications for each profile
Traditional interpretation	Hagedoorns method	Additional information
Tomographic inversion	Rayfract software	Intelligent Resources Inc.
Starting model	2 D Hagedoorn	Stand-alone interpretation?
Inversion procedure	Multirun Conj.Gradient?	
Weighting	Cosine squared?	
Smoothing	Moderate?	Horizontal/vertical: 2/1
Cell size	2.5m x 2.5 m	
Other tomographic inversion	Software name	Producer?
Starting model		
Inversion procedure		
Weighting		
Smoothing		
Cell size		
Other parameters		

Reporting tablet reflection seismic. Technical data.

Theme	Data (Proposed)	Comment
Seismograph	ABEM Terraloc Pro2	
Date of testing	01.06.2021	Result: OK?
Record length	1100 ms	
Sampling interval (Frequency)	0.125 ms (8000 Hz)	
Record format	*.Sg2	
Receiver spread (active length)	150 m	Fixed spread or towed cable
Date of testing	01.06.2021	Result: Correct distances, All channels working
Streamer depth	0.5 m / At seabottom?	
Receivers	50 Hz hydrophone	Producer?
Number of receivers (# Fold)	48 (24 fold)	
Receiver spacing	5.0 m	
Line spacing	50 m	
Energy source	Sparker	Type: GSO 540 tip
Shot point interval	5 m	
Shot point depth	0.5 m / At seabottom?	
Processing software	Pegasus (FUGRO)	
Swell noise attenuation	Yes / No	Details
Source and receiver deghosting	Yes / No	Details
Linear noise attenuation	Yes / No	Details
Seabottom Multiple Elimination	Yes / No	Details
NMO Velocity analyses	Yes / No	Details
Muting	Yes / No	Details
Deconvolution	Yes / No	Details
Bandpass filter	Yes / No	Details
Final stack	All / selected profiles	Which profiles

Reporting tablet tomography between ground/seabottom and borehole. Technical data.

Theme	Data (Proposed)	Comment
Seismograph	ABEM Terraloc Pro2	
Date of testing	01.06.2021	Result: OK?
Record length	1100 ms	
Sampling interval (Frequency)	0.125 ms (8000 Hz)	
Record format	*.Sg2	
Receiver spread (active length)	220 m	
Date of testing	01.06.2021	Result: Correct distances, All channels working
Streamer position		In borehole or At seabottom?
Accuracy, receiver position	+/- 1 m	
Receivers	50 Hz hydrophone	Producer?
Number of receivers	48	
Receiver spacing	5.0 m	
Energy source	Dynamite (50 – 100 g)	
Shot position		At seabottom? In borehole
Shot point interval	5 m	
Number of shots		
Accuracy, shot position	+/- 1 m	
Borehole deviation measure	Tool?	
Accuracy, borehole deviation	< 2 m?	
Seabottom bathymetry	MBES?	Multi Beam Echo Sounder?
Accuracy, bathymetry	+/- 1 m	
Processing software	GeoTomCG	http://dev.geotom.net/?page_id=111
2D or 3D inversion		
Distance shot-section	< 10m	Maximum distance from shots to inverted section
Cell size	2.5 m x 2.5 m (x 2.5m)	Voxel size in 2D (3D)
No. of active ray-paths	1111	Total number – deleted raypaths
Info from other sources?		Refraction data, boreholes
RMS error (% and ms)		For each profile

Bestillings skjema

Type seismikk	# linjer	Total lengde (m)
Refraksjonsseismikk på land		
Antatt vanskelighetsgrad 1, 2, 3 (stryk)		
Høy detaljeringsgrad, geofonavstand 2 m		
Middels detaljeringsgrad, geofonavstand 5 m		
Lav detaljeringsgrad, geofonavstand 10 m		
Refraksjonsseismikk i sjø		
Antatt vanskelighetsgrad 1, 2, 3 (stryk)		
Høy detaljeringsgrad, hydrofonavstand 2m		
Middels detaljeringsgrad, hydrofonavstand 5 m		
Lav detaljeringsgrad, hydrofonavstand 10 m		
Tolkingsmetode, tradisjonell tolking (Hagedoorn)		
Tolkingsmetode, tomografisk inversjon		
Rayfract, antatt beste prosedyre		
Annen programvare, 1D gradient startmodell		
Geologisk tolking, ønskes / ønskes ikke		
Refleksjonsseismikk på land ¹⁾		
Refleksjonsseismikk i sjø, enkel enkanal		
Refleksjonsseismikk i sjø, avansert flerkanal ²⁾		
Energikilde PINGER, mottageravstand ≈ 5m		
Energikilde BOOMER, mottageravstand ≈ 5m		
Energikilde SPARKER, mottageravstand ≈ 5m		
Refleksjonsseismikk i sjø, prosessering		
Hastighetsanalyse		
Multikanalers "stack"		
Fjerning av multipler		
Migrering		
Dekonvolving og båndpassfiltrering		
Dybdekonvertering ³⁾		
Tomografi mellom sjøbunn og borehull ⁴⁾		

1): Oppdragsgiver og geofysisk firma diskuterer mulige opplegg og hvilken informasjon som kan oppnås.

2): Geofysisk firma oppgir antall mottagere (og fold).

3): Data fra hastighetsanalyse benyttes for dybdekonvertering hvis ikke annet er ønsket.

4): Oppdragsgiver og geofysisk firma diskuterer mulige opplegg og hvilken informasjon som kan oppnås.

A.3 Vedlegg 3: Foredrag ved forskjellige nasjonale og internasjonale møter

FOREDRAG VED SVV GEOLOGSAMLINGER

- Rønning, J.S. 2004: Forundersøkelser. Nye metoder. Miljø- og Samfunnstjenlige tunneler. Avslutningsseminar, Vegdirektoratet, 15.01.2004.
- Rønning, J.S., Solberg, I.L. og Venvik, G. 2004: Resistivitetmålinger ved E39, Øysand Thamshavn. Felles NFF-NBG-GFT-møte, SVV på Øysand, Melhus 26.10.2004.
- Venvik, G & Rønning, J.S. 2004: Geofysiske undersøkelser ved Viggjatunnelen. Felles NFF-NBG-GFT-møte, SVV på Øysand, Melhus, 26.10.2004.
- Rønning, J.S. 2005: Nye metoder ved forundersøkelser. Vegdirektoratets geologsamling, 24. – 25. mai 2005.
- Olesen, O. og Rønning, J. S. 2006: Dypforvitring i Oslo-området. Foredrag ved Geologimøte, Statens vegvesen Vegdirektoratet, 22. november 2006.
- Rønning, J.S. 2006: NGUs undersøkelser ved Rogfast-prosjektet. Foredrag ved Geologimøte, Statens vegvesen Vegdirektoratet, 22. november 2006.
- Rønning, J.S. 2008: Nyere metoder og muligheter for grunnundersøkelser. Kurs i geologisk rapportering i planfase, for Statens vegvesen. Hell, 26. - 27. februar 2008 (Quality Airport Hotell Værnes).
- Rønning, J.S. & Olesen, O. 2008: Geologiske undersøkelser. Metoder og muligheter. Tunneldagene 2008, Sundvolden 15. – 17. sept. 2008. (Artikkel i kurskompendium).
- Rønning, J.S. 2010: Resistivitetmålinger, muligheter og begrensninger. Statens Vegvesen, Teknologidagene, Trondheim 13. okt. 2010.
- Ganerød, G.V., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Tønnesen, J.F. & Saintot, A. 2010: Resistivitetmålinger for karakterisering av svakhetssoner i fjell. Eksempler fra tunnelprosjekter. Statens Vegvesen, Teknologidagene, Trondheim 13. okt. 2010.
- Elvebakk, H., Dalsegg, E., Ganerød, G.V., Reiser, F. & Rønning, J.S. 2011: Forundersøkelser. SVV Teknologidagene 2011, Tunnel, betong og geologi, Royal Garden Hotel, Trondheim, 12. Okt. 2011.
- Rønning, J.S. 2012: Forundersøkelser, nye resultater fra samarbeidsprosjekt. Statens vegvesen, Vegdirektoratet. Geologisamling 2012, Oslo 28. og 29. mars 2012.
- Rønning, J.S. 2017: Geofysikk - Tidligere arbeid og metoder fremover. Geo-seminar – Fellesprosjektet Ringeriksbanen – E16. Oslo 30. – 31. Januar 2017.
- Rønning, J.S., Tassis, G. Kirkeby, T. & Wåle, M. 2017: Alternativ tolkning av refraksjonsseismikk sammenholdt med resistivetsdata og resultater fra tunneldrift. Knappetunnelen Ringveg vest i Bergen. Foredrag SvV geologidag, Oslo 22. mars 2017
- Rønning, J.S. 2020: Nøyaktighet i hydrofonplassering, tolket dyp til berg og muligheter for overfordypning i bergoverflaten. Foredrag på prosjektmøte E39 Kryssing av Romsdalsfjorden, nettmøte 02.07.2020.

FOREDRAG VED BERGMEKANIKKDAGER

- Ganerød, G.V, Dalsegg, E., Olesen, O., Rønning, J.S., Saintot, A. & Tønnesen, J.F. 2010: Kartlegging av svakhetssoner i fjell; Eksempler fra tunnelprosjektene Eikrem (SVV) og Holmestrand (JBV). Bergmekanikkdagen, Oslo 26. nov. 2010.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., de Beer, H., Ganerød, G.V., Gundersen, P. & Reiser, F. 2011: Forbedrede forundersøkelser for tunneler – Oppsummering av et samarbeidsprosjekt med Vegdirektoratet. Bergmekanikkdagen 2011, Oslo 25. november 2011.
- Rønning, J.S., Tassis, G., Tsourlos, P. & Dalsegg, E. 2013: Resistivitet for kartlegging av svakhetssoner i fjell i marine miljø. Muligheter og begrensninger. Bergmekanikkdagen 2013. Oslo 21. – 22. november 2013.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Drageset, L., Ganerød, G.V. & Wiig, Hanne Sagen 2015: Resistivitetsmålinger langs jernbanetunnel Holm – Nykirke. Hva kan vi lære? Bergmekanikkdagen 2015, Oslo 26. og 26. november 2015.
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T., Wåle, M. & Rohdewald, S. 2017: Geofysiske metoder og svakhetssoner i fjell. Hva fungerer best? Bergmekanikkdagen, Oslo, 24. nov. 2017
- Rønning, J.S., Tassis, G., Kirkeby, T., Wåle, M. & Rohdewald, S. 2019: Hvordan bør refraksjonsseismikken utføres, tolkes og presenteres? Tradisjonell tolking eller tomografisk inversjon. Bergmekanikkdagen, Oslo, 22. nov. 2019.
- Rønning, J.S. 2021: Forbedrede Forundersøkelser. Oppsummering av 20 års utviklingsarbeid. Bergmekanikkdagen, Oslo 26. november 2021.

FOREDRAG VED NASJONALE MØTER

- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Storrø, G. 2003: Nye metoder for kartlegging av sprekkesoner i fjell. Det 11. seminar om hydrogeologi og miljøkjemi. NGU 7. – 8. februar 2001. Sammendrag: NGU Rapport 2002.012, s. 40 – 42.
- Braathen, A., Elvebakk, H., Wissing, B., Rønning, J.S., Storrø, G. & Gabrielsen, R.H., 2003: Bruddsoner og vanninnslag – verifisering av grunnvannsmodell i tunneler og borehull. Det 12. seminar om hydrogeologi og miljøgeokjemi, NGU 4.-5. februar 2003. Sammendrag i NGU Rapport 2003.015.
- Elvebakk, H. & Rønning, J.S., 2003: Strømningsmåling i borehull, - påvisning av vanninnslag. Poster ved Det 12. seminar om hydrogeologi og miljøgeologi, NGU 4.-5. februar 2003. Sammendrag i NGU Rapport 2003.015.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Storrø, G. 2004: Karakterisering av svakhetssoner i fjell ved bruk av 2D-resistivitet. Plakatutstilling på 13. seminar om hydrogeologi og miljøkjemi, NGU 4.-5. feb. 2004, Sammendrag NGU Rapport 2004.011.
- Venwik, G., Dalsegg, E. & Rønning, J.S. 2005: Geological interpretation of feasibility studies, with application to E39 tunnel project in Sør-Trøndelag, Norway. NGF Vinterkonferanse, Røros 9. – 12. januar. Abstract and Proceedings no.1 2005, p. 123.

- Venvik, G., Dalsegg, E., Rønning, J.S. & Elvebakk, H. 2005: Bruk av 2D resistivitet til kartlegging av svakhetssoner i fjell. 14. Seminar om hydrogeologi og miljøkjemi, NGU 8.-9. februar 2005. Sammendrag i NGU Rapport 2005.007.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Dehls, J., Elvebakk, H., Ganerød, G., Nordgulen, Ø. og Olesen, O. 2007: Bruk av alternative geofysiske metoder ved forundersøkelser av tunneler. NGF Meeting, Stavanger 8th – 12th 2007.
- Olesen, O., Bering, D., Brønner, M., Fredin, O., Hendriks, B., Magnus, Chr., Rønning, J.S., Solbakk, T. & Øverland, J.A. 2009: Tropical Weathering in Norway – the NGU-NDP TWIN Project. NGF Vinterkonferanse, January 13-15, 2009, in Bergen, Norway. Abstract in Proceedings, 1 pp.
- Rønning, J.S. 2015: Hydrogeologens verktøykasse; Geofysiske metoder. 24. Seminar om Hydrogeologi og Miljø. Kunsten å belyse en skjult ressurs. NGU Trondheim 1. – 11. mars 2015.

FOREDRAG VED INTERNASJONALE MØTER

- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Storrø, G. 2003: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. 9th EEGS European Meeting, Prague, August 31 – September 4, 2003. Extended Abstract: Proceedings P005.
- Dehls, J.F., Basilico, M., Novali, F., Nordgulen, O., Rønning, J.S., Rocca, F., and Ferretti, A., 2004: Detection and monitoring of subsidence due to tunnel construction in Oslo using radar interferometry, 32nd International Geological Congress: Florence, Italy.
- Dehls, J.F., Basilico, M., Novali, F., Ferretti, A., Nordgulen, O., Rønning, J.S., and Rocca, F. 2004: Detailed subsidence patterns in Oslo, Norway, revealed by radar interferometry, 32nd International Geological Congress: Florence, Italy.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H. og Storrø, G. 2004: Nye metoder ved forundersøkelser for anlegg i fjell. Nordisk mineralsymposium, Trondheim 10.–12. mai. NGF Abstract and Proceedings p. 26 –27.
- Rønning, J. S, Dalsegg, E., Elvebakk, H. og Solberg, I.L. 2004: Resistivity in Geohazard evaluation. Examples from recent research at NGU. ICG International Workshop, Geophysics for Geohazard. NGI 17.11.2004.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Ganerød, G. 2006: Characterization of Fracture Zones in Bedrock by Means of 2D Resistivity. Workshop 9, 68th EAGE Meeting, Vienna, June 12th – 15th 2006. Abstract in Workshop notes.
- Saintot, A., Dehls, J., Solli, A., Nordgulen, Ø., Olesen, O., Rønning, J.S. 2007: Brittle tectonics in Boknafjord region (western Norway), Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 07809
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G.V. & Heincke, B.H. 2009: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity. 5th Seminar on Strait Crossings, Trondheim, June 21 – 24, 2009, Article in Proceedings (SINTEF/NTNU).
- Rønning J.S., Dalsegg, E., Dehls, J.F., Nordgulen, Ø. Olesen, O., Saintot, A. & Solli, A. 2009: Geophysical and geological investigations for the ROGFAST project. 5th Seminar on Strait Crossings, Trondheim, June 21 – 24 2009, Article in Proceedings. (SINTEF/NTNU).

- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Tønnesen, J.F. & Ganerød, G.V. 2010: Use of geophysical mapping in feasibility studies for tunnels, example from Norway. Rock Mechanics in the Nordic Countries, Kongsberg Norway, June 9 – 12, 2010.
- Wisén, R., Rønning, J. S., Elvebakk, H. & Mykland, J. 2012: Experience from multidisciplinary geophysical survey for tunneling in Norway – Refraction seismic, resistivity profiling and borehole logging. Nordic Geotechnical Meeting, Copenhagen, May 9 -12. 2012. Abstract in Proceedings.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E. & Ganerød, G.V. 2014: Characterization of fracture zones in bedrock using 2D resistivity profiling. 31st Nordic Geological Winter Meeting. Lund Sweden 8-10 January 2014.
- Tassis, G., Tsourlos, P, Rønning, J.S. & Dahlin, T. 2014: Marine ERT modeling for the detection Fracture zones. 31st Nordic Geological Winter Meeting. Lund Sweden 8-10 January 2014.
- Tassis, G., Tsourlos, P., Rønning, J.S. & Dahlin, T. 2014: Detection and characterization of fracture zones in bedrock - Possibilities and limitations. Oral presentation at the First International Shallow Marine Geophysics Conference, Near Surface Geoscience, EAGE, Athens Greece, September 14-18.
- Tassis, G., Tsourlos, P., Rønning, J.S. & Dahlin, T 2015: Marine ERT modeling for the detection of fracture zones. SAGEEP 2015, Austin TX, USA, Wednesday, March 25, 2015.
- Tassis, G., Rønning, J.S, Kirkeby, T. & Wåle, M. 2017: Reprocessing of geophysical data and comparison with results from tunneling construction of the Ring-road west of Bergen, Norway. Oral presentation, EEGS Annual Meeting (SAGEEP) Denver, Colorado USA March 19-23, 2017.
- Tassis, G., Rønning, J.S., Rohdewald, S., Kirkeby, T. & Wåle, M. 2017: Reprocessing of Geophysical Data, Comparison with Tunneling Results from the Bergen Ring-road and Subsequent Refraction Seismic modeling. Oral presentation Near Surface Geoscience 2017. Malmö, Sweden, September 4 - 6, 2017.

FOREDRAG VED NIF KURSDAGER

- Rønning, J.S. 2002: Forundersøkelser tunneler. Nyere undersøkelsesmetoder. Foredrag NIF Kursdager 2002, NTNU, Injeksjon av tunneler og bergrom. Manus i kurskompendium.
- Rønning, J.S. 2003: Nyere undersøkelsesmetoder 9.1: 2-D Resistivitetmålinger. Foredrag ved Kursdagene NTNU 2003, Undersøkelse for anlegg i berg. Manuskript i kurskompendium.
- Rønning, J.S. 2003: Nyere undersøkelsesmetoder 9.2: Inspeksjon og logging av borehull. Foredrag ved Kursdagene NTNU 2003, Undersøkelse for anlegg i berg. Manuskript i kurskompendium.
- Rønning, J.S.: Resistivitet i tunnelplanlegging – muligheter og begrensninger. NTNU –TEKNA - NFF, Kursdagene 2012, Trondheim 5. – 6. januar 2012.
- Rønning, J.S.: Logging av borehull med hovedvekt på Optisk Televiwer. NTNU – TEKNA - NFF, Kursdagene 2012, Trondheim 5. – 6. januar 2012.



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