

NGU-rapport 89.139

Refraksjonsseismiske og  
elektriske målinger ved  
Vuoskujav'ri og Vuoddasjav'ri,  
Kautokeino, Finnmark

Rapport nr. 89.139		ISSN 0800-3416		Åpen/ <del>Kort</del> logistikk	
<b>Tittel:</b> Refraksjonsseismiske og elektriske målinger ved Vuoskujav'ri og Vuoddasjav'ri, Kautokeino, Finnmark					
<b>Forfatter:</b> Eirik Mauring			<b>Oppdragsgiver:</b> NGU/Finnmarksprogrammet		
<b>Fylke:</b> Finnmark			<b>Kommune:</b> Kautokeino		
<b>Kartbladnavn (M. 1:250 000)</b> Karasjok og Enontekiø			<b>Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000)</b> 1933 I Suossjav'ri 1832 I Siebe		
<b>Forekomstens navn og koordinater:</b> Vuoskujav'ri 34V 5801 76532 Vuoddasjav'ri 35V 3849 76997			<b>Sidetall:</b> 16		<b>Pris:</b> kr. 60,-
<b>Feltarbeid utført:</b> 26.08.1989		<b>Rapportdato:</b> 24.11.1989		<b>Prosjektnr.:</b> 32.1886.44	
<b>Seksjonssjef:</b> <i>Jan S. Mauring</i>					
<b>Sammendrag:</b> <p>Geofysiske målinger er utført ved Vuoskujav'ri og Vuoddasjav'ri som et ledd i kvartærgeologisk kartlegging for Finnmarksprogrammet. For hver lokalitet ble det målt ett refraksjonsseismisk profil og én vertikal elektrisk sondering (VES).</p> <p>Ved Vuoskujav'ri har man et sortert sandlag over fjell. Resultater fra tolkning av refraksjonsseismikk gir en mektighet på 4-10 m. VES indikerer en finere korngradering mot dypet innen sandlaget.</p> <p>Ved Vuoddasjav'ri har boreriger vist vekslende finsand/sandlag med tynne gruslag ned til et dyp på minst 25 m. Tolkning av refraksjonsseismikk og VES viser at løsmassene sannsynligvis er vannmettet under et dyp på 4-7 m. Refraksjonsseismikk gir et dyp til fjell i området 35-40 m.</p>					
<b>Emneord</b>		Vertikal elektrisk sondering			
Geofysikk		Refraksjonsseismikk			
		Løsmasse		Fagrapport	

INNHold

	Side
1. INNLEDNING	4
2. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE	4
2.1 Refraksjonsseismikk	4
2.2 Vertikal elektrisk sondering	4
3. RESULTATER	5
3.1 Vuoskujav'ri	5
3.1.1 Refraksjonsseismikk	5
3.1.2 Vertikal elektrisk sondering	5
3.2 Vuoddasjav'ri	6
3.2.1 Refraksjonsseismikk	6
3.2.2 Vertikal elektrisk sondering	6
4. KONKLUSJON	7
REFERANSER	8

Vedlegg

1. Refraksjonsseismikk - beskrivelse av metode og usikkerheter
2. Vertikal elektrisk sondering - beskrivelse av metode og usikkerheter
3. Tolkning av vertikale elektriske sonderinger

Kartbilag

- 89.139-01 Oversiktskart, Vuoskujav'ri
- 89.139-02 Oversiktskart, Vuoddasjav'ri
- 89.139-03 Tolkning av refraksjonsseismikk, Vuoskujav'ri
- 89.139-04 Tolkning av refraksjonsseismikk, Vuoddasjav'ri

## 1. INNLEDNING

Måleområdene ligger ved vannene Vuoskujav'ri og Vuoddasjav'ri, Kautokeino kommune, Finnmark (se kartbilag -01 og -02). Undersøkelsene var et ledd i kvartærgeologisk kartlegging for NGU's Finnmarksprogram. Måleområdene lå ved massetak langs vei. Ved begge lokaliteter var en interessert i å kartlegge dyp til fjell og lagfølge i løsmassene fra massetakenes gulv.

For hver lokalitet ble det målt ett refraksjonsseismisk profil og én vertikal elektrisk sondering. Målingene ble utført av Jan Steinar Rønning og Eirik Måring 26/8-1989.

## 2. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE

### **2.1 Refraksjonsseismikk**

En kort beskrivelse av refraksjonsseismikk og de usikkerheter metoden er beheftet med, er vedlagt (vedlegg 1). Ved hver lokalitet ble det målt ett profil med en lengde på 110 m langs sålen av et massetak. Plassering og retning av profilene framgår av kartbilag -01 og -02. For begge profiler ble benyttet en 12-kanals ABEM TRIO analog seismograf som registreringsinstrument. Geofonavstanden var 10 m, bortsett fra ved endene der den ble innkortet til 5 m for å få bedre oppløsning nær overflaten. Det ble plassert skuddpunkt i midten og ved endene av hvert profil. Det ble i tillegg plassert skuddpunkt i større avstand fra endene av profilene for å få bedre kartlegging av fjellrefraktoren. Terrengoverflaten var tilnærmet horisontal ved begge lokaliteter. Ved tolkning og opptegning av profiler er det ikke tatt hensyn til små høydeforskjeller mellom geofonene. Kvaliteten på opptakene var meget god.

### **2.2 Vertikal elektrisk sondering**

Beskrivelse av målemetode, tolkning og usikkerheter, er vedlagt (vedlegg 2). For hver lokalitet ble det målt én sondering. Plassering og retning for sonderingene er vist i kartbilag -01 og -02. Det ble benyttet et kabelsystem for Schlumberger elektrodekonfigurasjon ved utførelsen av målingene. ABEM Terrameter SAS300 ble benyttet som måleinstrument. Måleverdiene er først korrigert for Wenner-effekt (Mundry, 1980) og deretter for laterale variasjoner i spesifikk motstand ved potensialelektrode.  $AB/2_{max}$  var 100 m for sonderingen ved Vuoskujav'ri (kartbilag -01) og 200 m for sonderingen ved Vuoddasjav'ri (kartbilag -02). For begge sonderinger var datakvaliteten mindre god, antatt på grunn av laterale variasjoner i spesifikk motstand ved strømelektrode.

### **3. RESULTATER**

Tolkning av de refraksjonsseismiske data er vist som profiler i kartbilag -03 (Vuoskujav'ri) og -04 (Vuoddasjav'ri). Data fra VES er modelltilpasset ved hjelp av programmet VESABS (Kihle, 1978). Kurvetilpasning og tolket geologisk modell er vist i vedlegg 3.1 (Vuoskujav'ri) og 3.2 (Vuoddasjav'ri).

#### **3.1 Vuoskujav'ri**

##### **3.1.1 Refraksjonsseismikk**

To hastighetslag kan erkjennes i de refraksjonsseismiske data. Det øverste laget har en seismisk hastighet på ca. 500 m/s. Kwartærgeologisk kartlegging i området tilsier at laget representerer sortert sand (L. Olsen, pers. medd.). Den lave seismiske hastigheten viser at sandlaget er tørt. Under dette laget følger fjell, med seismisk hastighet i underkant av 4000 m/s. Denne hastigheten er lavere enn forventet, og kan skyldes oppsprekking i fjellet (se 3.1.2). Dyp til fjell er ca. 4 m i VSV og øker jevnt til ca. 10 m i ØNØ.

##### **3.1.2 Vertikal elektrisk sondering**

Fra tolkning av refraksjonsseismikk har vi under sonderingspunktet en løsmassemektighet på ca. 7.5 m. Ved VES-tolkningen må en skille ut to motstandslag i løsmassene for å få god kurvetilpasning. Summen av mektighetene av disse to lagene er låst til løsmassemektighet funnet fra refraksjonsseismikk. Spesifikk motstand i lagene er 6150 ohmm (øverste lag) og 3000 ohmm. Dette kan avspeile en jevnt avtagende spesifikk motstand mot dypet i løsmassene, som indirekte kan skyldes at materialet blir finere (økt fuktinnhold og bedre ledningsevne med finere korngradering).

Under de to ovennevnte motstandslag følger trolig fjell med en spesifikk motstand på ca. 5000 ohmm. For å få god kurvetilpasning, må en i fjell legge inn et lag med relativt lav spesifikk motstand (ca. 700 ohmm) og en tykkelse i underkant av 30 m. Dette kan bl.a. skyldes;

- 1) svakhetssone i fjell (med evt. leirmineralisering og vannføring),
- 2) bergart med god ledningsevne,
- 3) godt ledende materiale ved strømelektrodene.

Den første muligheten antas å være mest sannsynlig, fordi en forkastningssone er kartlagt like V for måleområdet.

### 3.2 Vuoddasjav'ri

Av NGU ble det i 1986 utført boring i massetaket (L. Olsen, pers. medd.). Et ca. 25 m dypt hull ble påsatt. Boringen avdekket vekslende finsand/sand-lag, iblandet tynne lag med grus. Borhullet nådde ikke fjell, og det var derfor interessant å supplere med geofysiske målinger.

#### 3.2.1 Refraksjonsseismikk

Tre hastighetslag kan erkjennes i de refraksjonsseismiske data. Det øverste laget har en seismisk hastighet i området 350-450 m/s. I følge resultater fra boring representerer dette vesentlig finsand/sand. Deretter følger et lag med seismisk hastighet på ca. 1650 m/s. Dette representerer sannsynligvis vannmettet finsand/sand. Dyp ned til vannmettet sone er 4-7 m, og er størst sentralt i profilet. Under vannmettet finsand/sand følger fjell med seismisk hastighet på ca. 5400 m/s. Dyp til fjell er ca. 35 m i SSV, og øker jevnt til ca. 40 m i NNØ.

#### 3.2.2 Vertikal elektrisk sondering

En har skilt ut tre lag ved modelltilpasningen. Store laterale variasjoner i spesifikk motstand ved strømelektrodene gir seg utslag i at en del punkter ikke lar seg modelltilpasse.

Spesifikk motstand i det øverste laget er ca. 13800 ohmm. Dette representerer tørr finsand/sand (vist ved boringer). Mektigheten av laget er ca. 6 m. Denne verdien er i samsvar med resultat fra tolkning av refraksjonsseismikk. Laget under har en spesifikk motstand på ca. 1450 ohmm, som tolkes å representere finsand/sand i vannmettet sone. Mektigheten av vannmettet sone (ca. 30 m) er i samsvar med seismikken. Like under vannmettet sone går verdiene for tilsynelatende spesifikk motstand opp mot et nivå som kan indikere fjell (ca. 8500 ohmm).

#### 4. KONKLUSJON

For hver lokalitet er ett refraksjonsseismisk profil og én vertikal elektrisk sondering målt og tolket.

Ved Vuoskujav'ri har man et sortert sandlag over fjell. Resultater fra tolkning av refraksjonsseismikk gir en mektighet på 4-10 m. VES indikerer en finere korngradering mot dypet innen sandlaget.

Ved Vuoddasjav'ri har borerer vist vekslende finsand/sand-lag med tynne gruslag ned til et dyp på minst 25 m. Tolkning av refraksjonsseismikk og VES viser at lagene sannsynligvis er vannmettet under et dyp på 4-7 m. Refraksjonsseismikk gir et dyp til fjell i området 35-40 m.

Trondheim, 24/11-1989

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

Geofysisk avdeling



Eirik Mauring

Forsker

Referanser

Kihle, O. 1978: VESABS - et program for interaktiv tolkning av vertikale elektriske sonderinger. NGU. EDB-dokumentasjon 78-02, 8 s.

Mundry, E. 1980: The effects of a finite distance between potential electrodes on Schlumberger resistivity measurements - A simple correcting graph. Geophysics Vol 45 No. 12, s. 1872-1875.



SEISMISK REFRAKSJONSMETODE.

Metoden grunner seg på at lydens forplantningshastighet forandrer seg med mediets elastiske egenskaper. Det aktuelle hastighetsområde i den såkalte ingeniørseismikk er fra ca. 200 m/sek i visse typer porøst overdekke til godt over 5000 m/sek i enkelte bergarter.

En "lydstråle" fra en sprengning i overflaten treffer en grense mellom 2 sjikt hvor lydhastigheten er henholdsvis  $V_1$  og  $V_2$ , og vinkelen mellom lydstråle og innfallslodd kalles  $i$ . Etter at strålen har passert sjiktgrensen vil den danne en vinkel  $R$  med innfallslodden, slik at  $\frac{\sin i}{\sin R} = \frac{V_1}{V_2}$ . Når  $R$  blir  $= 90^\circ$ , vil den refrakterte stråle følge sjiktgrensen, og vi har  $\sin i = \frac{V_1}{V_2}$

Den bestemte innfallsvinkel som tilfredsstiller denne betingelse kalles kritisk vinkel eller  $i_c$ .

Lydforplantningen langs sjiktgrensen vil gi årsak til sekundærbølger som returnerer til terrengoverflaten under vinkelen  $i_c$ . I en viss kritisk avstand fra skuddpunktet vil disse refrakterte bølger nå frem før de direkte bølger som har fulgt terrengoverflaten. Den kritiske avstand er proporsjonal med dypet til sjiktgrensen og forøvrig bare avhengig av forholdet mellom de to hastigheter. Denne sammenheng utnytter en ved å plassere seismometre langs en rett linje i terrenget og registrere de først ankomne bølger fra skudd i hensiktsmessig valgte posisjoner i samme linje. En får da bestemt de nødvendige data for å fastlegge dypene til sjiktgrensen. Dersom overdekket er homogent med hensyn på lydhastigheten langs profilet, kan en oppnå en god dybdebestemmelse for hver seismometerposisjon. Imidlertid vil det ofte være betydelige laterale variasjoner til stede, og overdekkehastighetene blir ved små dyp bare bestemt i nærheten av skuddpunktene. Ofte vil det derfor være naturlig å legge størst vekt på dybdebestemmelsen under skuddpunktene.

Disse betraktninger kan utvides til å gjelde flere sjiktgrenser. En får refrakterte bølger fra alle grenser når hastig-

heten i det underliggende medium er større enn i det overliggende. Kontrasten må være av en viss størrelse, og vinkelen mellom sjiktgrense og terrengoverflate må ikke være for stor. I praksis vil en gjerne få vanskeligheter når denne vinkel overstiger  $25^{\circ}$ .

Det forekommer at en sjiktgrense ikke avspeiler seg i de oppregnede diagrammer, fordi de refrakterte bølger fra denne grense når overflaten senere enn fra en dypere grense. Det foreligger da en såkalt "blind sone", og de virkelige dybder kan være vesentlig større enn de beregnede. En annen feilkilde er til stede hvis lyden på sin vei nedover i jordskorpen treffer et sjikt med lavere hastighet enn det overliggende. Fra denne sjiktgrense vil det aldri komme refrakterte bølger opp igjen til overflaten, og lavhastighetssjiktet vil derfor ikke kunne erkjennes av måledataene. De virkelige dyp vil være mindre enn de beregnede. Generelt må en si at usikkerheten i de beregnede dyp øker med antall sjikt.

Med den anvendte apparatur vil en kunne bestemme bølgenes "løpetid" med en usikkerhet av 1 millisekund når seismogrammene har gjennomsnittlig kvalitet. Hvis overdekkehastigheten er 1600 m/sek, svarer dette til en usikkerhet på ca. 0.8 m i dybdebestemmelsen på grunn av avlesningsfeil. I tillegg kommer eventuelle feil på grunn av at forutsetningene om isotropi og homogenitet ikke gjelder fullt ut.

Når en oppnår førsteklasses seismogrammer, kan tiden avleses med 0.5 millisekund nøyaktighet, men selv da mener vi det er urealistisk å regne med mindre enn 0.5 m usikkerhet i dybdeangivelsene. Ved meget små dyp til fjell - størrelsesorden 1 m - blir overdekkehastigheten dårlig bestemt, og en må regne med prosentvis store feil i dypene.

LYDHASTIGHETER I DE MEST VANLIGE LØSMASSETYPER

Organisk materiale		150 - 500 m/s
Sand og grus	- over grunnvann	200 - 800 "
Sand og grus	- under "	1400 - 1600 "
Morene	- over "	700 - 1500 "
Morene	- under "	1500 - 1900 "
Hardpakket bunnmorene		1900 - 2800 "
Leire		1100 - 1800 "

## VERTIKALE ELEKTRISKE SONDERINGER (VES) - METODEBESKRIVELSE

Elektriske dybdesonderinger (VES) benyttes for å kartlegge undergrunnens elektriske motstandsforhold. Målingene foretas med Schlumberger elektrodekonfigurasjon (se fig.). Strøm sendes i bakken ved hjelp av to strømelektroder A og B, og elektrisk potensialforskjell måles mellom to potensialelektroder M og N. Ut fra målt potensialdifferens, målt strømstyrke og en geometrisk faktor bestemt av elektrodeplasse-ringene kan elektrisk motstand i undergrunnen beregnes. Ved homogene og isotrope forhold er denne størrelsen lik materialets resistivitet eller spesifikke motstand ( $\rho$ ) med enhet ohm m. I de aller fleste tilfeller har ikke undergrunnen homogene motstandsforhold og verdien som beregnes fra målingene vil være en tilsynelatende resistivitet ( $\rho_a$ , a=apparent).

Ved å flytte strømelektroden A og B stegvis utover oppnås stadig dypere strøminntrengning og den beregnede tilsynelatende resistivitet vil i økende grad være påvirket av resistiviteten i dypere liggende lag. Etter hvert som avstanden AB øker, reduseres potensialdifferansen mellom M og N, og signal/støy-forholdet avtar. Dette problemet løses ved også å øke avstanden mellom potensialelektroden (MN) noen få ganger i løpet av en sondering. Når MN-avstanden økes blir det målt om igjen på minst de to siste (største) AB-avstandene fra forrige MN-verdi.

Måleresultatene plottes i et dobbellogaritmisk diagram med tilsynelatende resistivitet langs vertikal akse og AB/2-avstand langs horisontal akse. Kurvesegmenter kan nå trekkes opp for hver MN-avstand som er benyttet. Kurvesegmentene vil som regel ikke være helt sammenfallende for overlappende AB/2-avstander. Dette har to årsaker. Ved endring av MN-avstanden innføres en liten feil kalt "Wenner-effekten" som er avhengig av elektrodegeometri og geologiske forhold. Effekten kan relativt lett korrigeres. Spesielt for steile sonderingskurver vil korrek-sjonen være nødvendig, mens feilen ofte vil være neglisjerbar for mindre motstandskontraster. Dårlig samsvar mellom kurvesegmentene skyldes som regel hovedsakelig laterale inhomogeniteter mellom potensialelektroden. Dette korrigeres for ved å forskyve hvert kurvesegment langs vertikalaksen til det gir god overlapp med foregående segment. På

denne måten kan det oppnås en sammenhengende sonderingskurve. De korrigerte sonderingsdata er lagt inn på NGUs dataanlegg og er "tolket" ved bruk av kurvetilpasningsprogrammet VESABS. I programmet legges inn en geologisk modell, bestående av planparallelle lag og med angivelse av resistivitet ( $\rho$ ) og tykkelse ( $h$ ) for hvert lag. Programmet beregner den teoretiske sonderingskurven som modellen gir. Modellen justeres slik at det oppnås best mulig tilpasning mellom den teoretiske modellkurven (heltrukket) og den målte sonderingskurven (plottet).

En slik tolkning er ikke entydig og det er vesentlig to forhold som kan gjøre tolkningene usikre. Det ene som kalles likeverdighet eller ekvivalens skyldes at et lags tykkelse og resistivitet kan variere innenfor visse grenser, men ha tilnærmet samme innvirkning på sonderingskurven. For et høymotstandslag som ligger mellom to lag med lavere motstand er det produktet av lagets resistivitet og tykkelse ( $\rho \cdot h$ ) som bestemmer kurveformen og ikke de to størrelser hver for seg. For et lavmotstandslag som ligger mellom to lag med høyere motstand vil kurveformen være bestemt av forholdet mellom lagets tykkelse og resistivitet ( $h/\rho$ ). Ekvivalensproblemet er spesielt stort ved store resistivitetskontraster og/eller dersom laget er tynt i forhold til overliggende materiale.

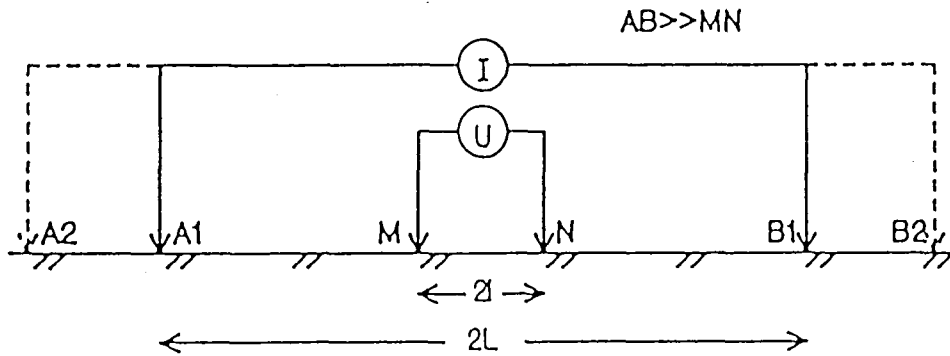
Det andre forhold som skaper tolkningsproblemer skyldes undertrykking (suppresjon) av et lag. Når lagets resistivitet har en verdi som ligger imellom de to omgivende lag, vil laget ikke kunne erkjennes av sonderingskurven hvis det ikke er tykt nok. Suppresjonsproblemet er størst ved store resistivitetskontraster. Den kritisk minste lagtykkelse som kan erkjennes vil også være avhengig av overliggende mektighet og vil være størst når resistiviteten i laget ligger nærmest resistivitetsverdien for underliggende materiale.

Anisotropi i det geologiske materiale kan også føre til feiltolkninger. Inhomogene forhold i grunnen kan dessuten medføre at sonderingskurvene ikke kan tolkes med de modelltyper som benyttes.

For å redusere flertydigheten er det viktig å benytte den geologiske informasjon som forøvrig finnes når tolkningsmodellene bygges opp.

På neste side er vist resistivitetsområdene for de mest vanlige materialtyper.

Schlumberger elektrodekonfigurasjon:



$$\rho_a = \pi \frac{L^2 - l^2}{2l} \cdot \frac{U}{I}$$

Tegnforklaring:

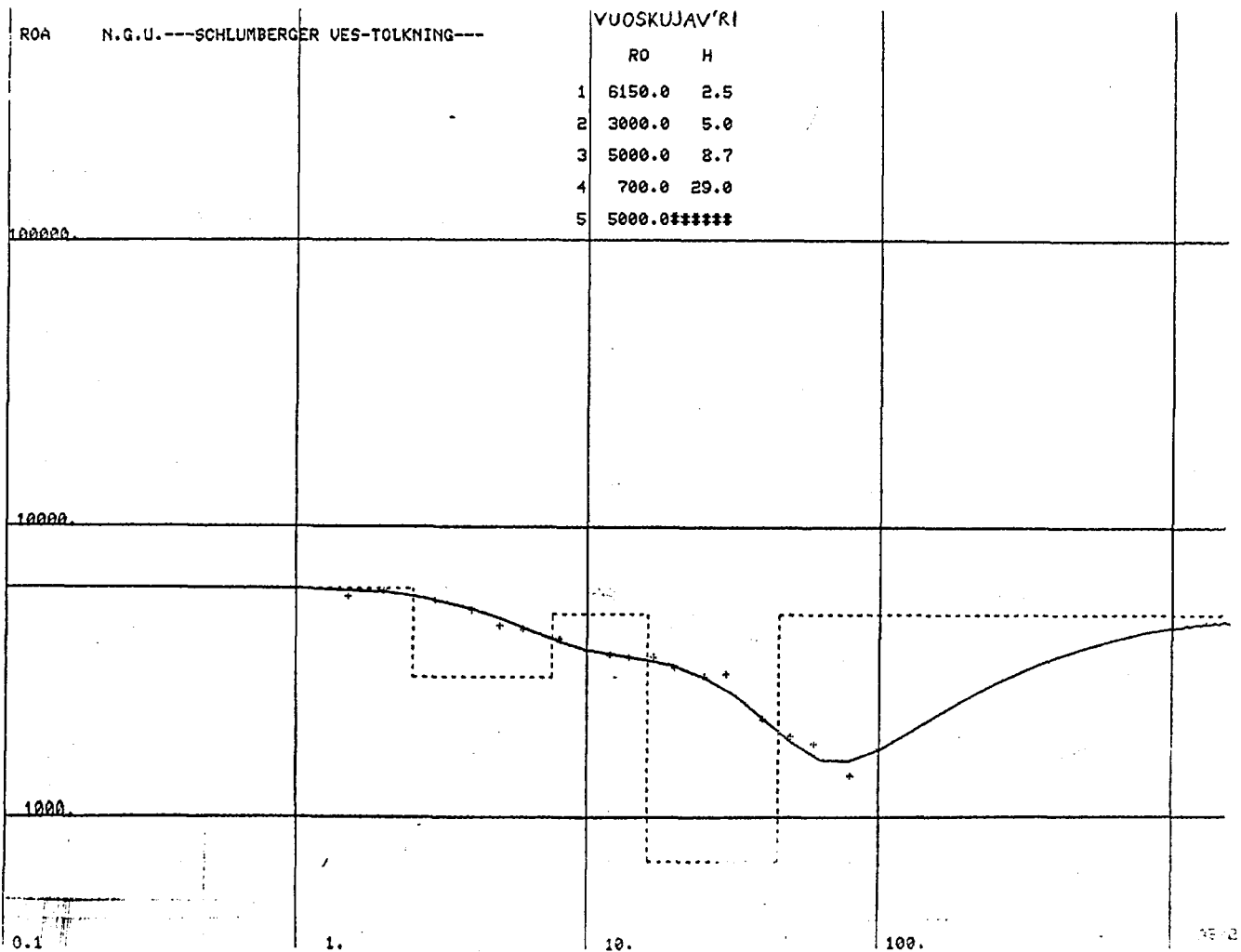
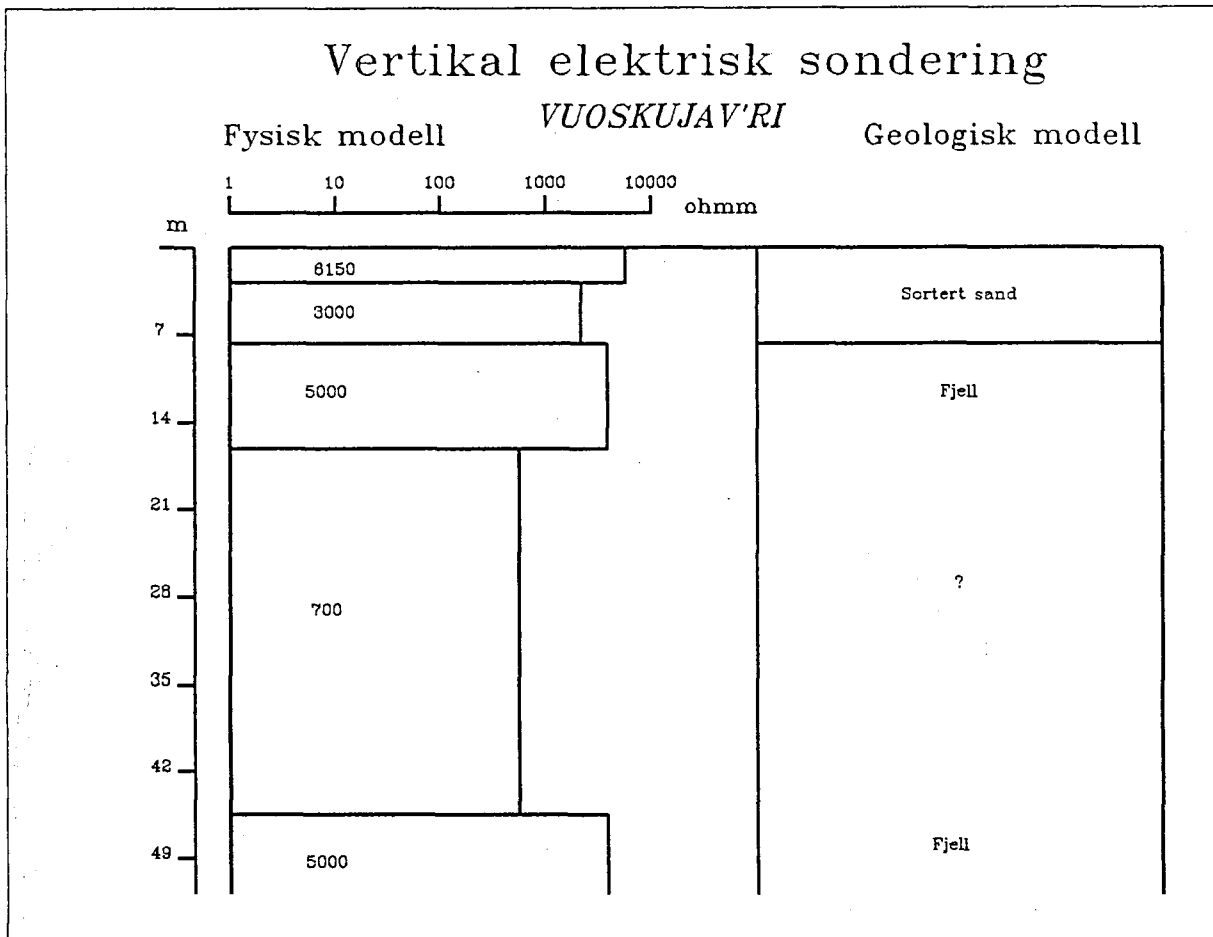
A OG B : STRØMELEKTRODER  
M OG N : POTENSIALELEKTRODER

(I) : AMPEREMETER

(U) : VOLTMETER

Spesifikk motstand (resistivitet) i noen geologiske materialer:

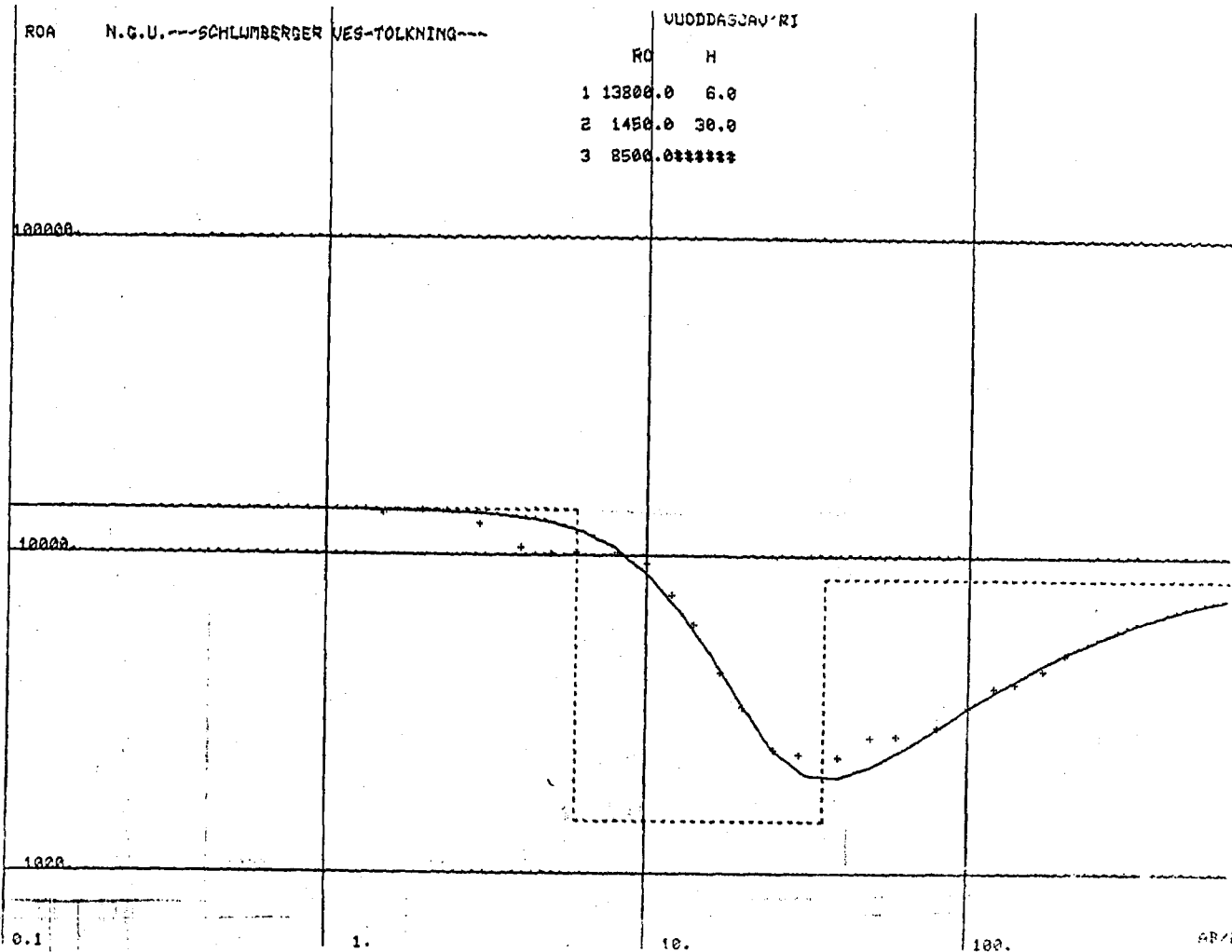
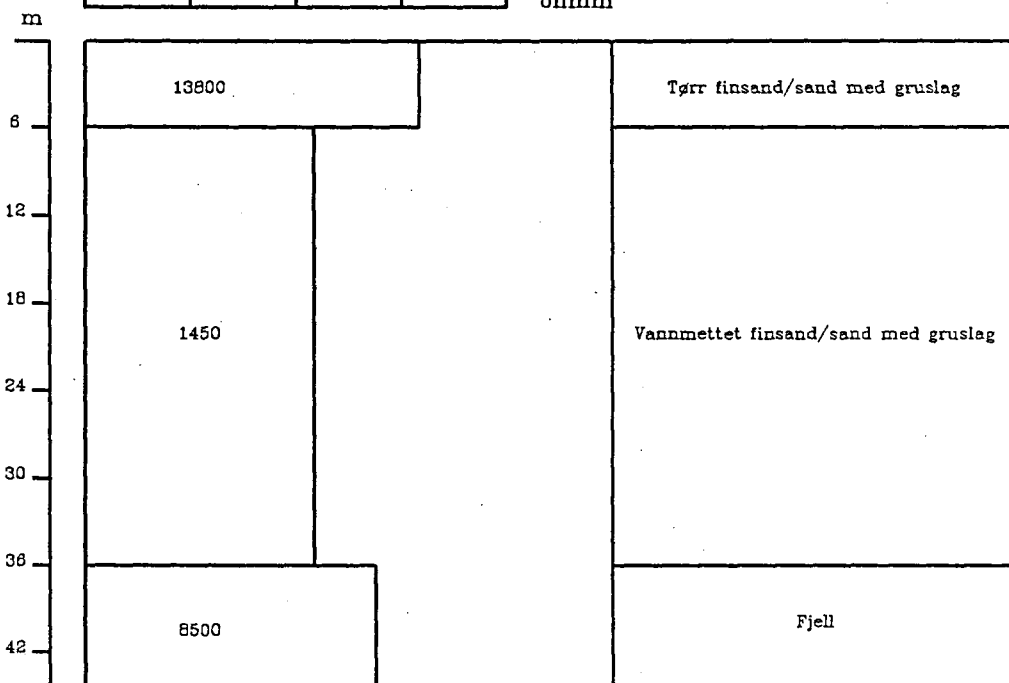
Materiale	Spesifikk motstand (ohm m)					
	1	10	100	1000	10000	100000
Leire, salt	----- ----- ----- ----- ----- -----					
Leire, utvasket	----- ----- ----- ----- ----- -----					
Silt, våt	----- ----- ----- ----- ----- -----					
Sand, vannm.	----- ----- ----- ----- ----- -----					
Grus, vannm.	----- ----- ----- ----- ----- -----					
Grus, tørr	----- ----- ----- ----- ----- -----					
Morene	----- ----- ----- ----- ----- -----					
Fjell	----- ----- ----- ----- ----- -----					



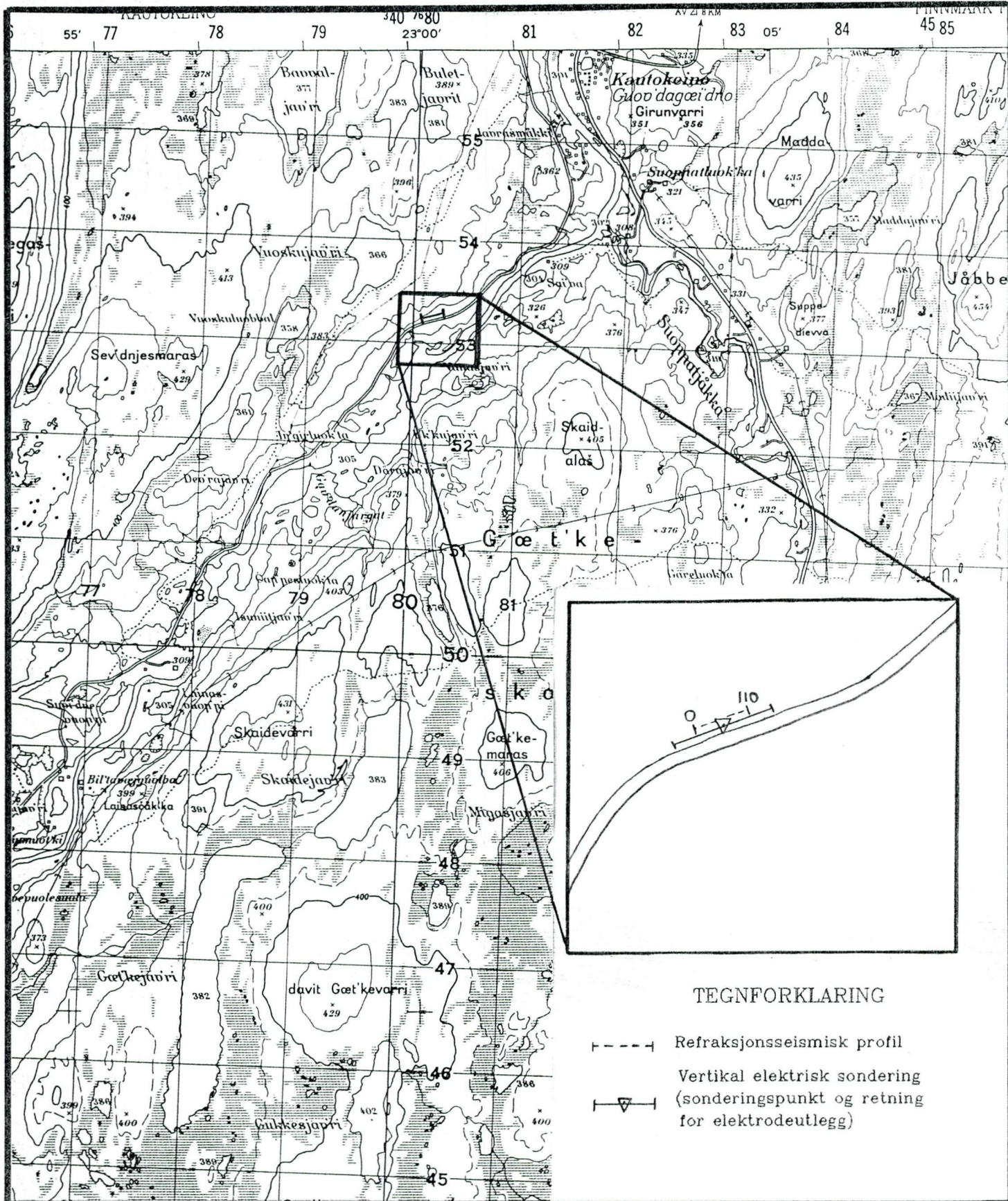
# Vertikal elektrisk sondering

Fysisk modell *VUODDASJAV'RI* Geologisk modell

10 100 1000 10000 100000 ohmm







TEGNFORKLARING

- Refraksjonsseismisk profil
- Vertical elektrisk sondering (sonderingspunkt og retning for elektrodeutlegg)

NGU/Finnmarksprogrammet  
 OVERSIKTSKART  
 VUOSKUJAV'RI  
 KAUTOKEINO, FINNMARK

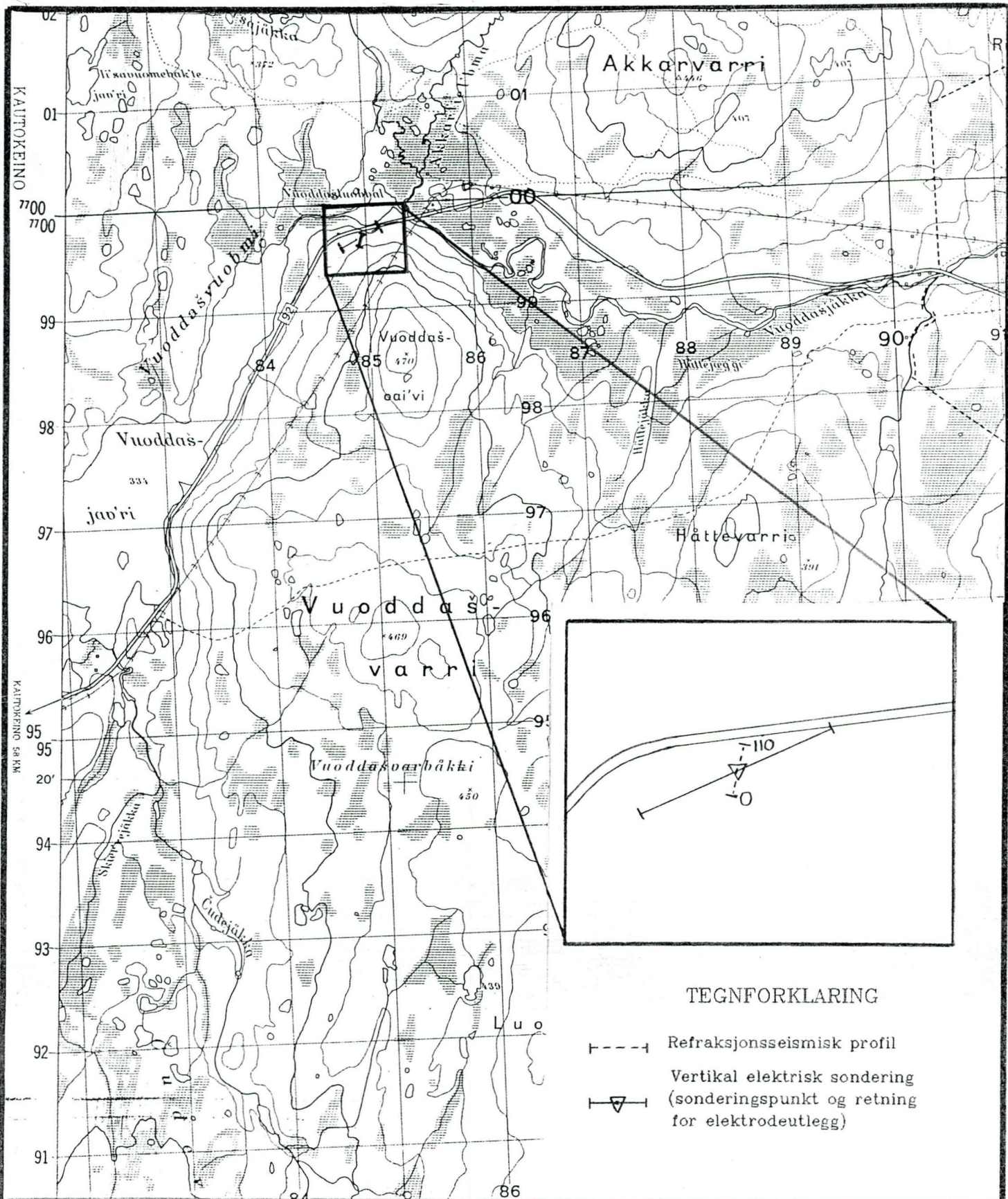
MALESTOKK 1: 50 000	MALT JSR/EM	Aug. 1989
	TEGN EM	Nov. 1989
	TRAC	
	KFR. EM	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
 TRONDHEIM

TEGNING NR.  
 89.139 - 01

KARTBLAD NR.  
 1832 I





TEGNFORKLARING

- Refraksjonsseismisk profil
- ▽— Vertikal elektrisk sondering  
(sonderingspunkt og retning for elektrodeutlegg)

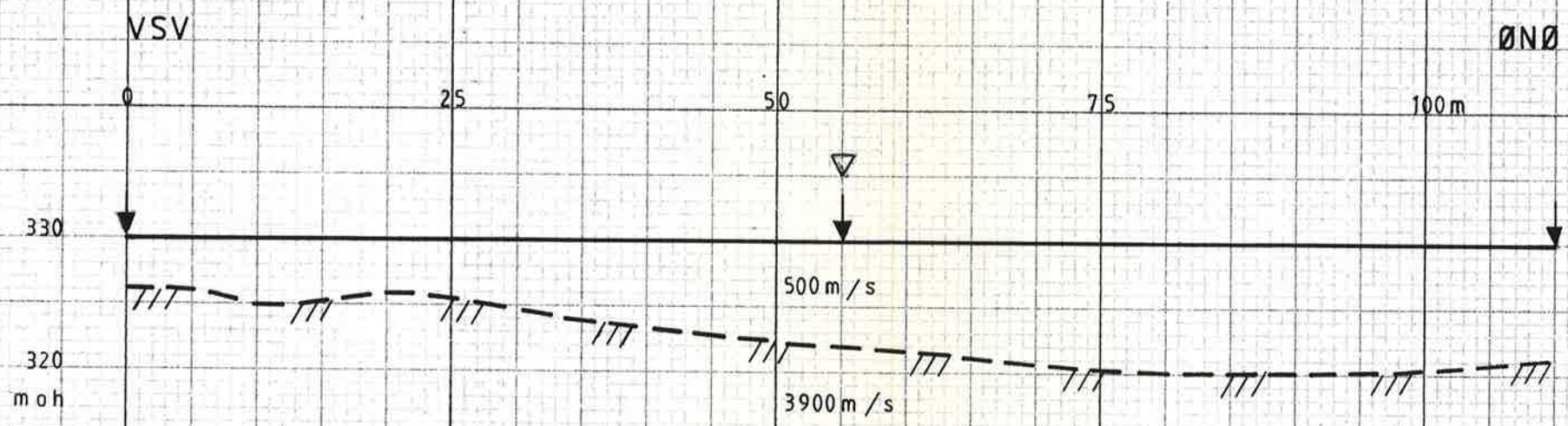
NGU/Finnmarksprogrammet  
 OVERSIKTSKART  
 VUODDASJAV'RI  
 KAUTOKEINO, FINNMARK

MALESTOKK 1: 50 000	MALT JSR/EM	Aug. 1989
	TEGN EM	Nov. 1989
	TRAC	
	KFR. EM	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSOKELSE  
 TRONDHEIM

TEGNING NR. 89.139 - 02	KARTBLAD NR. 1933 I
----------------------------	------------------------





TEGNFORKLARING

-  TERRENGOVERFLATE MED SKUDDPUNKT
-  FJELLOVERFLATE
-  SONDERINGSPUNKT, VES

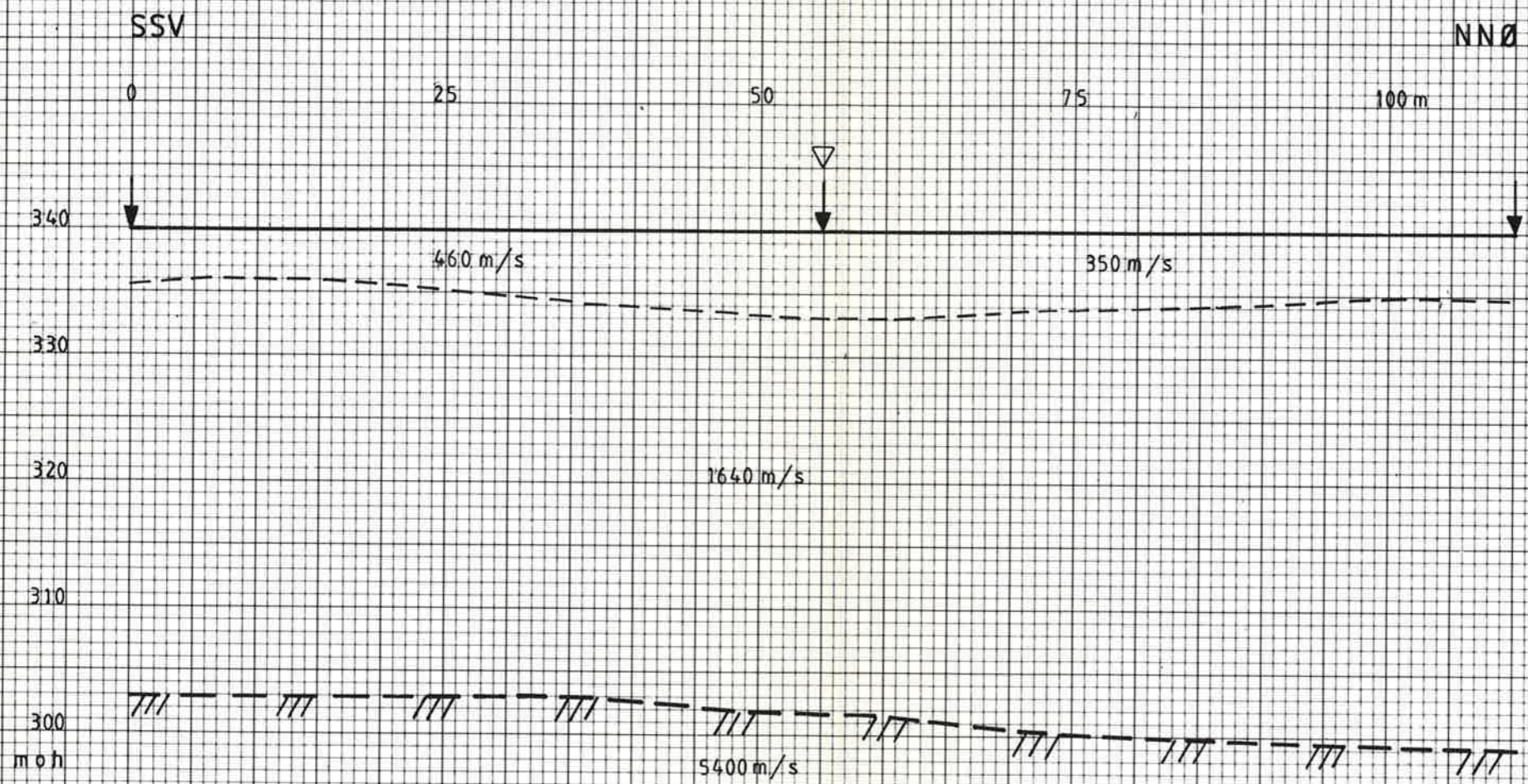
NGU/FINNMARSPROGRAMMET  
 REFRAKSJONSSEISMISK PROFIL  
**VUOSKUJAV'RI**  
 KAUTOKEINO, FINNMARK

<b>1:500</b>	MÅLT E.M.	AUG. 1989
	TEGN E.M.	NOV. 1989
	TRAC T.H.	— " —
	KFR	DES. 1989


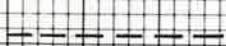
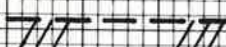

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
 TRONDHEIM

TEGNING NR. <b>89.139-03</b>	KARTBLAD NR. <b>1832 I</b>
---------------------------------	-------------------------------





TEGNFORKLARING

-  TERRENGOVERFLATE MED SKUDDPUNKT
-  SJIKTGRENSE
-  FJELLOVERFLATE
-  SONDERINGSPUNKT, VES

NGU/FINNMARKSPROGRAMMET REFRAKSJONSSEISMISK PROFIL <b>VUODDASJAV'RI</b> KAUTOKEINO, FINNMARK	MÅLESTOKK	MÅLT E.M.	AUG. 1989
	1:500	TEGN E.M.	NOV. 1989
		TRAC T.H.	DES. 1989
		KFR	—  —
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 89.139-04	KARTBLAD NR. 1933 I	