

NGU Rapport 93.004

Georadarmålinger og  
vertikale elektriske sonderinger  
i Esebotn ved Balestrand,  
Sogn og Fjordane.

Rapport nr. 93.004		ISSN 0800-3416	Gradering: åpen	
Tittel: Georadarmålinger og vertikale elektriske sonderinger i Esebotn ved Balestrand, Sogn og Fjordane.				
Forfatter: Torleif Lauritsen Eirik Mauring		Oppdragsgiver: UiB, Geologisk inst., avd. B		
Fylke: Sogn og Fjordane		Kommune: Balestrand		
Kartbladnavn (M=1:250.000) Årdal		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1317 III Balestrand		
Forekomstens navn og koordinater: Esebotn 3650 67911		Sidetall: 25	Pris:200,-	
Feltarbeid utført: mai og sept. 1992		Rapportdato:25.03.93	Prosjektnr.: 63.2586.00	Ansvarlig: <i>Torleif Lauritsen</i>
Sammendrag: <p>Det er utført georadarmålinger og vertikale elektriske sonderinger i Esebotn ved Balestrand, Sogn og Fjordane. Hensikten med georadarundersøkelsene var å kartlegge løsmassestrukturer, grunnvannsstand og evt. saltvannsinntrenging fra Esefjorden. Målingene ble supplert med vertikale elektriske sonderinger i form av motstands- og IP-målinger. En ville med dette forsøke å kartlegge undergrunnens elektriske motstandsforhold, og se om IP-målingene kunne skille marin leire (gir IP-effekt) fra salt grunnvann (liten eller ingen IP-effekt).</p> <p>Georadaropptakene ga stedvis meget gode data, med stort nedtrengningsdyp og tydelig skråstilt lagdeling og tilhørende topplag og bunnlag. En opptegning av radarbølgenes penetrasjonsdyp gir klare indikasjoner på at Eseelva påvirker grunnvannsstrømningen og dermed også saltvannsinntrengingen. De vertikale elektriske motstandsmålingene gir skiftende lagdelinger ned til 10-12 m dyp, som korresponderer med observasjoner fra borhull i området.</p> <p>Modellberegningene har videre gitt et tykkere lavmotstandslag over fjell. IP-målingene har ved kun én sondering (VES2) kunnet indikere at lavmotstandslaget skyldes salt grunnvann og ikke leire, men en har ikke andre IP-målinger over leire som kan verifisere dette. Negative IP-verdier har ellers gjort det umulig å skille mellom salt grunnvann og marin leire som årsak til dette lavmotstandslaget.</p>				
Emneord:		Elektrisk måling		
Geofysikk		Grunnvann		
Georadar		Salt grunnvann		Fagrapport

## INNHOOLD

1.	INNLEDNING	4
2.	UTFØRELSE	4
	2.1. Georadar	4
	2.2. VES-IP	5
3.	RESULTATER OG VURDERINGER	5
	3.1. Georadar	5
	3.2. VES-IP	7
4.	KONKLUSJON	9
5.	REFERANSER	10

## TEKSTBILAG

Georadar - metodebeskrivelse

VES - metodebeskrivelse

IPS - metodebeskrivelse

## DATABILAG

VES-IP - sonderkurver, rådata

VES-IP - sonderkurver, modellberegning

## KARTBILAG

- 93.004 -01 Oversiktskart M=1:50 000
- 02 Oversiktskart, VES M=1:5000
- 03 Oversiktskart, Georadarprofiler M=1:5000
- 04 Kotekart, penetrasjonsdyp georadar M=1:5000
- 05 Georadaropptak, profil 1,2,3 og 4
- 06 Georadaropptak, profil 5,6 og 7
- 07 Georadaropptak, profil 8
- 08 Georadaropptak, profil 9
- 09 Georadaropptak, profil 10

## 1 INNLEDNING

I forbindelse med studie av salt grunnvann i Esebotn ved Balestrand, er det utført georadar-målinger og kombinerte vertikale elektriske sonderinger (VES) og sonderinger med industert polarisasjon (IPS). Undersøkelsene er utført i samarbeid med Geologisk inst., avd. B ved Universitetet i Bergen (O. Soldal, N. Rye) og Sogn og Fjordane Distriktshøyskole (E. Halvorsen). Hensikten med georadarmålingene var å få et generelt bilde av løsmasse-strukturene, samt å kartlegge områder med redusert radarbølge-penetrasjon. En reduksjon i penetrasjonen fås som et resultat av god elektrisk ledningsevne i undergrunnen, som kan skyldes saltvannsinntrengning, marin leire eller forurensing. Det er rapportert at IP-målinger kan skille mellom områder med marin leire, som gir IP-effekt, og områder med salt grunnvann, som gir lav eller ingen IP-effekt (Roy og Elliott, 1980 og Seara og Granda, 1987). En ville derfor forsøke å kombinere resistivitetsmålinger og IP-målinger for om mulig å skille disse to materialtypene.

Undersøkelsene ble foretatt i mai og september 1992 under til dels kraftig regnvær.

Tidligere er området undersøkt av studenter ved Sogn og Fjordane Distriktshøgskole (SFDH) (Benjaminsen et al., 1987, Bergesen et al., 1987 og Enes et al., 1992). I tillegg er undersøkelser fra Esebotn rapportert av Henriksen (1991) og Klementsruud (1981).

## 2 UTFØRELSE

En generell beskrivelse av målemetodene er presentert i tekstbilag, og en oversikt over det undersøkte området er vist i kartbilag -01.

### 2.1 Georadar

Det ble ialt profilert 3.1 km fordelt på 10 profiler. Profilenes plassering er vist i oversiktskart 93.004-03 og i kartutsnitt sammen med georadaropptakene i kartbilagene -05 - 09. Georadaren som ble benyttet, er av typen pulseEKKO IV (Sensors & Software Inc.). Antennenes senterfrekvens var på 50 Mhz, og antenneseparasjonen 1 m. Alle profiler er prosessert med forsterkningstype SEC (Spreading and Exponential Compensation) og maksimal forsterkning lik 100. Opptakstiden ble satt til 1024 ns bortsett fra profil 9, hvor en valgte 1200 og 1600 ns, pga. den gode penetrasjonen. Profilene 1, 2 og 10 ble målt med 16 "stacks" pr. målepunkt, mens de øvrige profiler ble kjørt med 32 "stacks" pr. målepunkt. Flyttavstanden mellom målepunktene ble forsøkt satt til 1 m, men pga. unøyaktighet er koordinatene på opptakene ikke i samsvar med virkelig profillengde. Grunnet tidsnød ble det ikke utført CDP-målinger med tilhørende hastighetsanalyser. En har valgt å sette EM-bølgenes gjennomsnittlige hastighet i avsetningen til 0.07 m/ns, som tilsvarer vannmettet

sand. Boringer i dalens lavereliggende deler viser en gjennomsnittlig grunnvannsstand på 0.5 m under terrengoverflaten. Under prosesseringen er det dessuten tatt hensyn til høydeforskjeller langs profilene.

## 2.2 VES-IP

Det ble utført 4 sonderinger i området. Målingene ble foretatt etter standard prosedyre med Schlumberger elektrodekonfigurasjon og NGU's egenproduserte sender og mottaker (IP-4) (Dalsegg og Brandhaug, 1990). Sonderingenes plassering er vist i kartbilag 93.004-02. Mulighetene for valg av målepunktplassering og retning for elektrodeplassing var noe begrenset pga. åpenbare laterale inhomogeniteter.

## 3 RESULTATER OG VURDERINGER

### 3.1 Georadar

Profilene er plottet fra sør mot nord, eller fra vest mot øst, mens koordinatene på toppen av opptakene viser hvilken vei profilene er målt. Dyp til reflektorer refereres til avstanden fra markoverflaten.

#### Profil 1

Georadaropptak av profil 1 er presentert i kartbilag -05. Karakteristisk for profilet er et område med redusert penetrasjon mellom koordinatene 115 og 190. Her har en ikke reflektert energi fra lag dypere enn 5 m. I resten av profilet ligger penetrasjonsdypet på ca. 12-15 m. Ellers sees en kraftig reflektor i den vestlige delen av profilet. Denne er dagnær i vest, går ned til ca. 10 m ved koordinat 75, og opp igjen til ca. 7 m ved koordinat 110. Reflektoren representerer muligens grensen mellom to ulike elvevifter.

#### Profil 2

Profil 2 er vist i kartbilag -05. Profil 2 er karakterisert ved svakt skrånende lag som faller mot sørvest, altså mot fjorden. Lengst mot nordøst (posisjon 205) sees en plutselig økning i penetrasjonsdyp, samtidig som reflektorene får større helning. Disse representerer sannsynligvis grovt rasmateriale fra dalsiden. Helt i starten på profilet (spesielt fram til posisjon 80) er opptaket tydelig påvirket av saltvann, som gir liten eller ingen penetrasjon.

### Profil 3

Profil 3 er vist i kartbilag -05. Opptaket viser en ca. 5 m tykk pakke med overflateparallele lag (topset), og under disse framtrer tydelige skrålag. Skrålagenes helningsvinkel øker innover mot dalsiden, og avtar ut mot fjorden, noe som viser en klassisk deltautbygging. De første 10 m av profilet preges av lite penetrasjonsdyp grunnet saltvannsinntrengning. Gjennomsnittlig penetrasjonsdyp på resten av opptaket er ca. 15 m.

### Profil 4

Opptaket er vist i kartbilag -05. Penetrasjonsdypet på profil 4 ligger mellom 15 og 20 m. I begge ender av profilet er de øverste reflektorene parallele med overflaten. En svak, men utholdende reflektor, som starter ved ca. 300 ns i sørvest, kan følges mer eller mindre gjennom hele profilet. En sonderboring (borhull F) ca. 60 m sørøst for profilet, viser overgang fra sand til silt i tilsvarende nivå. Reflektorene nederst i opptaket er kraftige, men usammenhengende. De kraftige reflektorene representerer trolig vekslende kornstørrelser. Redusert penetrasjon under reflektorene indikerer finstoffholdige avsetninger.

### Profil 5

Opptak av profil 5 er presentert i kartbilag -06. Profilet har typiske foreset- og topset-lag, med en jevnt avtagende helningsvinkel på foreset-lagene. Penetrasjonsdypet avtar gradvis i retning Esefjorden. Sentralt i profilet indikeres en skålformet reflektor, der bunnen ligger på nivå -7 m.o.h. Reflektoren representerer trolig grensen mellom utrast grovt materiale fra dalsiden, og overliggende finere glasifluvialt materiale.

### Profil 6

Profil 6 er vist i kartbilag -06. I området mellom koordinatene 40 og 105 er EM-bølgenes penetrasjonsdyp merkbart redusert. Dette området er sammenfallende med tilsvarende på profil 1, og skyldes sannsynligvis saltvannsinntrenging. Her er i tillegg den horisontale lagdelingen i toppen tykkere enn på resten av profilet. Opptaket forøvrig markeres av topset-, foreset- og bottomset-lag. Under bottomset-lagene (500-600 ns) ligger det trolig godt ledende marine sedimenter, jfr. ingen reflektert energi.

### Profil 7

Profil 7 er framstilt i kartbilag -06. Ved passering av brua, som krysser elva, absorberes all energi av armeringen i betongdekket. Ellers ser en at profilet karakteriseres av planparallele horisontale til svakt skrånende reflektorer. Dette er i samsvar med at profilet er målt på tvers av retningen for deltautbyggingen. Penetrasjonsdypet avtar gradvis fra brua og

vestover, noe som avspeiler avstanden til fjellsiden, hvor dypet ned til marin leire trolig er mindre.

### Profil 8,9 og 10

Opptakene fra profilene 8,9 og 10 presenteres henholdsvis i kartbilagene -07,-08 og -09. En har valgt å beskrive de tre profilene samlet fordi stratigrafien er nokså lik, og fordi de går mer eller mindre parallellt fra foten av endemorenen i nordvest og ut mot Esefjorden. Profilene preges av et 3-4 m tykt topsetlag med underliggende forset-strukturer. I deler av profil 9 ser en også bottomset-lag. På resten av opptakene kan det se ut som om skrålagene danner "finger"-mønster ned mot den underliggende marine leira. Penetrasjonsdypet indikerer at overgangen til finkornig bottomset ligger fra 6-12 m under havnivå. Ved posisjon 115 i profil 9 ser det ut som om bottomset-laget ligger diskordant på en markert skrå reflektor (ved ca. 900 ns). Denne skrå reflektoren ser ut til å fortsette videre under bottomset-laget og flater ut på ca. 40 m dyp. Reflektoren representerer trolig grensen mellom to avsetningstrinn.

### Penetrasjonskotecart

På bakgrunn av georadaropptakene har en tegnet et kotecart som viser EM-bølgenes penetrasjonsdyp (93.004-04). Kotene er tegnet for hver 5 m. Dypet refererer til terreng-overflata. Kartet viser en markert nedgang i penetrasjon i området omkring Kaldebekken. Reduksjonen i penetrasjonsdyp skyldes sannsynligvis salt grunnvann, og ikke marin leire. Boringer viser nemlig at en har finsand/silt under penetrasjonsgrensa. Opptakene i dette området viser heller ingen utflating av skrålagene, eller en reflektor som utgjør overgangen til leire, men derimot skrånende reflektorer som dør ut mot dypet. Dette kan tyde på at bekken ikke påvirker saltvannsinntrengingen nevneverdig, dvs. at dens vannføring ikke påvirker grunnvannsstanden. Derimot ser en at hovedelva bidrar vesentlig til påvirkningen av penetrasjonsdypet. Vann fra elva trenger trolig ut i grunnvannet i yttersving, der terrenget flater ut, og dette påtrykket hindrer sannsynligvis saltvannsinntrengingen. Samtidig er penetrasjonen trolig styrt av fjelltopografien, ved at dypet til leira avtar sterkt ut mot dalsidene. Dette er spesielt tydelig i nordvest, hvor en har penetrasjonsdyp større enn 30 m.

## 3.2 VES-IP

Resultatene fra sonderingene er vist som rådata i databilagene 1-4. Resistivitetmålingene viser uregelmessigheter som kan tilskrives inhomogeniteter i bakken, men også måle-usikkerhet. Modellberegning av motstandsmålingene er vist i databilagene 5-8. Ved innlegging av passende modell, har en støttet seg til samarbeidspartnerens stratigrafiske

tolking etter boringer i området. Dypet ned til de ulike lagene er således holdt fastlåst mens motstandsverdiene varierer. På grunn av dårlig datakvalitet, er modelltilpasningene diskutabile. Antall lag i modellene ned til finstofflag på 8-10 m dyp (se under), er valgt ut fra resultater fra boringene. Vekslede spesifikke motstander i lagene representerer variasjoner i porøsitet (sand/grus/stein/blokk), men muligens også forskjellig ledningsevne i grunnvannet. Boringene er avsluttet etter ca. 17-21 m uten at fjell er påtruffet. På dette dypet er løsmassene beskrevet som finsand og silt, som påtreffes allerede ved 8-10 m dyp (notater fra samarbeidspartner). Modellene viser at lavmotstandslaget nærmest fjell, har en resistivitet på ca. 150 ohmm ved lokalitetene 2 og 3, mens modellene 1 og 4 gir et lavmotstandslag over fjell på henholdsvis 400 og 1000 ohmm. Sonderingen VES1 er utført nært fjorden, og en lavere resistivitet enn 400 ohmm var derfor forventet. Det må derfor være et visst påtrykk av ferskt grunnvann som hever resistiviteten i dette området. Påtrykket av ferskt grunnvann skyldes Ygleelva. Den lave motstanden over fjell for VES2 kan skyldes en kombinasjon av saltvannsinntrenging fra fjorden (som vist på kotekart over penetrasjonsdyp i kartbilag -04) og nærhet til dalside der finstofflag ligger grunnere. For VES3 er saltvannsinntrengingen mindre dominerende, og den lave motstanden i laget over fjell skyldes trolig vesentlig finstoff.

Problemet med å kartlegge saltvannsinntrenging i kyststrøkene blir normalt løst ved å detektere lavmotstandshorisonter. Tilstedeværelsen av lavmotstands marin leire kan derimot produsere falske grenser for saltvannsinntrengingen. Sondringer hvor en i tillegg til motstand, også måler IP (indusert polarisasjon), kan løse dette problemet fordi salt grunnvann gir lav eller ingen IP-effekt, mens leire rapporteres å ha en viss IP-effekt (Roy og Elliot, 1980 og Seara og Granda, 1987). Som det går fram av IP-kurvene (databilag 1-4), fikk en negative verdier på 3 av de 4 sonderingene. Omfattende beregninger av motstand og indusert polarisasjon over trelagsmodeller har avslørt at negative IP-verdier kan oppnås når modellen er av typen  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$  (K-type) og  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$  (Q-type), hvor  $\rho$  er motstanden i hvert enkelt lag (Nabighian og Elliot, 1979). Senere beregninger har vist at en for hvilken som helst flerlagsmodell, inneholdende lagsekvenser av typen K eller Q, kan vente negative IP-verdier for polariserbare lag som ligger over disse sekvensene (Nabighian og Elliot, 1979).

Motstandsmålingene viser at stratigrafi av typen K og Q er tilstede ved alle VES-lokaliseringene. En har raskt skiftende lagdeling ned til ca. 10 m. Denne sekvensen består trolig av meget grove masser i toppen, f.eks. blokk, stein eller grov grus (høy motstand), og med en underliggende trelagsstruktur i forholdet  $\rho_3 < \rho_4 > \rho_5$ . Dette kan således forklare de negative anomaliene.

Da modellberegningsprogrammet, som ble benyttet (Resixip fra Interpex Limited), opererer med logaritmisk IP-verdiskala, har en ikke kunnet foreta IP-modellberegning for andre enn sondering nr. 2. En annen begrensning i programmet er at motstandsmodellen og IP-modellen må ha like mange lag. Beregninger har derimot vist at et lag med konstant motstand, må splittes i to lag med samme resistivitet, men med ulike IP-verdier, for å passe



med målte IP-data. IP-målinger kan således bidra til å øke oppløseligheten i beregningene (Roy og Elliott, 1980).

VES-målingene fra Esebotn har, p.g.a. negative IP-verdier, ikke kunnet skille mellom salt grunnvann og marin leire, fordi negative IP-verdier i seg selv kan skyldes K- eller Q-type motstandssekvens. VES2 viser riktig nok positive IP-verdier, og god korrelasjon mellom lav IP og lav motstand. Siden vi ikke har målinger som viser "normale" IP-verdier (positive verdier) over leire, hvor en ikke har saltvannsinntrenging, har vi imidlertid ikke noe sammenligningsgrunnlag for det lave IP-nivået i sonderingen. En IP-prosent på 0.02 er i seg selv ubetydelig, men en må her ta i betraktning at den påtrykte strømstyrken var meget lav, slik at signal/støy-forholdet blir lavt. Det er derfor også her vanskelig å si om lavmotstands-laget skyldes marin leire eller inntrengning av saltvann.

#### 4 KONKLUSJON

Georadarmålingene ga meget gode opptak med til dels stort nedtrengningsdyp, og tydelig skråstilt lagdeling, samt topp- og bunnlag. En opptegning av radarbølgenes penetrasjonsdyp ga klare indikasjoner på at Ygleelva påvirker saltvannsinntrengingen. De vertikale elektriske målingene og tilhørende modellberegninger, viser raskt skiftende lagdeling ned til 8-10 m. Denne sekvensen består trolig av meget grove masser i toppen (høy motstand), og med en underliggende trelagsstruktur i forholdet  $\rho_3 < \rho_4 > \rho_5$ . Mellom disse lagene og fjell er stratigrafien dominert av et finstofflag (lav motstand). Da en slik motstandsstruktur har gitt negative IP-verdier ved VES1, VES3 og VES4, har en her ikke kunnet skille mellom salt grunnvann og marin leire. IP-sonderingene ved VES2 viser bra korrelasjon mellom lav IP og lav motstand. En har imidlertid ingen sammenlignende IP-målinger over marin leire som kan bekrefte at de lave IP-verdiene ved VES2 skyldes salt grunnvann.

## 5 REFERANSER

- Benjaminsen, H., Olstad, G., Skarsbø, E., 1987: Kvartær- og ingeniørgeologiske undersøkelser i Ese og Esebotn, Balestrand kommune. *Fordypningsoppgave ved SFDH.*
- Bergesen, A., Høvik, A., Vassbotten, I., 1987: Dybdekartlegging av mulig grunnvannsforekomst i Esebotn, Balestrand kommune. *Fordypningsoppgave ved SFDH.*
- Dalsegg, E. og Brandhaug, K., 1990: Beskrivelse av IP. *NGU Internrapport 90.001.*
- Enes, B., Furnes, O., og Johnsen, J.R., 1992: Hydrogeologiske undersøkelser i Esebotn, Balestrand kommune. *Kandidatoppgave ved SFDH.*
- Henriksen, H., 1991: Grunnvann i Balestrand kommune. *NGU Rapport 91.087.*
- Klementsrud, T., 1981: Grunnvannsundersøkelser i Lærdal, Esebotn og Leikanger. *NGU Rapport 0-80011.*
- Nabighian, M.M. og Elliot, C.L., 1979: Negative induced-polarization effects from layered media. *Geophysics, Vol.41, No.6a: 1236-1255.*
- Roy, K.K. og Elliott, H.M., 1980: Resistivity and IP survey delineating saline water and fresh water zones. *Geoexploration, 18: 145-162.*
- Seara, J.L. og Granda, A., 1987: Interpretation of IP time domain/resistivity soundings for delineating sea-water intrusions in some coastal areas of the north-east of Spain. *Geoexploration, 24: 153-167.*

## GEORADAR - METODEBESKRIVELSE

Georadar er en elektromagnetisk målemetode som kan benyttes til undersøkelse av lagdeling og strukturer i grunnen. Med en spesiell antenne sendes elektromagnetiske bølgepulser ned i jorda. En del av bølgeenergien blir reflektert tilbake til overflaten når bølgepulsen treffer en grense som representerer en endring i mediets dielektriske egenskaper. Resten av energien vil fortsette nedover og det kan fås reflekterte signaler fra en rekke grenseflater. Refleksjonene kan registreres med en mottakerantenne på overflaten. De mottatte signaler overføres til en kontrollenhet for forsterkning (og digitalisering ved digital georadar). Signalene sendes derfra til skriver (ved analog georadar) eller PD (digital georadar). Fra en utskrift av et georadar-opptak kan toveis gangtid ( $t_{2v}$ ) til de forskjellige reflektorene avleses. For å bestemme virkelig dyp til en refleksor må bølgehastigheten ( $v$ ) i overliggende medium være kjent eller kunne bestemmes.

Bølgehastigheten kan bestemmes ved CDP-målinger ('common depth-point'). Slike målinger utføres ved å flytte sender- og mottakerantenne skrittvis og like langt ut til hver side fra et fast midtpunkt og registrere for hver ny posisjon. Refleksjoner vil da ideelt sett komme fra samme punkt på en refleksor som er planparallel med overflaten. Når antenneavstanden øker, vil reflekterte bølger få lenger gangvei og økning i gangtid. Denne økning i gangtid kan det ved digitale opptak kompenseres for ved å utføre NMO-korreksjon ('normal move-out'). Størrelsen på korreksjonen er avhengig av antenneavstand, toveis gangtid og bølgehastighet i materialet over reflektoren. Et CDP-opptak korrigeres med forskjellige hastigheter, og den hastighet som etter NMO-korreksjon gir best amplitude etter summering av trasene, angir radarbølgehastigheten i mediet.

Etter at hastigheten er bestemt kan dypet ( $d$ ) beregnes etter uttrykket;

$$d = \frac{vt_{2v}}{2}$$

I vakuum er bølgehastigheten lik lyshastigheten:  $c = 3.0 \cdot 10^8$  m/s. I alle andre media gjelder følgende relasjon;

$$\epsilon_r = \left(\frac{c}{v}\right)^2$$

hvor  $\epsilon_r$  er det relative dielektrisitetsstallet.  $\epsilon_r$ -verdien for et materiale vil derfor være en bestemmende faktor for beregning av dyp til reflektorer. I tabellen på neste side er det gitt en oversikt over erfaringstall for  $\epsilon_r$  i en del materialtyper. Tabellen viser også hastigheter og ledningsevne i de samme media.

Dybderekkevidden for georadarmålinger er i stor grad avhengig av elektrisk ledningsevne i grunnen og av den utsendte antennefrekvens. Både økende ledningsevne og en økning i antennefrekvens vil føre til hurtigere dempning av bølgepulsene og dermed minkende penetrasjon. I godt ledende materiale som marin silt og leire vil penetrasjonen være helt ubetydelig. I dårlig ledende materiale som f.eks. tørr sand, kan det forventes en dybderekkevidde på flere titalls meter når det benyttes en lavfrekvent antenne (f.eks. 50 eller 100 Mhz). For grunnere undersøkelser vil en mer høyfrekvent antenne gi bedre vertikal oppløsning.

<u>Medium</u>	<u><math>\epsilon_r</math></u>	<u><math>v</math> (m/ns)</u>	<u>ledningsevne (mS/m)</u>
<i>Luft</i>	<i>1</i>	<i>0.3</i>	<i>0</i>
<i>Ferskvann</i>	<i>81</i>	<i>0.033</i>	<i>0.1</i>
<i>Sjøvann</i>	<i>81</i>	<i>0.033</i>	<i>1000</i>
<i>Leire</i>	<i>5-40</i>	<i>0.05-0.13</i>	<i>1-300</i>
<i>Tørr sand</i>	<i>5-10</i>	<i>0.09-0.14</i>	<i>0.01</i>
<i>Vannmettet sand</i>	<i>15-20</i>	<i>0.07-0.08</i>	<i>0.03-0.3</i>
<i>Silt</i>	<i>5-30</i>	<i>0.05-0.13</i>	<i>1-100</i>
<i>Fjell</i>	<i>5-8</i>	<i>0.10-0.13</i>	<i>0.01-1</i>

Tabell over relativt dielektrisitetstall, radarbølge-hastigheter og ledningsevne i vanlige materialtyper.

## VERTIKAL ELEKTRISK SONDERING (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 potensialforskjell, målt strømstyrke og en geometrisk faktor bestemt av elektrodeplassingene kan elektrisk motstand i undergrunnen beregnes. Ved homogene og isotrope forhold er denne størrelsen lik materialets resistivitet eller spesifikke motstand ( $\rho$ ) med enhet  $\Omega\text{m}$ . 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 potensialforskjellen 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 dobbeltlogaritmisk 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 korreksjonen være nødvendig, mens feilen ofte vil være neglisjérbar for mindre motstandskontraster. Dårlig samsvar mellom kurvesegmentene skyldes som regel hovedsakelig laterale inhomogeniteter mellom potensialelektroden. Dette korrigeres ved å forskyve kurvesegment vertikalt til det gir god overlapp med foregående segment. På denne måten kan det oppnås en sammenhengende sonderingskurve. De korrigerte sonderingsdata legges inn på PD og tolkes ved bruk av programpakken Interpex/Resixip. 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 og måledata. Optimal tilpasning kan deretter foretas ved invertert modellering.

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 ( $\rho h$ ) 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.

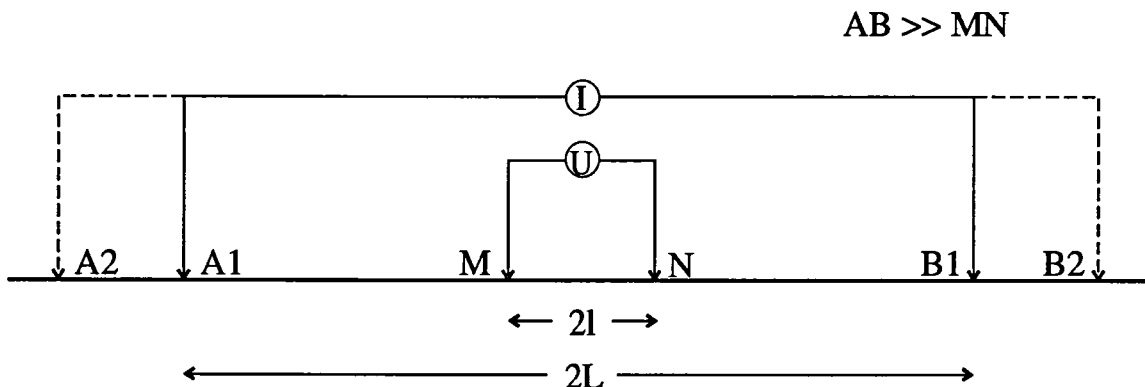
Det andre forhold som skaper tolkningsproblemer skyldes undertrykking (suppresjon) av et lag. Når lagets resistivitet har en verdi som ligger mellom de to omgivende lag, vil laget ikke kunne erkjennes av sonderingskurven hvis det ikke er tykt nok. Suppresjonsproblemet er størst ved store resistivitetskontraster. 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 for øvrig finnes når tolkningsmodellene bygges opp.

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

## Schlumberger elektrodekonfigurasjon



A og B: Strømelektroder

M og N: Potensialelektroder

Ⓜ Amperemeter

Ⓤ Voltmeter

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

### Spesifikk motstand (resistivitet) i noen geologiske materialer:

Materiale	Spesifikk motstand (ohmm)					
	1	10	100	1000	10000	100000
Leire, salt	[Horizontal bar from 1 to 10]					
Leire, utvasket	[Horizontal bar from 10 to 100]					
Silt, våt	[Horizontal bar from 100 to 1000]					
Sand, vannmettet	[Horizontal bar from 1000 to 10000]					
Grus, vannmettet	[Horizontal bar from 1000 to 10000]					
Grus, tørr	[Horizontal bar from 10000 to 100000]					
Morene	[Horizontal bar from 100 to 10000]					
Fjell	[Horizontal bar from 1000 to 10000]					

INDUSERT POLARISASJON SONDERING (IPS)

IP-metoden går ut på at man via to jordingselektroder sender en firkant strømpuls ned i bakken, og måler spenningen mellom to potensialelektroder. En registrerer da at spenningen hopper opp til en viss verdi når strømmen slås på, og deretter øker asymptotisk med tiden, til en grenseverdi  $V_{RP}$  (oppladningsspenning). Det motsatte skjer når strømmen slås av. Spenningen faller ned til en viss verdi  $V_{IP}$ , for deretter å avta langsomt med tiden (utladningsspenning). Forholdet  $V_{IP}/V_{RP}$  kalles polariserbarhet ('chargeability') (figur 1).

Denne effekten oppnås der elektronisk ledende mineralkorn forekommer i kontakt med en elektrolytt. Når strømmen slås på, vil det bygges opp ladninger av motsatt fortegn på hver side av mineralkornet. Dette skjer bl.a. fordi ladningstransporten i elektrolytten foregår mye langsommere (ladningstransport ved ioner) enn i det ledende mineralkornet (ladningstransport ved elektroner). Når strømmen slås av, vil disse ladningene straks begynne å diffundere tilbake til

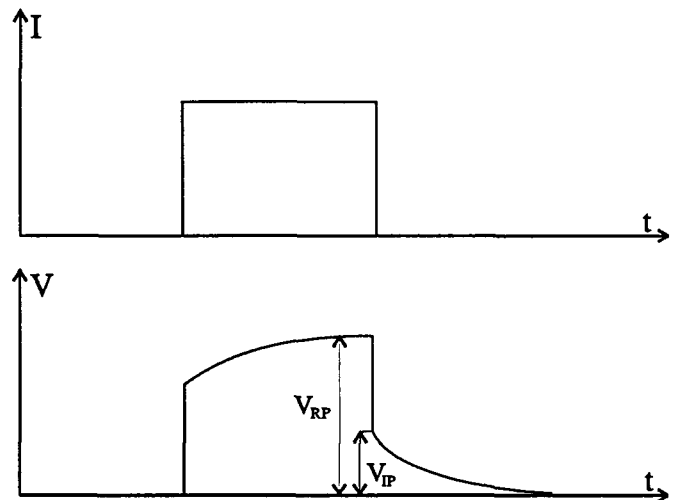


Fig. 1: Skjematisk framstilling av IP-effekten.

sine opprinnelige posisjoner, for å skape balanse i spenningstilstanden. Dette registreres på spenningskurven som en utladningskurve. Man kan bruke likestrømpulser til energiseringen og måle utladningsspenningen. I praksis lar man imidlertid strømpulsene skifte polaritet og måler utladningsspenningen etter at strømmen er slått av. Man måler IP-spenningen en viss tid,  $T_1$ , etter at den påtrykte strømmen er slått av. Deretter integreres spenningen over en viss tid,  $T_2$ . IP-effekten angis som  $V_{IP}/V_{RP}$  i prosent (figur 2).

IP-målinger gir altså informasjon om undergrunnens innhold av elektronledende mineraler uansett om dette gir øket elektrisk ledningsevne eller ikke. Metoden egner seg derfor godt til å påvise impregnasjonsmalmer, og er en hovedmetode i letingen etter slike forekomster. Metoden kan imidlertid også benyttes i hydrogeologiske studier. IP-målinger kan da utføres som sonderinger (IPS), og av beskrivelsen over følger at man alltid får tilsynelatende motstand med på kjøpet ved måling av IP. Denne kombinasjonen av IP- og resistivitetsmålinger, kan benyttes til å skille mellom lavmotstandslag som skyldes marin leire (gir IP-effekt), fra lavmotstandslag som har sin årsak i salt grunnvann (liten eller ingen IP-effekt). Målingene foretas på samme måte som vanlig vertikal elektrisk sondering (VES), med Schlumberger elektrodekonfigurasjon. Måleresultatene plottes tilsvarende i dobbeltlogaritmisk diagram (se for øvrig VES-metodebeskrivelse). Ved modellering benyttes tolkningsprogrampakken Interpex/Resixip. Som for VES-målinger, gjelder at dårlig samsvar mellom kurvesegmentene skyldes 'Wenner-effekten' og laterale inhomogeniteter mellom potensialelektrodene. Formen på IP-



sonderingskurvene er for øvrig avhengig av tykkelsen, resistiviteten og polariserbarheten i hvert enkelt lag i den geoelektriske seksjonen. Beregninger har vist at en kan få negative IP-verdier dersom flerlagsmodellen inneholder lagsekvenser av typen  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$  (K-type) og  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$  (Q-type). IP-målinger kan for øvrig bidra til å øke oppløseligheten i modellberegningene. Modellberegninger har nemlig vist at et lag med konstant motstand, ofte må splittes i to lag med samme motstand, men med ulike IP-verdier, for å passe med målte IP-data.

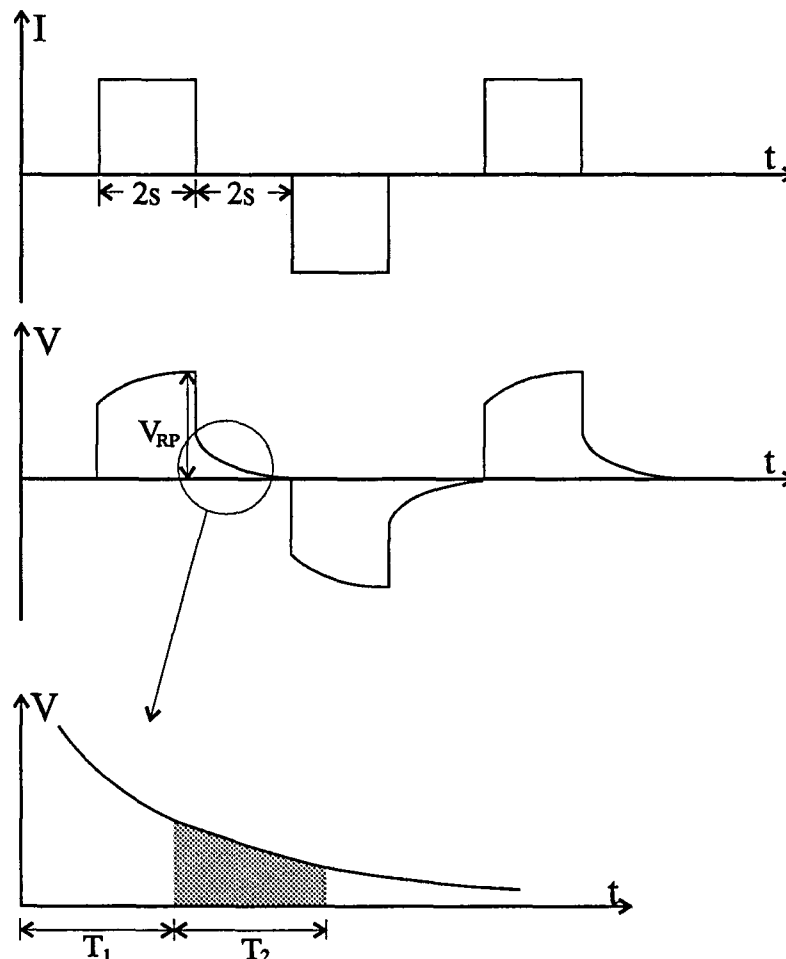
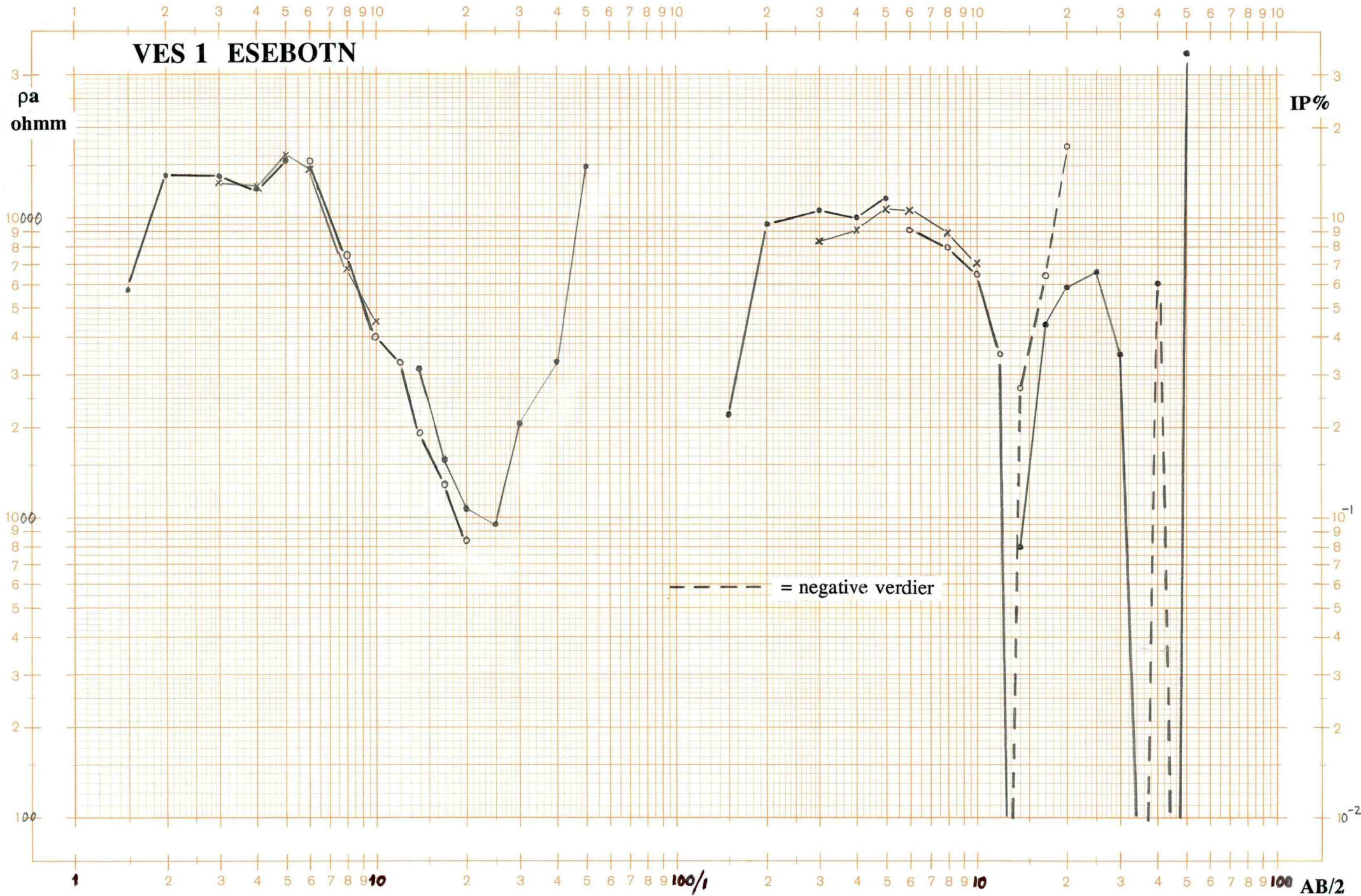


Fig. 2: Strømpulser og dertil hørende spenningsforløp ved måling av IP. Skravur angir område for integrert utladningsspenning.

# VES 1 ESEBOTN





# VES 2 ESEBOTN





# VES 3 ESEBOTN

pa  
ohmm

10000

1000

100

IP%

10°

10<sup>-1</sup>

10<sup>-2</sup>



COPYRIGHT SCHLEICHER & SCHÜLL GMBH, 3352 EINBECK



Bestell-Nr. 667152, Nr. 369 1/2:1 MADE IN GERMANY

Beide Achsen logar. geteilt von 1 bis 10000 und 1 bis 300 Einheit 62,5 mm

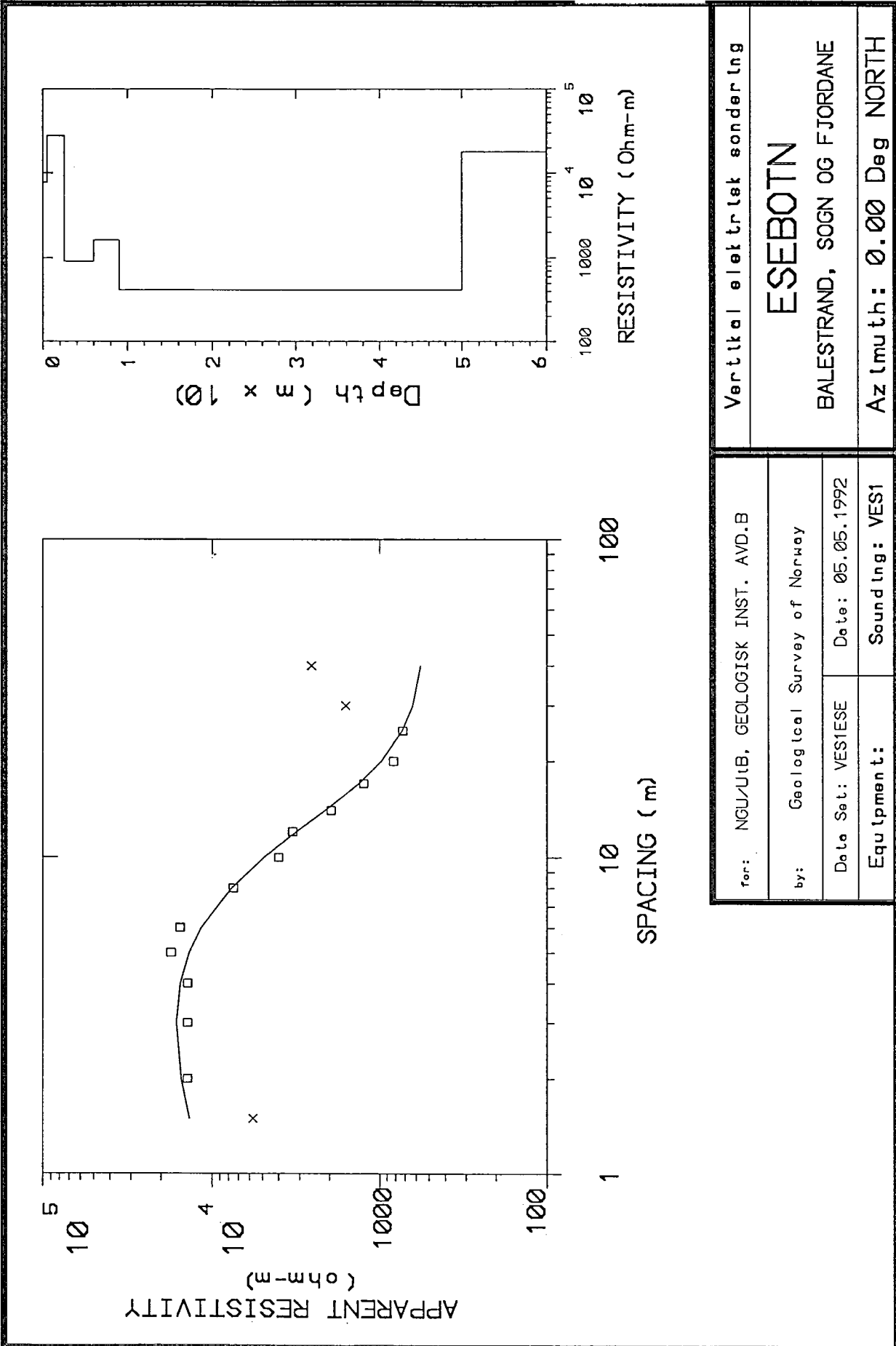
**DATABILAG 3**



# VES 4 ESEBOTN

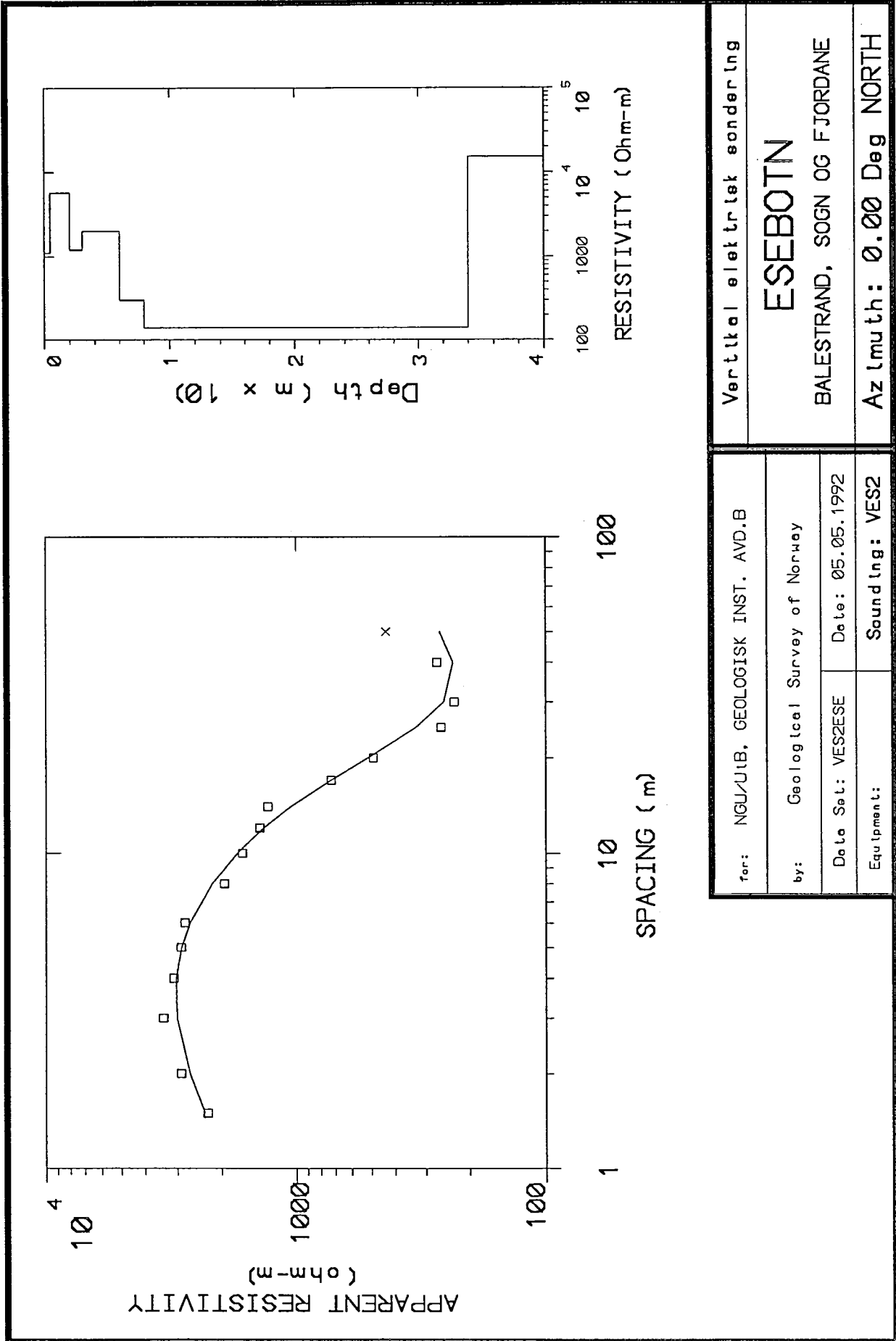


**VES 1**

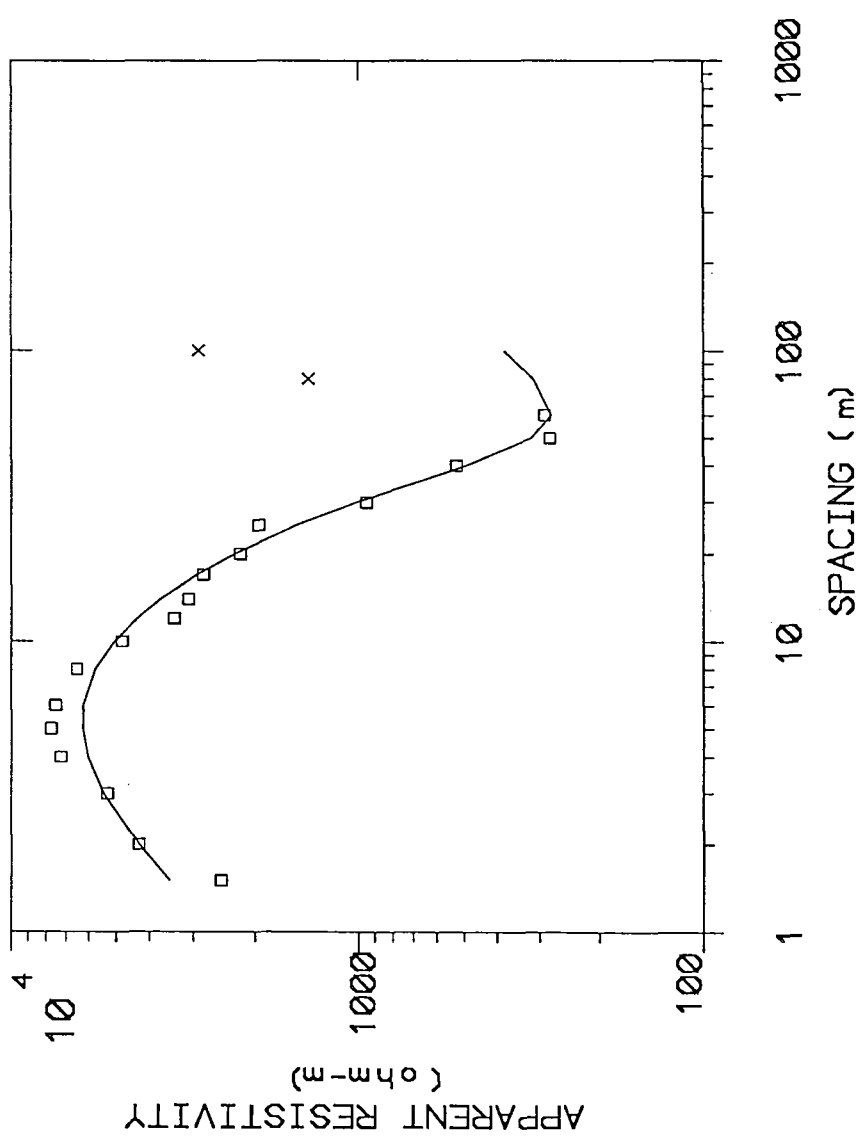
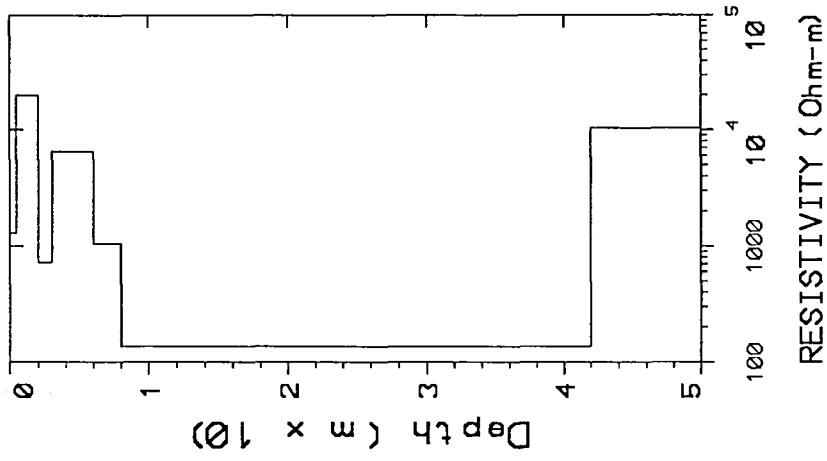


ref.: NGU/JUB, GEOLOGISK INST. AVD.B by: Geologisk Survey of Norway Date Set: VES1ESE      Date: 05.05.1992 Equipment:                      Sound ing: VES1		Vertikal elektrottekt sondering <b>ESEBOTN</b> BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE Azimuth: 0.00 Deg NORTH	
--	--	--	--

VES 2



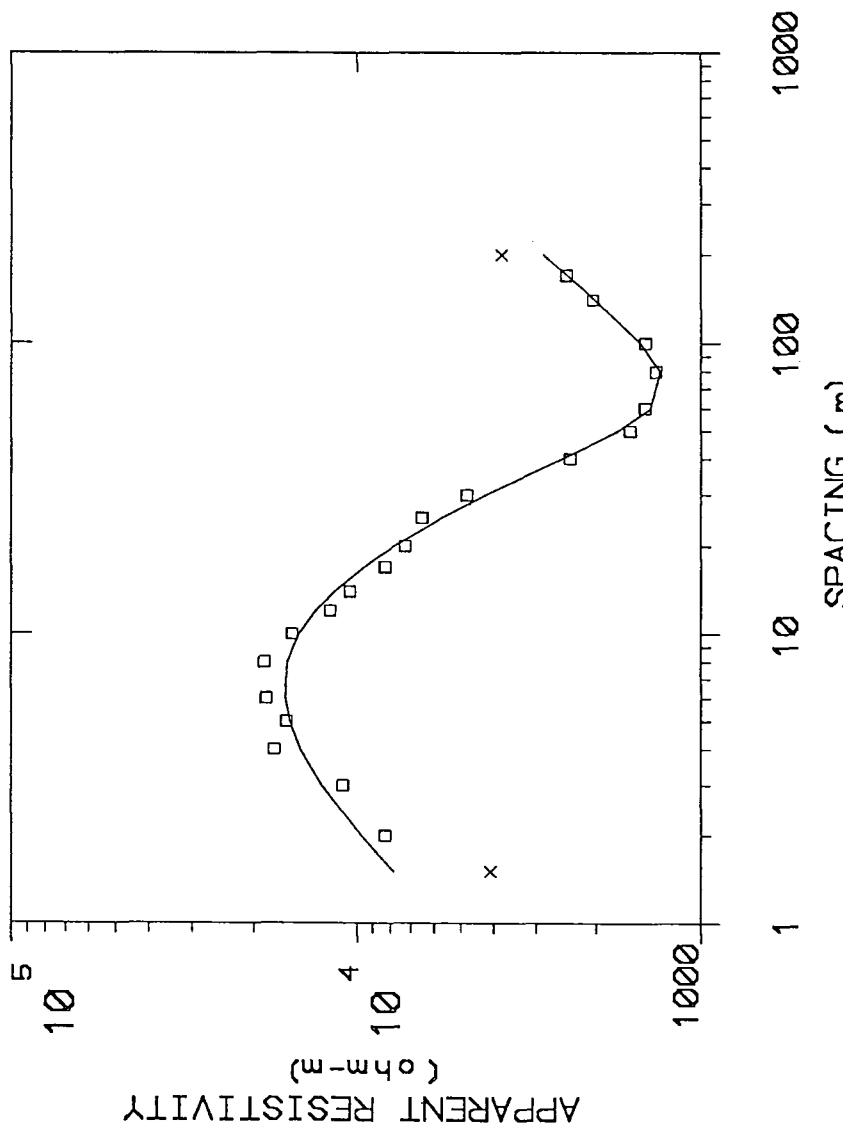
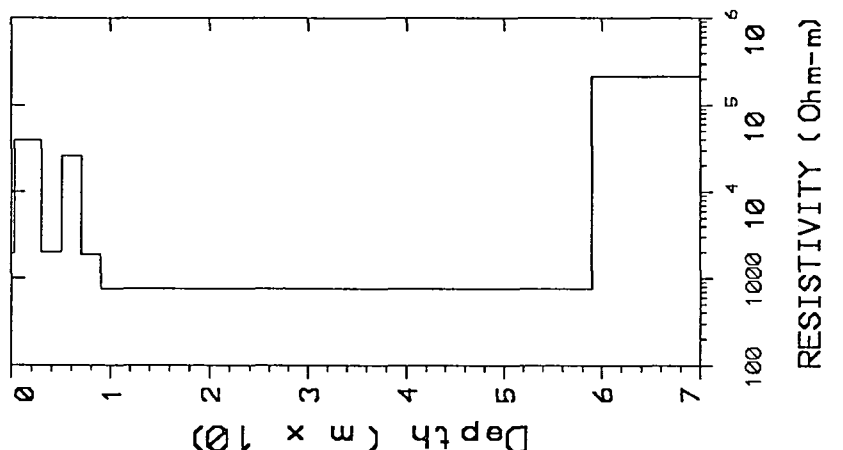
VES 3



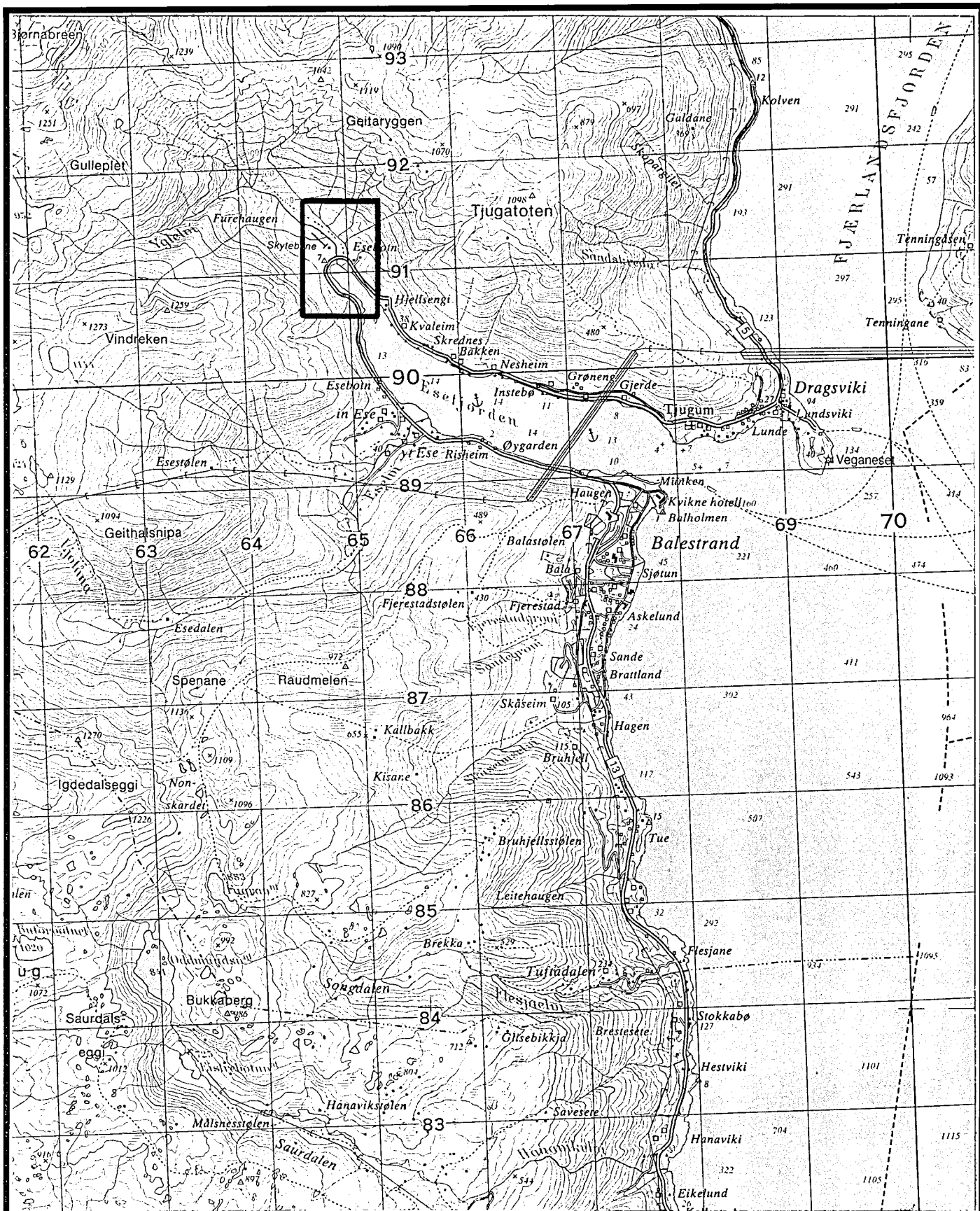
for: NGU/JtB, GEOLOGISK INST. AVD.B		Vertikal elektrisk sondering	
by: Geological Survey of Norway		<b>ESEBOTN</b>	
Date Set: VES3ESE	Date: 06.05.1992	BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE	
Equipment:	Sound ing: ves3	Azimuth: 0.00 Deg NORTH	



VES 4



for: NGU/UiB, GEOLOGISK INST. AVD.B		Vertikal elektrisk sondering	
by: Geological Survey of Norway		<b>ESEBOTN</b>	
Date Set: VES4ESE	Date: 06.05.1992	BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE	
Equipment: . . .	Sound ing: ves4	Azimuth: 0.00 Deg NORTH	



NGU/UIB, GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B  
 OVERSIKTSKART

# ESEBOTN

BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE

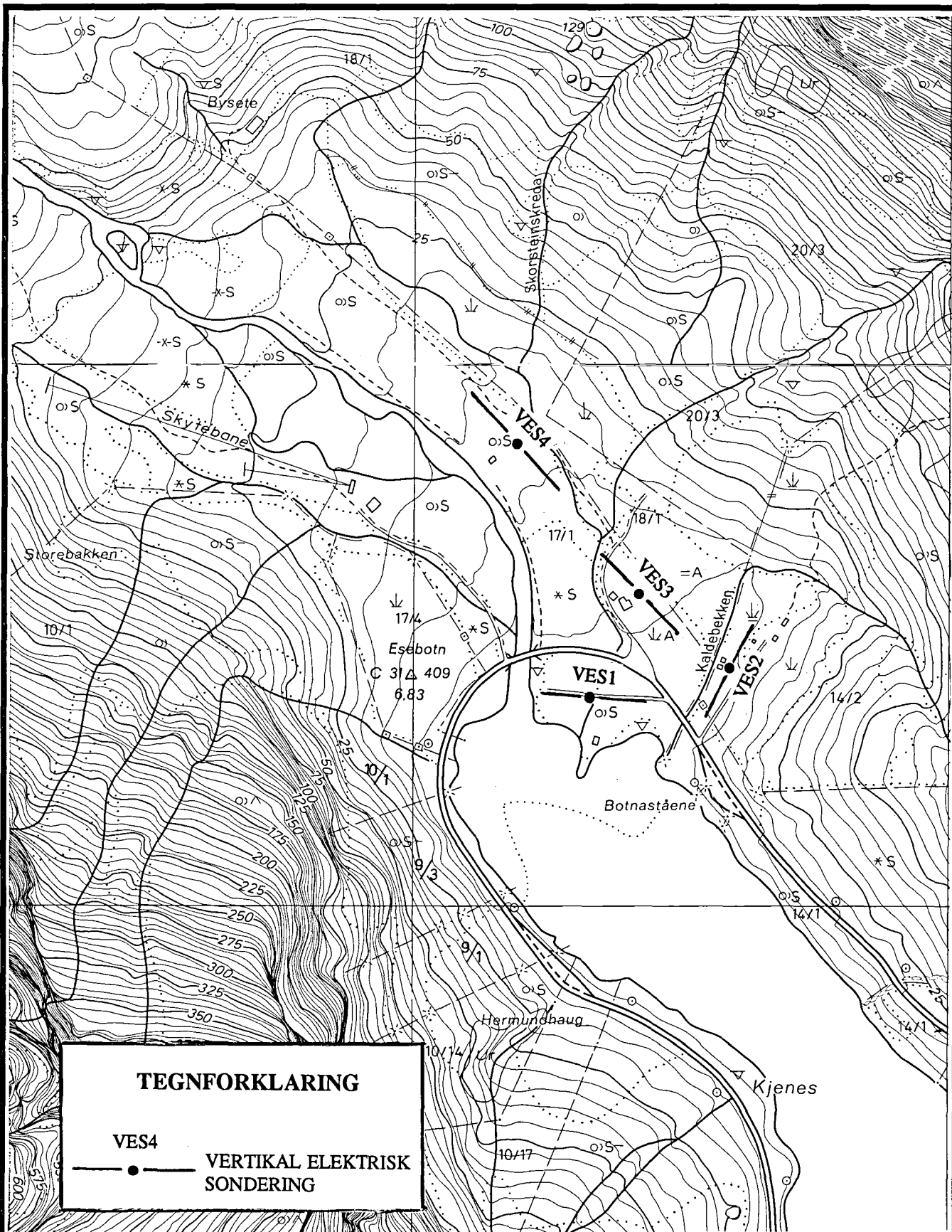
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
 TRONDHEIM

MÅLESTOKK  
 1:50 000

MÅLT TL	Mai/Sept. -92
TEGN TL	Jan. -93
TRAC	
KFR TL	

TEGNING NR  
 93.004-01

KARTBLAD NR  
 1317 III



NGU/UiB, GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B  
 OVERSIKTSKART  
 VERTIKALE ELEKTRISKE SONDERINGER

**ESEBOTN**

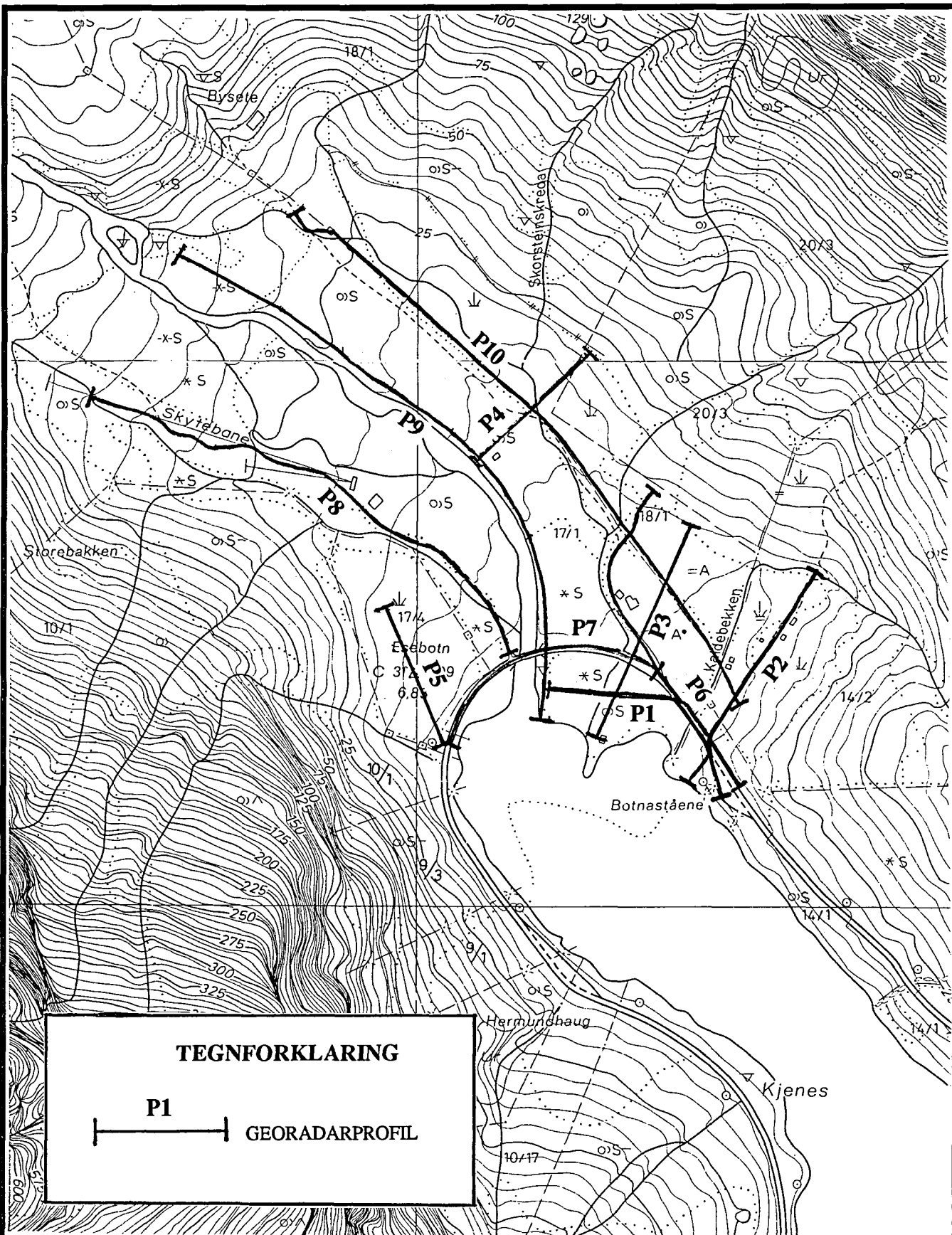
BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
 TRONDHEIM

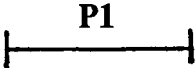
MÅLESTOKK  1:5000	MÅLT TL	Mai/Sept. -92
	TEGN TL	Jan. -93
	TRAC	
	KFR TL	

TEGNING NR  
 93.004-02

KARTBLAD NR  
 1317 III

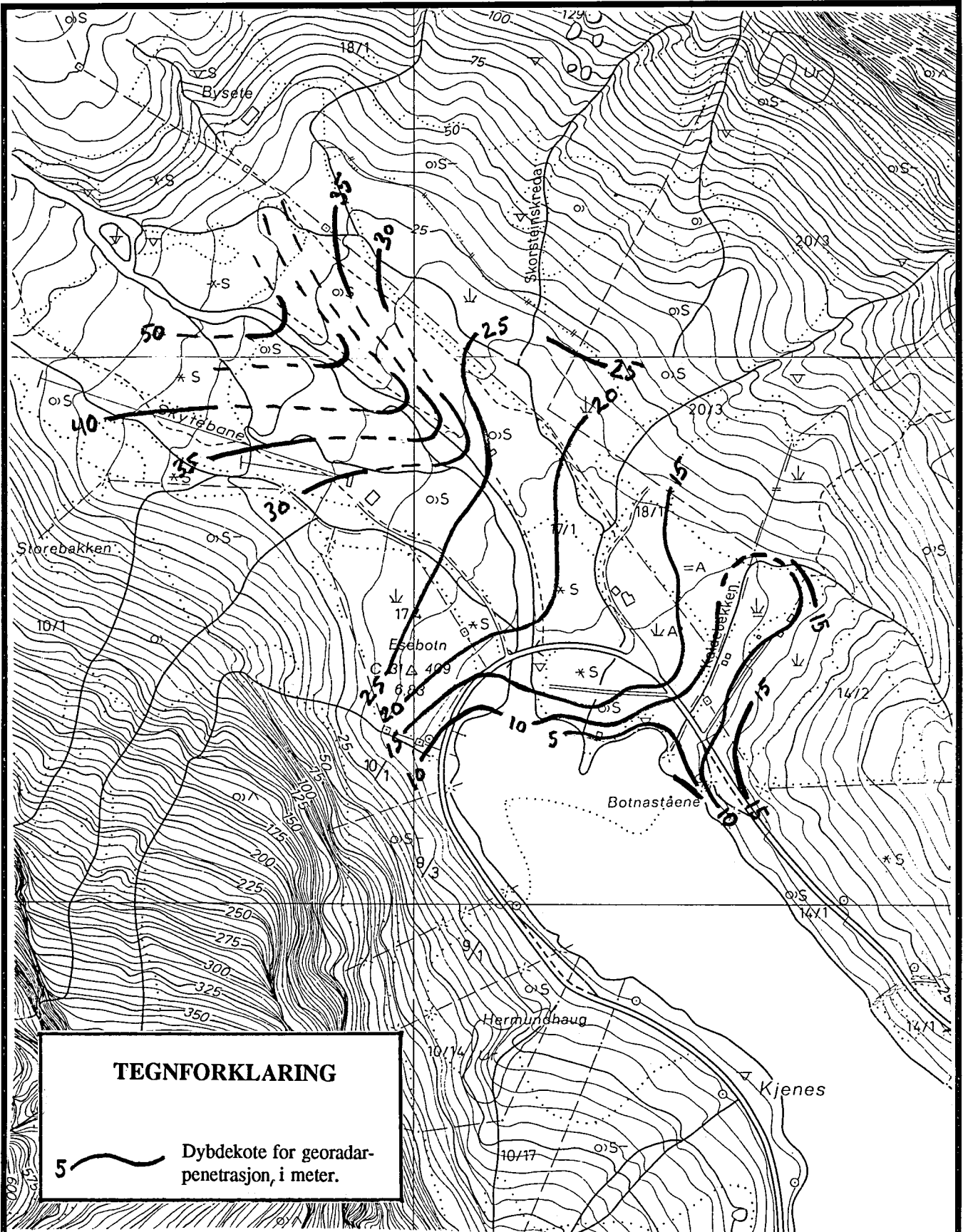


**TEGNFORKLARING**


**P1** GEORADARPROFIL

NGU/UiB, GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B  
 OVERSIKTSKART  
 GEORADARPROFILER  
**ESEBOTN**  
 BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE  
 NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
 TRONDHEIM

MÅLESTOKK  1:50 000	MÅLT TL	Mai/sept. -92
	TEGN TL	Jan. -93
	TRAC	
	KFR TL	
TEGNING NR 93.004-03	KARTBLAD NR 1317 III	



**TEGNFORKLARING**

5 — Dybdekote for georadarpenetrasjon, i meter.

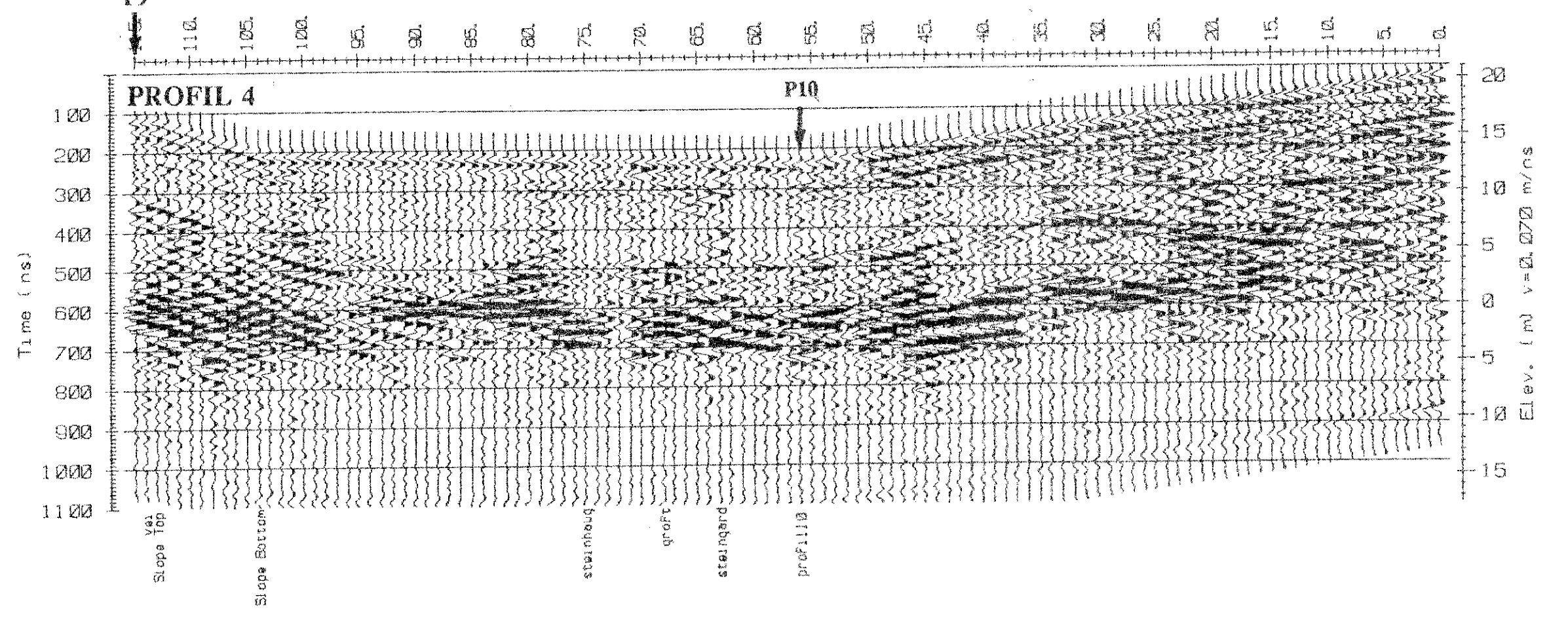
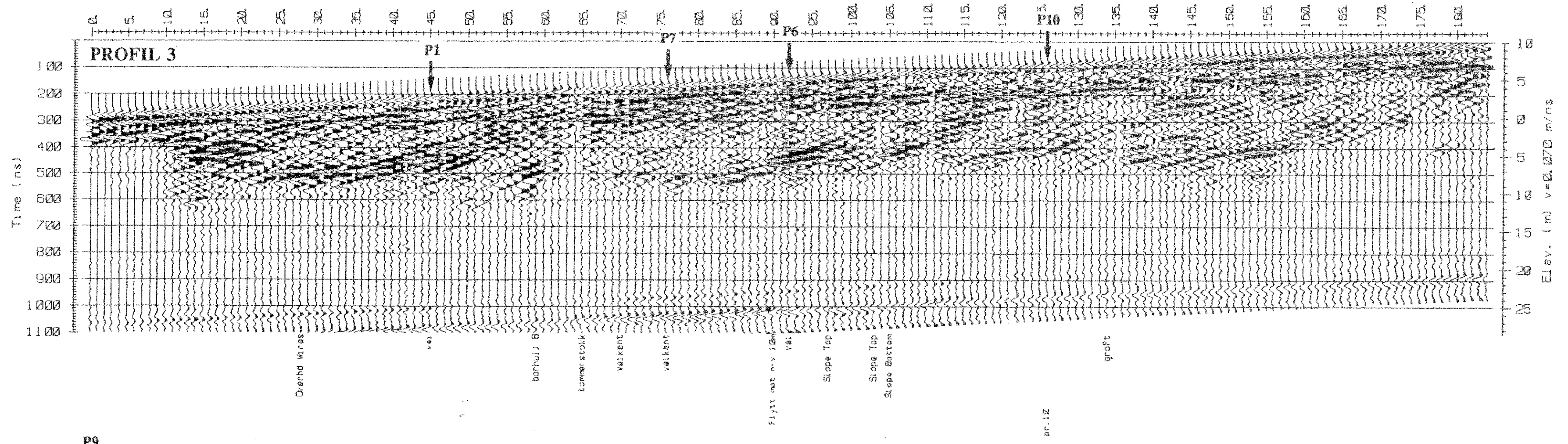
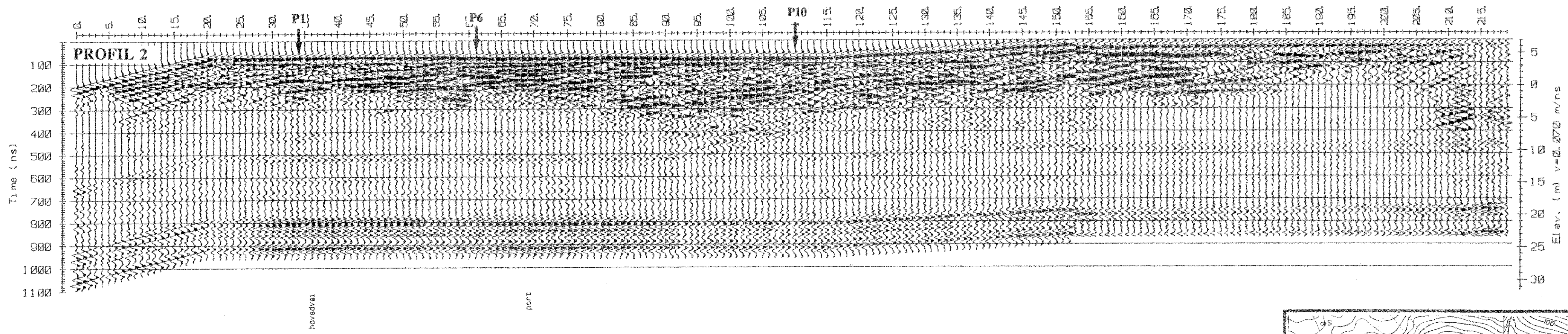
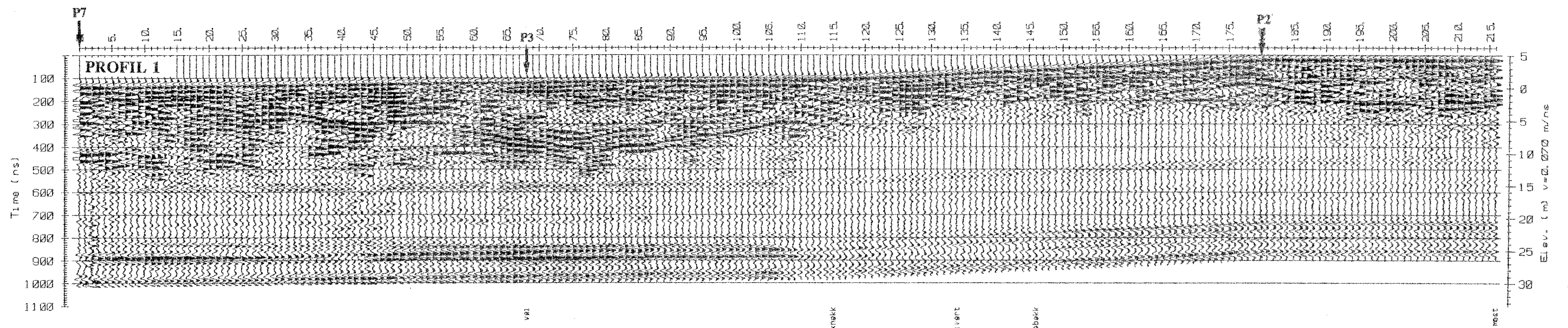
NGU/UiB, GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B  
 GEORADARMÅLINGER  
 KOTEKART PENETRASJONSDYP  
**ESEBOTN**  
 BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE

MÅLESTOKK  1:50 000	MÅLT TL	Mai/sept. -92
	TEGN TL	Jan. -93
	TRAC	
	KFR TL	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
 TRONDHEIM

TEGNING NR 93.004-04	KARTBLAD NR 1317 III
-------------------------	-------------------------

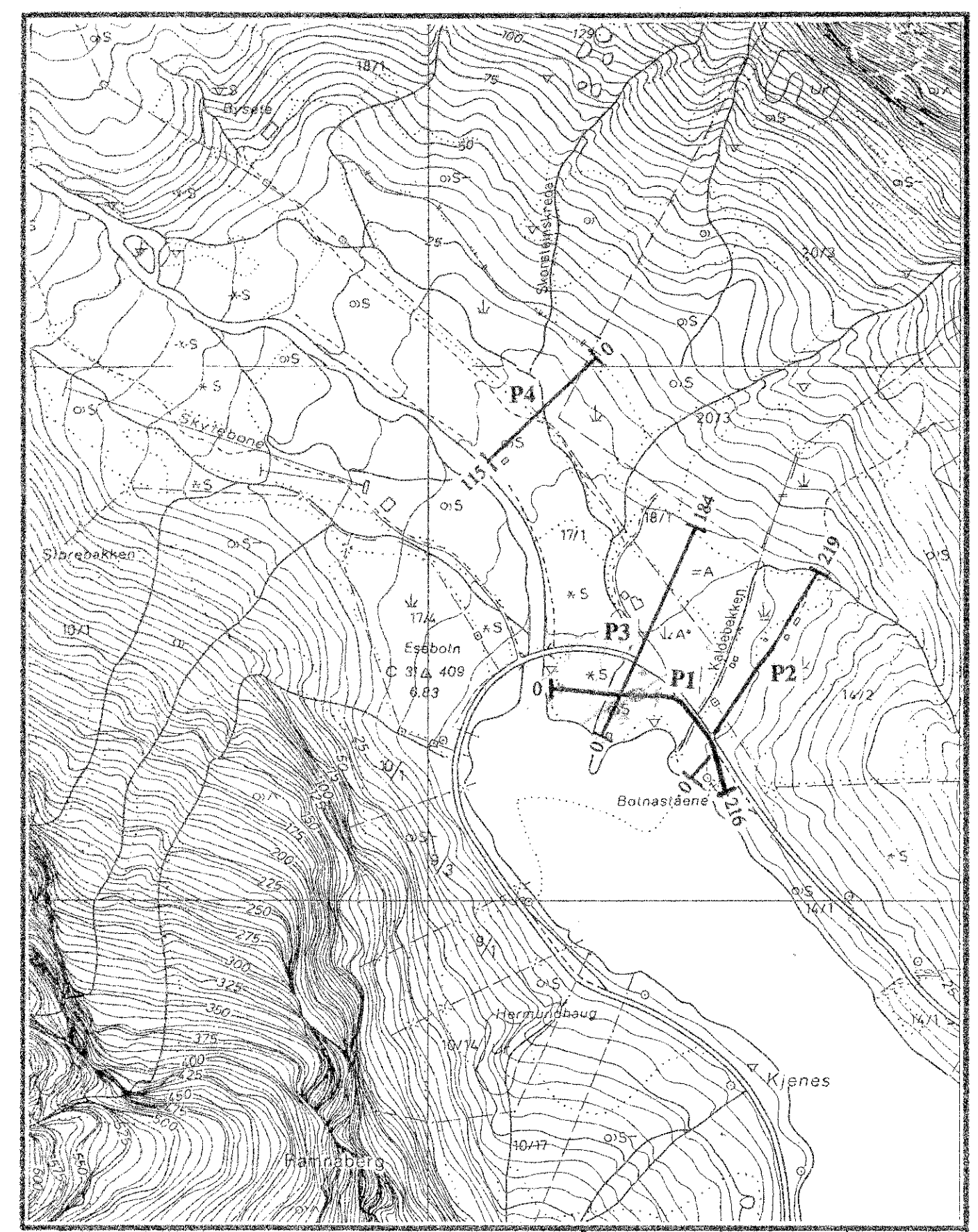




**TEGNFORKLARING**

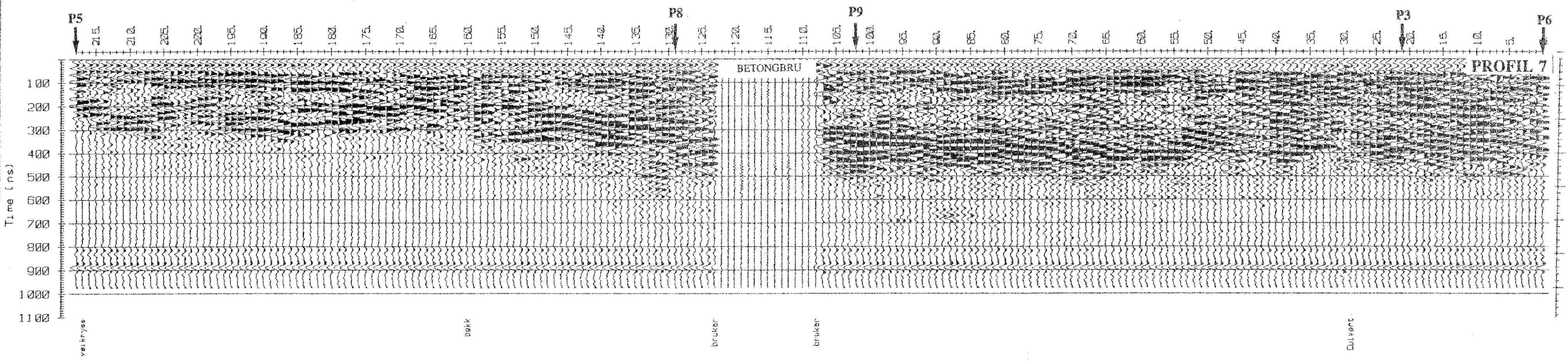
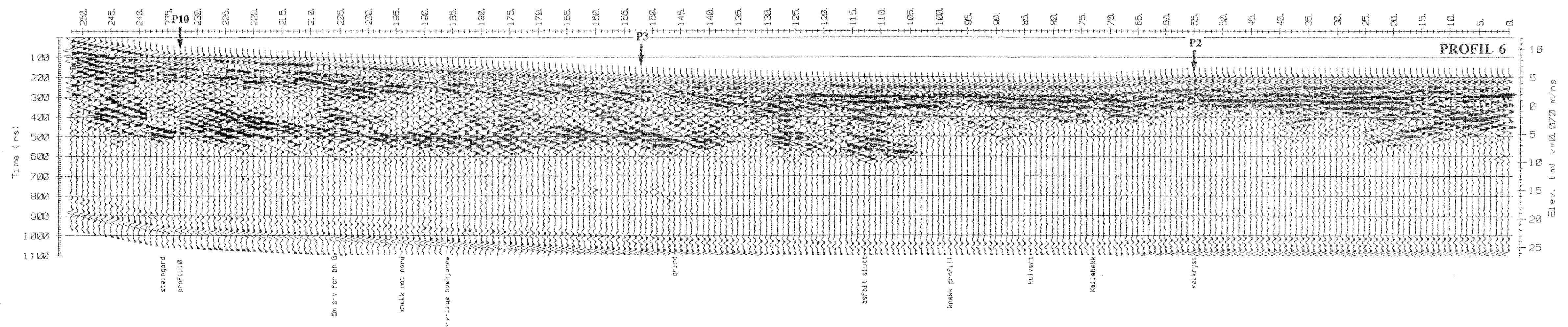
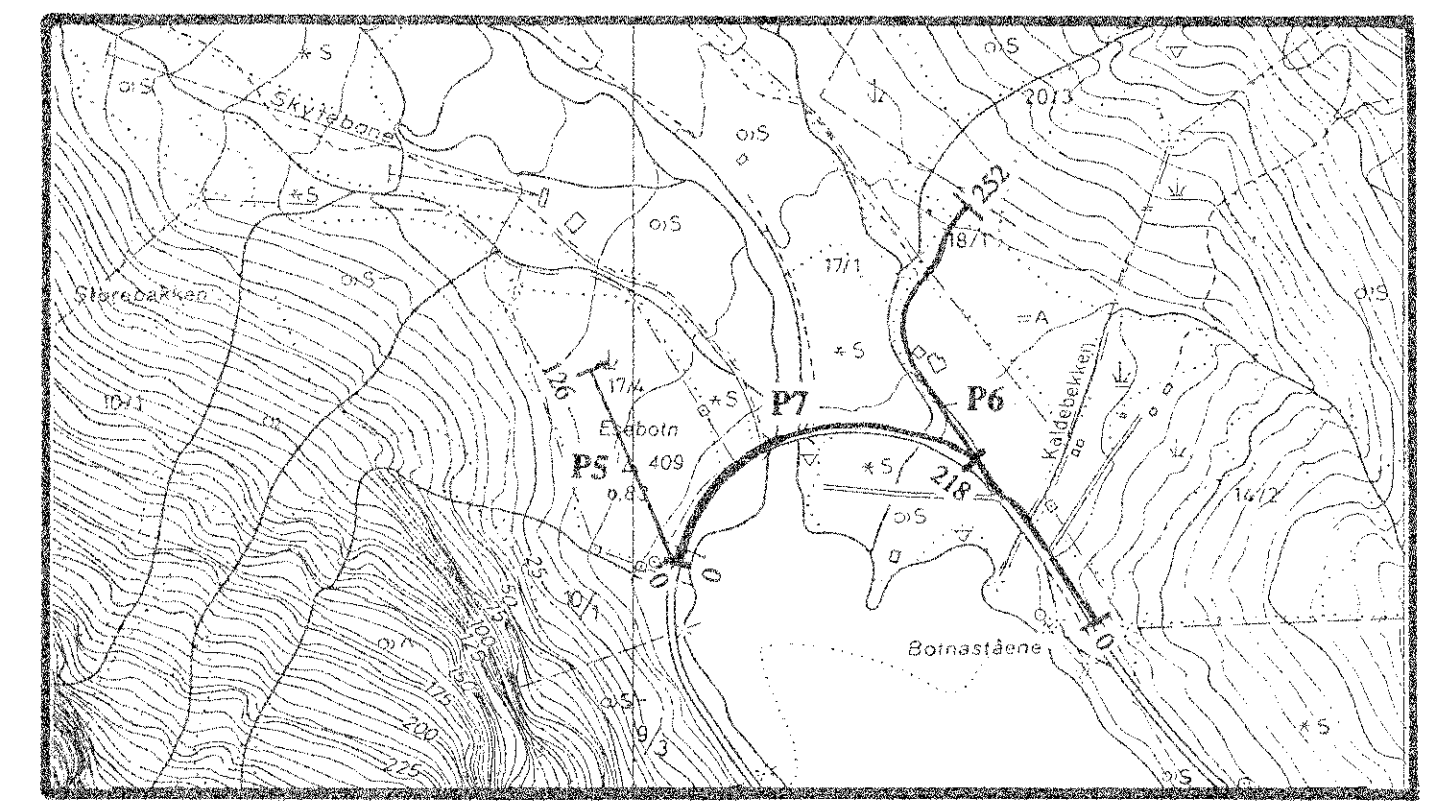
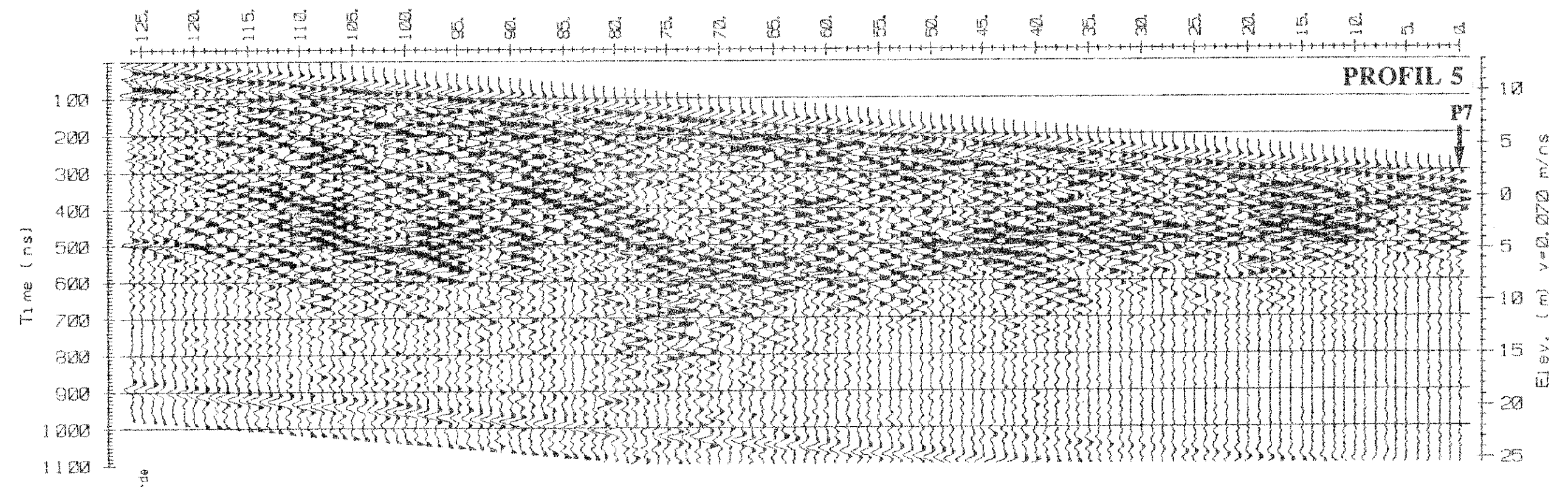
**P2** GEORADARPROFIL M/ENDEDEPOSISJONER

**P3** KRYSSENDE PROFIL



NGU/UiB, GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B GEORADAROPPTAK, PROFIL 1, 2, 3 OG 4	MÅLESTOKK	MÅLT TL	Mai/Sept. -92
	1:5000	TEGN TL	Jan. -93
<b>ESEBOTN</b>	TRAC		
BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE	KFR TL		
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR 93.004-05	KARTBLAD NR 1317 III	





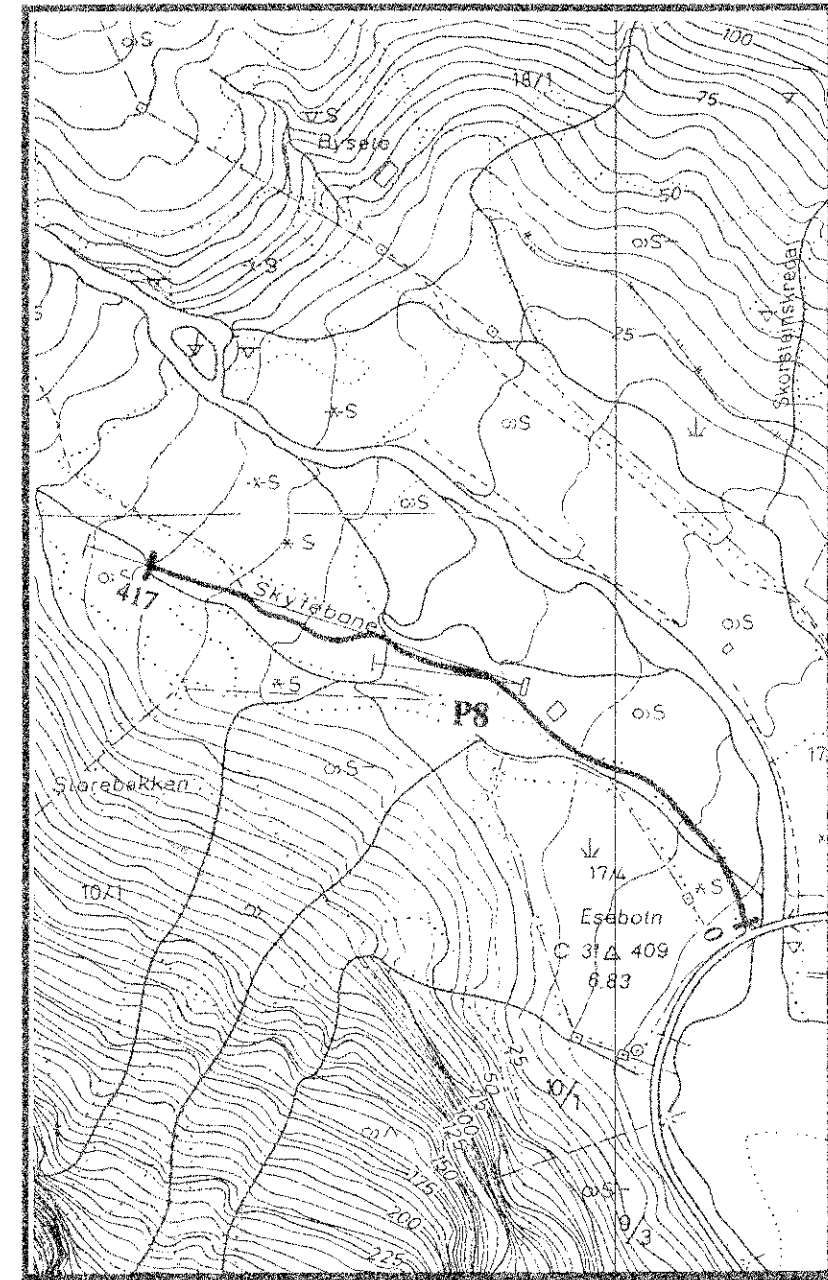
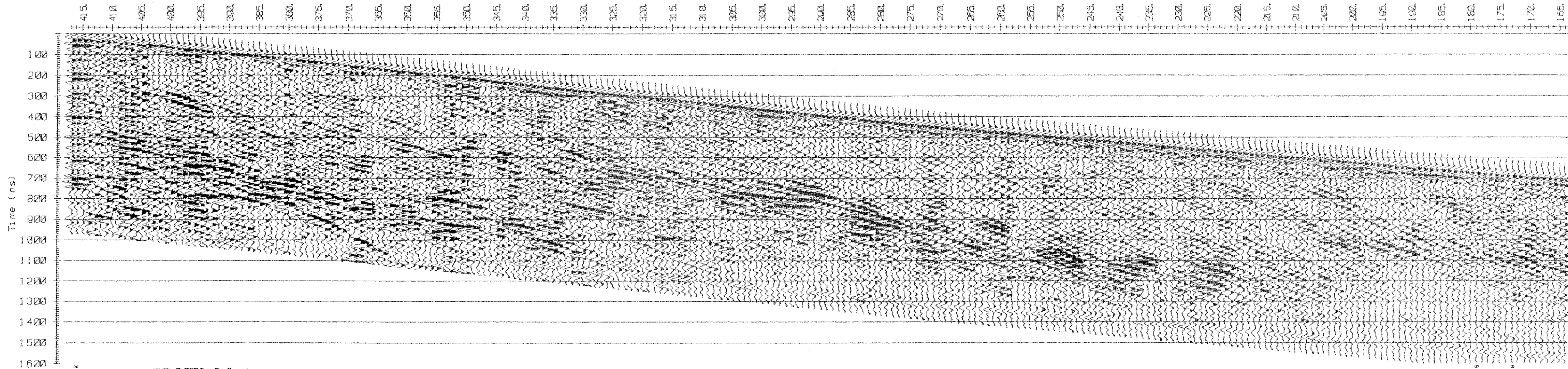
**TEGNFORKLARING**

- P5 0 | 150 GEORADARPROFIL MØNDEPOSISJONER
- P6 ↓ KRYSSENDE PROFIL

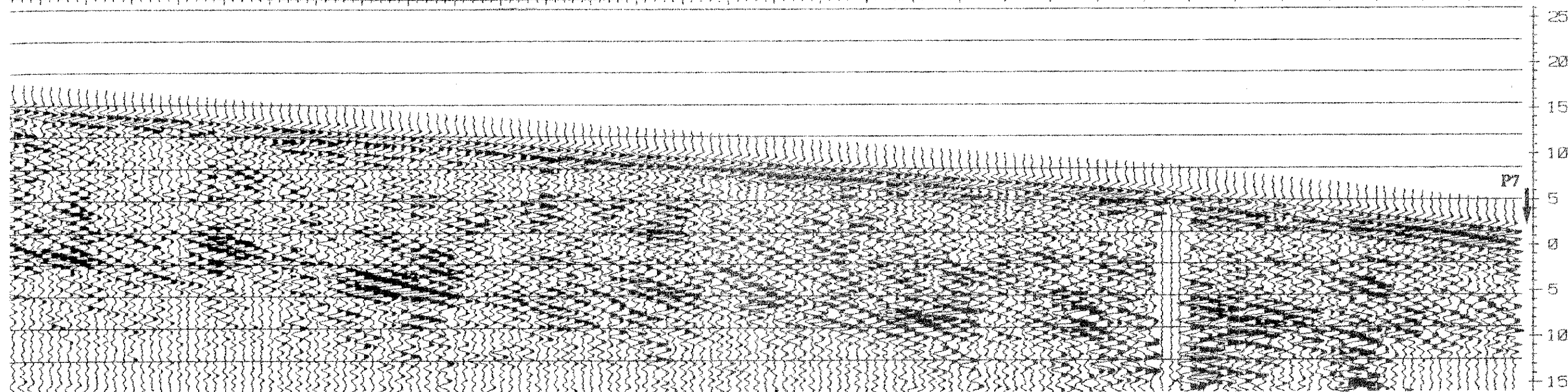
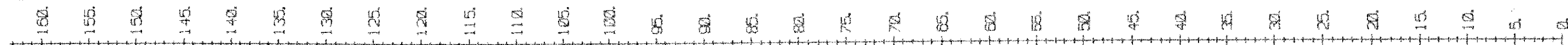
NGU/UIB, GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B GEORADAROPPTAK, PROFIL 5, 6 OG 7  <b>ESEBOTN</b>  BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	MÅLESTOKK	MÅLT TL	Mai/Sept -92
	1:5000	TEGN TL	Jan. -93
		TRAC	
		KFR TL	
	TEGNING NR	KARTBLAD NR	
	93.004-06	1317 III	



**PROFIL 8**



**PROFIL 8 forts.**



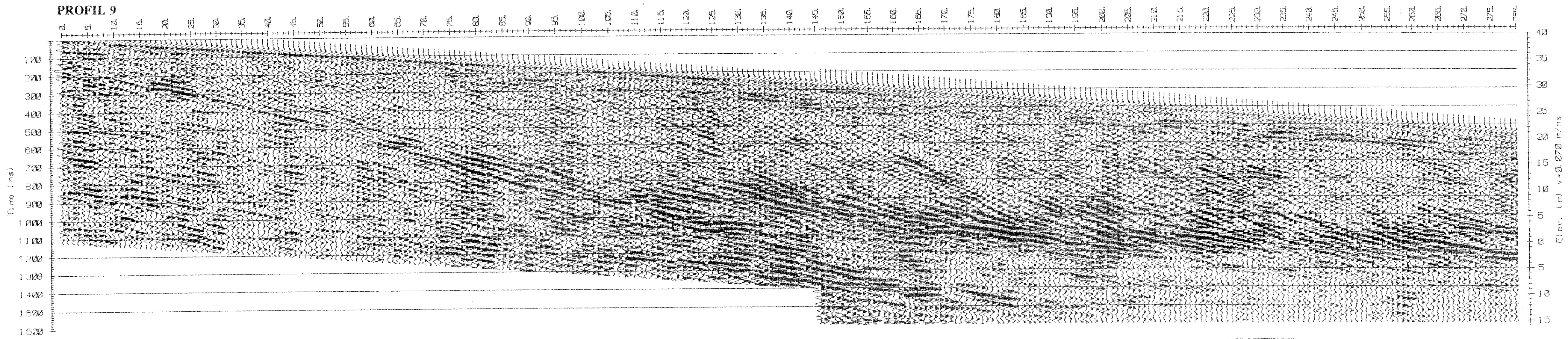
**TEGNFORKLARING**

- P8 0 | 150 GEORADARPROFIL M/ENDEPOSITIONER
- P7 ↓ KRYSSENDE PROFIL

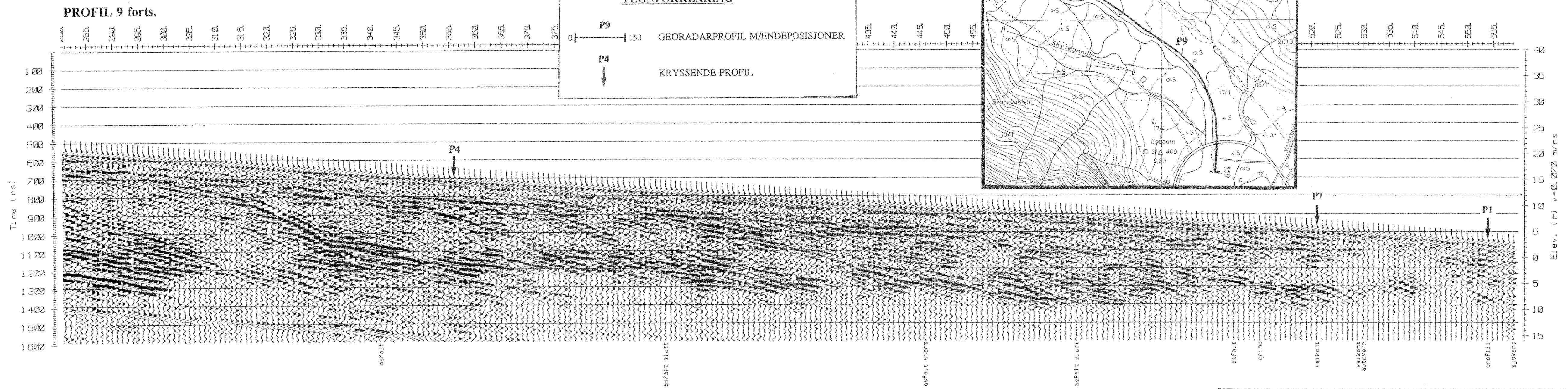
NGU/UIB, GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B GEORADAROPPTAK, PROFIL 8  <b>ESEBOTN</b>  BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	MÅLESTOKK 1:5000	MÅLT TL TEGN TL TRAC KFR TL	Mai/Sept. -92 Jan. -93
	TEGNING NR 93.004-07	KARTBLAD NR 1317 III	



**PROFIL 9**



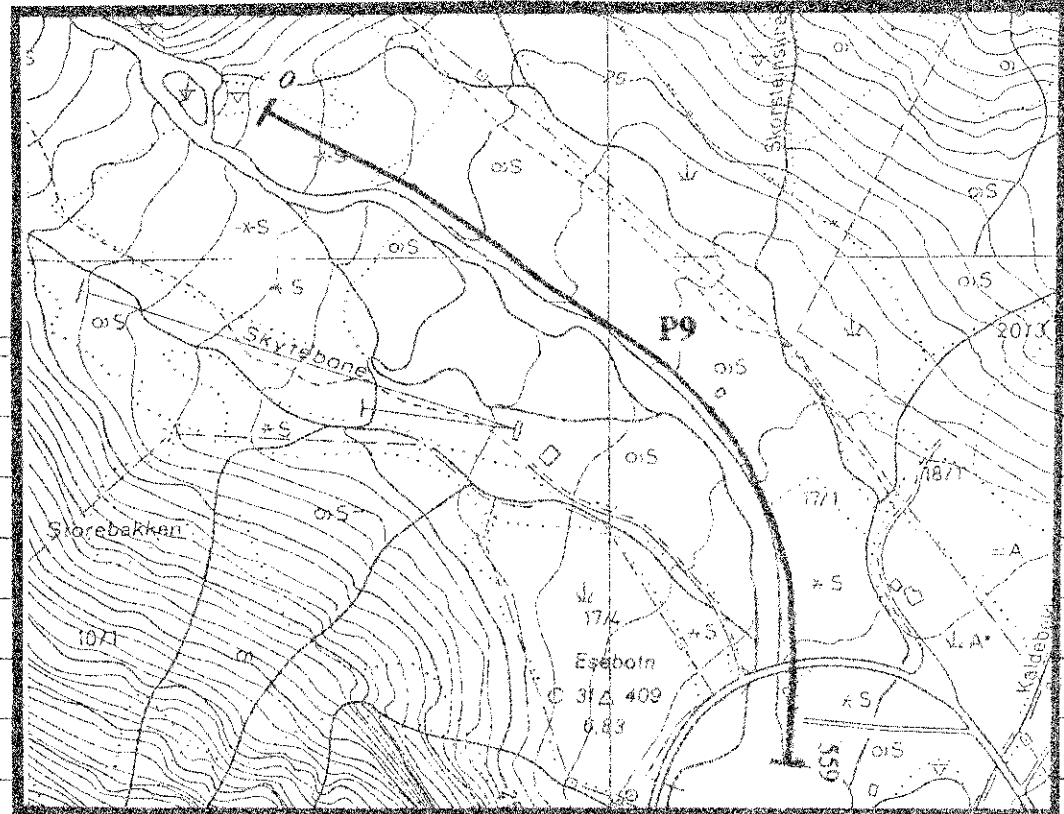
**PROFIL 9 forts.**



**TEGNFORKLARING**

**P9** GEORADARPROFIL M/ENDEPOSISJONER  

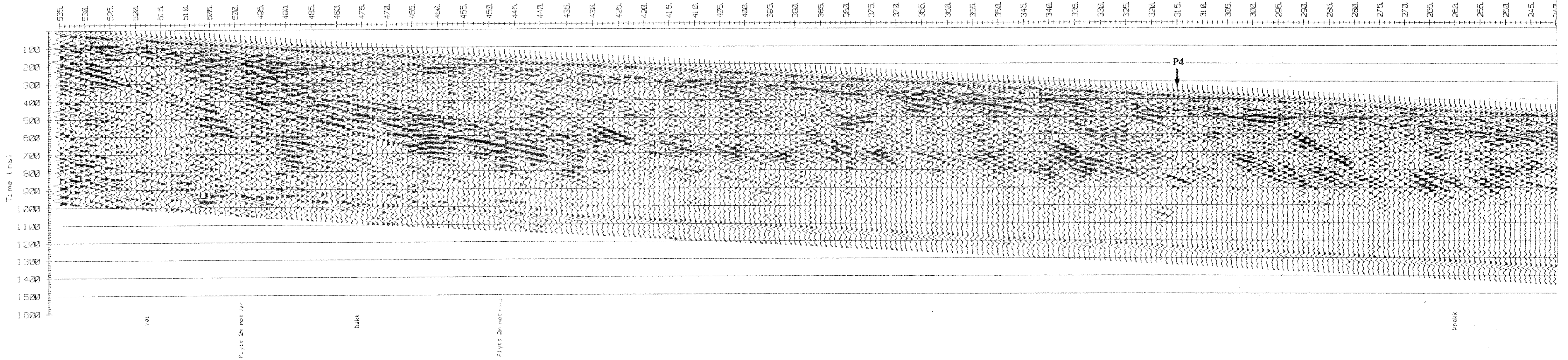
**P4** KRYSSSENDE PROFIL



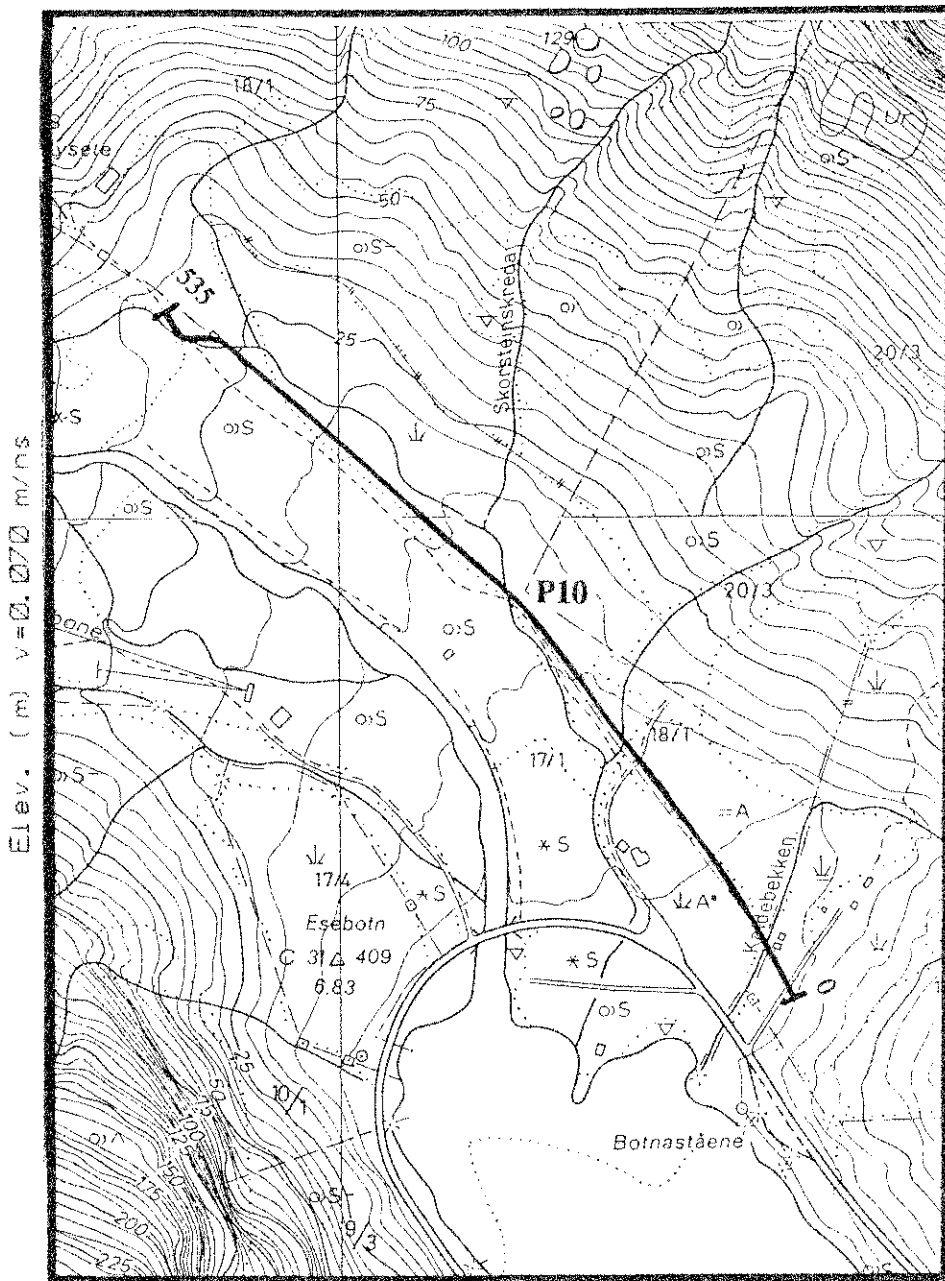
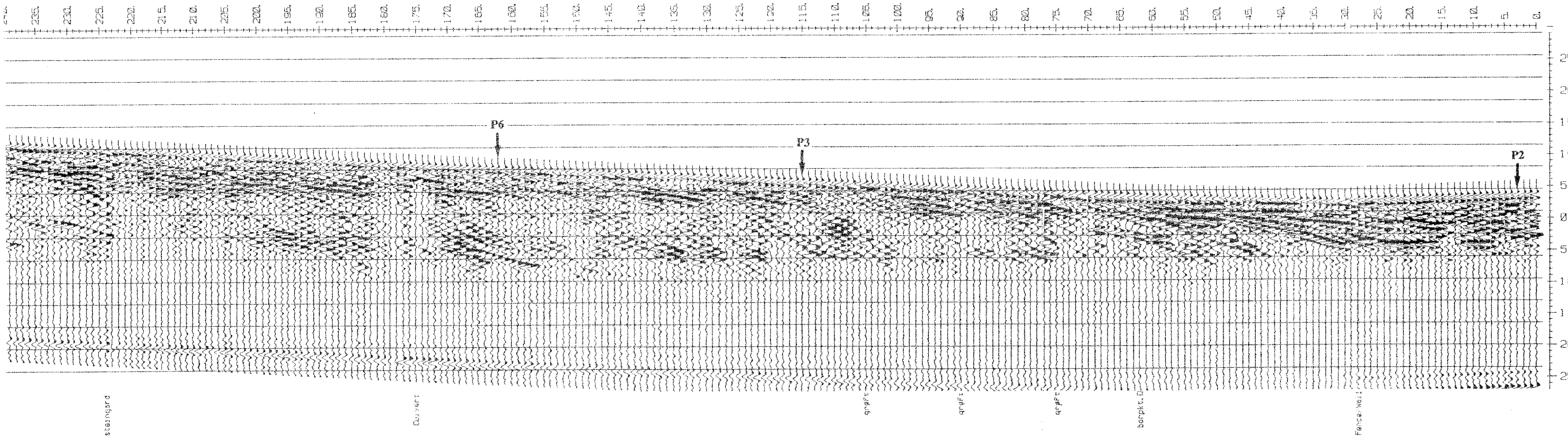
NGU/UIB, GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B GEORADAROPPTAK, PROFIL 9  <b>ESEBOTN</b>  BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	MÅLESTOKK	MÅLT TL	Mai/Sept. -92
	1:5000	TEGN TL	Jan. -93
		TRAC	
		KFR TL	
	TEGNING NR	KARTBLAD NR	
	93.004-08	1317 III	



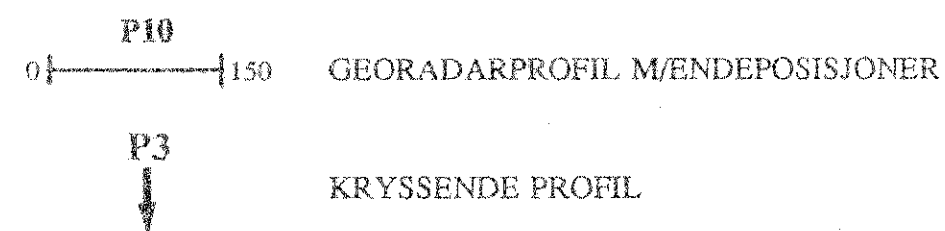
PROFIL 10



PROFIL 10 forts.



TEGNFORKLARING



NGU/UIB, GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B GEORADAROPPTAK, PROFIL 10 <b>ESEBOTN</b> BALESTRAND, SOGN OG FJORDANE NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	MÅLESTOKK	MÅLT TL	Mai/Sept. -92
	1:5000	TEGN TL	Jan. -93
	TRAC		
	KFR TL		
	TEGNING NR 93.004-09	KARTBLAD NR 1317 III	