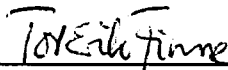


NGU Rapport 93.035

**SALT INDUSTRIGRUNNVANN**  
Delprosjekt: Oppfølgende geologiske og  
geofysiske undersøkelser av fjorddeltaet på  
Sundalsøra, Møre og Romsdal

Rapport nr. 93.035		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
<b>Tittel:</b> SALT INDUSTRIGRUNNVANN. Delprosjekt: Oppfølgende geologiske og geofysiske undersøkelser av fjorddeltaet på Sunndalsøra, Møre og Romsdal				
<b>Forfatter:</b> Oddmund Soldal, Noralf Rye, Eirik Mauring og Erik Halvorsen		<b>Oppdragsgiver:</b> Samarbeidsprosjektet "Salt industrivann" (NGU, NTNF, Akvaforsk, UiB)		
<b>Fylke:</b> Møre og Romsdal		<b>Kommune:</b> Sunndal kommune		
<b>Kartbladnavn (M=1:250.000)</b>		<b>Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)</b> Sunndalsøra 1420 III		
<b>Forekomstens navn og koordinater:</b>		<b>Sidetall:</b> 91		<b>Pris:</b> kr. 110,-
<b>Feltarbeid utført:</b> 1991-1992		<b>Rapportdato:</b> 15.03.1993	<b>Prosjektnr.:</b> 63.2306.06	<b>Ansvarlig:</b> 
<b>Sammendrag:</b> <p>Fjorddeltaet på Sunndalsøra er undersøkt ved boringar med uttak av vass- og sedimentprøver, samt geofysiske undersøkingar.</p> <p>Deltaet er av fleire generasjonar og er oppbygd av minst 400 m mektige lausmassar i sentrale delar. Den øvste delen er avsett i Holosen, to dateringar viser at avsetningane i ytre deltaområdet er yngre enn 2000 år. Deltaet byggjer seg ut ca 1 m pr. år og vertikal oppbygging er estimert til ca 5 cm pr. år. Skiftande posisjonar til elveløpa har ført til ei syklisk veksling i kornstorleik.</p> <p>Fordelinga mellom salt og ferskt grunnvatn er styrt av skilnaden i spesifikk vekt, dei hydrauliske gradientane og den hydrodynamiske dispersjonen. Nær elvane er påtrykket av ferskvatn størst og mykje elvevatn vert infiltrert inn i akviferen. Kanalar og andre forsenkningar på deltaflata er utstrøymingsområde for grunnvatnet. I midtre delar av deltaet er inntrenginga av salt grunnvatn størst.</p> <p>Blandingsgraden mellom salt- og ferskvatn dominerer ionesamansetninga av vatnet. I det ferske vatnet er også adsorpsjon, ionebyte og forvitring viktig for den kjemiske samansetninga av vatnet. Georadar- og geoelektrisk profilering viser fordelinga av salt og ferskt grunnvatn og kan brukast til å estimere den hydrauliske gradienten og straumretningane til grunnvatnet.</p>				
Emneord: Hydrogeologi		Geofysikk		Refleksjonsseismikk
Sedimentologi		Salt grunnvann		Grunnvannskvalitet
				Fagrapport

## INNHOOLD

1	INNLEIING . . . . .	4
1.1	Det undersøkte området . . . . .	4
1.1.2	Klima . . . . .	5
1.1.3	Nydanning av grunnvatn . . . . .	5
1.2	Tidligare arbeid . . . . .	5
1.3	Utført feltarbeid . . . . .	7
2	METODAR . . . . .	9
2.1	Boring og prøvetaking . . . . .	9
2.1.1	Resultat, boringar . . . . .	9
2.2	Vassanalysar . . . . .	10
2.2.1	Resultat . . . . .	11
2.3	Grunn refleksjonsseismikk . . . . .	12
2.3.1	Utføring . . . . .	12
2.3.2	Resultat . . . . .	13
2.4	Georadar . . . . .	14
2.4.1	Utføring . . . . .	14
2.4.2	Resultat . . . . .	15
2.5	Elektrisk profilering (pol-dipol-målingar) . . . . .	16
2.5.1	Utføring . . . . .	16
2.5.2	Resultat . . . . .	17
3	GEOLOGISK OPPBYGNING OG GENESE . . . . .	18
3.1	Alder på avsetningane . . . . .	18
3.2	Sedimentasjonsrate . . . . .	18
3.3	Sedimentologi . . . . .	19
3.4	Konklusjon . . . . .	21
4	HYDROGEOLOGI . . . . .	22
4.1	Hydrokjemi . . . . .	22
4.1.1	Sulfat . . . . .	22
4.1.2	Adsorpsjon/ionebytte/forvitring . . . . .	23
4.1.3	Metningsgrader . . . . .	24
4.1.4	Inntrengning av salt grunnvatn . . . . .	25
4.1.5	Konklusjon . . . . .	26
4.2	Infiltrasjon av vatn frå elv til grunnvassmagasin . . . . .	27
4.2.1	Diskusjon . . . . .	29
4.3	Konklusjon . . . . .	30
5	REFERANSER . . . . .	32

## FIGURAR

## VEDLEGG

- Vedlegg 1: Analyseresultat, vassprøvar frå 1992
- Vedlegg 2: Bruksområde for grunn refleksjonsseismikk
- Vedlegg 3: Bruksområde for georadar
- Vedlegg 4: Geoelektriske profil (pseudoseksjonar)

## 1 INNLEIING

Dette er sluttrapport for **delprosjekt 500: Oppfølgende geologiske og geofysiske undersøkelser**. Delprosjektet inngår i prosjektet **Salt industrigrunnvann**. Feltarbeidet er utført på fjorddeltaet på Sunndalsøra.

Delprosjektet har hatt som hovedmål å få kunnskap om oppbygging, samansetning, alder og utvikling av fjorddeltaet, hydrogeologiske forhold og utprøving av kor eigna ulike geofysiske metodar er til undersøking av slike område og tema.

Eit viktig aspekt ved desse undersøkingane er å vurdere om salt/brakt grunnvatn førekjem i tilfredstillande mengder og kvalitet til at det er eigna til bruk i akvakulturnæringa.

I Norge er dette nye problemstillingar som krev at ein må skaffa seg kunnskap om grunnleggjande geologiske og hydrogeologiske forhold, samt metodar for undersøking av desse.

Personell frå NGU, UiB og SFDH har deltatt i undersøkingane og analysearbeidet. I tillegg har Akvaforsk støtta opp med analysar, prøvetaking og praktisk tilrettelegging.

### 1.1 Det undersøkte området

Figur 1.1 viser det undersøkte området.

#### 1.1.1 Topografi

Sunndalen og Litledalen er djupt nedskorne dalar i eit høgfjellsplatå. Dei høgaste fjella i området når opp til ca. 1700 m o.h.. Sunndalen har liten stigning i nederste del og inneheld store mengder av lausmassar. Litledalen er smalare og har større stigning. Sunndalen og Litledalen går saman på Sunndalsøra, og Sunndalsfjorden er fortsetjinga av dalane.

Fjorddeltaet er samanvokst av Driva og Litledalselva sitt delta. Når vi i det følgjande snakkar om deltaet på Sunndalsøra meiner vi det samanvokste deltaet om ikkje noko anna er nemnt.

### 1.1.2 Klima

Gjennomsnittleg nedbør på Sunndalsøra er 879 mm/år. I 1990 var nedbøren 947 mm og i 1991 1082 mm. Dei ni første månadane i 1992 hadde det kome 770 mm, dersom det ikkje kjem ekstra nedbør i slutten av hausten, vil dette verta eit normalår.

Evapotranspirasjonen (ET) er estimert ved eit såkalla Penmanestimert (Det norske meteorologiske institutt). Estimert for 1990 er ca. 625 mm og i 1991, 551 mm. Det manglar fordampingsestimert for januar 1990. Vi har rekna ut gjennomsnittet for ET i januar 1991 og 1992 og lagt dette til ET for dei elleve siste månadane i 1990.

Gjennomsnittstemperatur i 1990 var 8.3 °C og i 1991 7.4 °C.

### 1.1.3 Nydanning av grunnvatn

Deltaområdet er flatt og overflateavrenninga er liten, derfor kan nydanninga av grunnvatn reknast som nedbør minus evapotranspirasjon.

I 1990 var nydanninga av grunnvatn 322 mm og i 1991, 531 mm.

Det sentrale deltaområdet er i storleksorden 250 000 m<sup>2</sup>. Gjennomsnittstalet for nydanning av grunnvatn via nedbør i 1991 og 1992 vert då 107 500 m<sup>3</sup>/år (3,4 l/sek).

Som vist i kap. 4, så er det også ei vesentleg nydanning av grunnvatn som skjer ved infiltrasjon av vatn frå elvane. Dette bidraget er vanskelegare å tallfeste.

## 1.2 Tidligare arbeid

Det er utført mange arbeid som kan gi informasjon om geologisk oppbygging og hydrogeologiske forhold i deltaet. I dette avsnittet vert dei viktigaste arbeida refererte. Ein del av desse er sluttrapportar som oppsummerer tidlegare undersøkingar med tilsvarende problemstillingar.

**Kvartærgeologisk kartlegging** i området er utført av Follestad (1987). Fluviale sediment dekker heile dalbotnen i nedre deler av dalane. Lenger opp i dalane ligg det store breelvavsetningar i fleire trinn. Isfrontposisjonen i Yngre Dryas er representert ved avsetningane nedst i dalane. Ei datering frå den nedste avsetninga i Litledalen tyder på at deler av avsetninga er av Preboreal alder.

Kummeneje har i samband med ei evt. utbygging av nytt havneområde ytterst på deltaet gjennomført totalt 18 boringar. I seks av desse boringane er det tatt prøver. Det største boredjupet er ca. 50 m (Kummeneje, 1985, 1989). Vi viser til desse rapportane for detaljert omtale av borerresultata.

Generelt kan resultata oppsummerast på følgjande måte (Kummeneje, 1989):

0 til 5-10 m djupn:	Vekslande sand- og siltlag, svært laust avsett.
5-10 til 35-40 m djupn:	Relativt homogene sandige/siltige avsetningar, dels med reine siltlag.
35-40 til 45-50 m djupn:	Vekslande sandige, siltige og leirhaldige lag. Truleg klarare lagdeling enn ovanfor. Gradvis overgang mot meir finkorna eller lausare lag mot djupet.

I boringane vart det observert lag som er rike på organisk materiale.

I samband med det **kommunale vassverket på Sjølandsøra** er det gjort mange **boringar, prøveinnsamling, testpumping, prøvepumping og produksjonspumping** (Storrø, 1986). Sjølandsøra er ei elveslette med toppflate 2-3 m over Driva sitt nivå og 7-8 m o.h.. Avsetninga dannar eit ope grunnvassmagasin som vert dominert av 2-3 m stein og grus over 17-18 m med grov sand/fin grus. På ca. 20 m djup ligg det finsand/silt som dannar botnen på magasinet. Det er variasjon i djupna til dette finkornige laget. Mykje organisk materiale er funne i avsetningane.

Sedimenta har stor hydraulisk konduktivitet og store vassmengder kan utvinnast, men det har vore store problem med for høgt jerninnhald i vatnet. Grunnvatnet vert no utvunne så høgt oppe i avsetninga at jernproblemet vert unngått.

**Akvaforsk** nyttar ferskt grunnvatn frå ei elveslette i Litledalen. NGU har gjennomført mange **boringar** på denne elvesletta for lokalisering av gode brønnpunkt (Nielsen, 1989) (borpunkt C,D og E, fig.2.1). Det er også utført boringar seinare i dette området (Eiliv Danielsen, pers.medd.)

Grunnvatnet i området har svært god kvalitet. Det er svakt stigande jerninnhald djupt i avsetninga, men dette utgjer ikkje noko problem. Boringane viser at det er opptil 22 m med grove avsetningar. Opp Litledalen minkar tjukna på grovkorna avsetningar. Det er ikkje rapportert funn av organisk materiale i desse avsetningane i Litledalen.

Det er gjennomført undersøkingar ved **Litledalselva** sitt utløp (Soldal, m. fl., 1990a og b, 1992, 1993). Målsetninga med desse arbeida har bl.a. vore å karleggja om det var råd å nytta det salte grunnvatnet i deltaet til fiskeoppdrett. Boringane viste ca 25 m med grove

sediment over finsand/siltavsetningar. Prøvepumpinga resulterte i ein dramatisk nedgang i saltinnhald i grunnvatnet. Det er dessutan ein del hydrogensulfid i vatnet som gjer at det er dårleg eigna til bruk utan behandling.

I samband med prøvepumping og utprøving av utstyr er det bora og tatt prøver av grunnvatnet og sedimenta langt ute på Litledalselva sitt delta (borpunkt A og B, fig.2.1). Desse undersøkingane stadfester det som er gjort lenger inne på same deltaet (Soldal, m.fl. 1990a).

NGU har teke prøve av overflatesedimenta ved Litledalselva sitt delta for kartlegging av **PAH-forurensing** (Volden, 1991). Det vert rapportert om PAH-verdiar høgare enn sannsynleg bakgrunnsverdi i 12 av 49 prøver.

Storset (1992) har utført **bakteriologisk undersøking av salt grunnvatn**. Han har brukt Vibrio-bakteriar som indikator på sjøvatnpåverknad. I det utpumpa salte grunnvatnet førekjem Vibriobakteriane i eit langt mindre mengde enn i sjøvatn. Bakterietallet ser ut til å følgje sykliske svingningar, men har ingen samanheng med tidevatnet sine fluktuasjonar.

Det er gjort **geotekniske undersøkingar på Norsk Hydro, Sunndal verk** sitt industriområde, sjå Noteby (1991) for oversikt over tidlegare arbeid. Generelt er det grovare sediment til større djup her enn i andre delar av deltaet. Fleire boringar viser sand og grusavsetningar ned til minst 50 m under terreng. Noteby (1991) har m.a. undersøkt **PAH-forurensinga av grunnvatn**. Dei rapporterer forurensing ned til 7 til 9 m under havnivå.

Refraksjonsseismiske undersøkingar av Hillestad (1984) viser at det er minst 500 m med lausavsetningar sentralt i deltaområdet.

Rønning (1985) har gjort geofysiske målingar på Sunndalsøra.

### 1.3 Utført feltarbeid

Dei første undersøkingane i delprosjekt 500, vart gjennomførde våren 1990 og dei siste hausten 1992.

**Boringar:** 10 boringar i 1990, 2 boringar i 1991 og 5 boringar i 1992. Berre 1 av boringane frå 1991 er rapportert fordi den andre ligg tett ved ein av boringane frå 1992 (fig.2.1).

**Refleksjonsseismikk:** 600 profilmeter i 1990 og 200 m i 1991.

**Georadar:** Ca. 3500 profilmeter i 1991 og ca. 2500 m i 1992 (fig.2.7).

**Geoelektrisk profilering** (pol-dipol målingar): Målingar i 1991 og 1992 (fig. 2.12).

**Langtids prøvepumping:** I alt tre ulike stader har vore utprøvd for prøvepumping og pumpeførsøk for estimering av hydrauliske parametarar for akviferen.

Dei fleste undersøkingane har vore konsentrert om eit område ved Litledalselva sitt utløp. Resultata av desse undersøkingane vart rapportert i NGU-rapport 90-067 (Soldal, m.fl. 1990), i ein populærfagleg artikkel (Soldal,et al. 1990) og i to vitenskapelege avhandlingar (Soldal, m.fl. 1992, 1993).



## 2 METODAR

### 2.1 Boring og prøvetaking

Til boringane i 1990 og 1992 vart NGU sin beltegåande borerigg, Borros brukt. Ei bærbar Pionjär boremaskin vart nytta i to boringar i 1991. Plassering av borpunkta er vist i fig. 2.1. Prinsippa for registrering av kornstorleik er like for begge boremetodane. Penetrasjonsmotstand og lyd ved boring vert nytta til tolkning. Betre grunnlag for objektiv tolking får ein ved nedsetting av 5/4" røyr og uttak av masseprøver og testpumping. Det er likevel grunnlag for ein del individuelle vurderingar i tolkinga.

Erfaringa til dei som utfører boringane er svært viktig i vurderinga av resultata. Masse- og vassprøver vart innsamla under testpumping frå 5/4" jernrøyr med slisseopning 3-4 mm og filterlengd ca. 1 m. Masseprøver kan ein få ved både utspyling frå masser som har samla seg i røyret under neddriving og ved utpumping av vatn. Vi har berre nytta pumpeprøver fordi dei er meir representative for sedimentet i det nivå filteret er plassert.

Vassprøvene er innsamla etter ca. 15 min. pumping, eller lengre tid der det er mykje finkorna sediment. Under boringane i 1990 vart berre temperatur og vassføring registrert p.g.a. feil med eit instrument. pH og alkalinitet vart målt på laboratoriet.

Vassprøvene vart analysert ved NGU sitt laboratorium etter standard prosedyrar (Ødegård og Andreassen, 1987).

Kornfordelinganalysane vart analysert ved sedimentlaboratoriet til NGU.

Under testpumping vart det også innsamla ein del skjell og organisk materiale som vart nytta for radiologisk datering. Ein prøve av større trerestar vart analysert ved Laboratoriet for radiologisk datering ved NTH i Trondheim (T-9899). Ein prøve av mindre skjellrestar vart analysert i Uppsala (TUa-292).

#### 2.1.1 Resultat, boringar

Boringane viser at deltaet utgjer ein open akvifer. Den dominerande kornstorleiken er stein/grus over sand/grus (fig.2.2 a og b). I dei fleste boringane treffer ein finkorna sediment under sand/gruslaget. Dei grovaste sedimenta ligg ved Driva sitt utløp i fjorden (fig. 2.2, boring 13).

Som vist av Soldal et al. (1992) er det ei veksling i kornstorleik som skuldast plasseringa av elvemunningen på ulike tidspunkt under deltautbygginga.

## 2.2 Vassanalysar

Prøvene vart analyserte for kation ved atomadsorbsjon (ICAP), anion ved ione-kromatografi, Gran titrering vart brukt til å finna alkalinitet, pH vart funne ved å bruka eit pH-meter og elektrisk ledningsevne vart funne ved å bruka eit konduktivimeter.

På grunn av høgt ioneinnhald i mange prøver er deteksjonsgrensa for dei ulike parametrane relativt høg, men prosentvis utgjer ikkje dette noko stor feilkjelde for hovedelementa. Ein mister likevel i mange tilfelle informasjon om diverse sporelement som kan vera viktige for karakterisering av vatnet.

Bikarbonat er ikkje analysert direkte, men i det aktuelle pH-området vil det meste av alkaliniteten skuldast bikarbonat (Freeze & Cherry, 1979). Analyseresultata er lagt inn i rekneark (Lotus) for å kunne studere forholdet mellom dei ulike elementa.

Prøver fra boring 1-7 er lagt inn i et dataprogram, PCWATEQ (Rollins, 1989) for utrekning av ionestyrke, TDS, aktivitetar og likevekter. Dette programmet tek omsyn til dei ulike iona sin aktivitetskoeffisienten som funksjon av ionestyrken, dette er viktig ved såpass høg salinitet som det er påvist i grunnvassprøvene.

For å testa programmet/analysane er det også brukt eit anna program, SOILSOLN (Walt, 1987) som er eit læringsprogram for modellering av likevekter. SOILSOLN og PCWATEQ bruker noko ulike opplysningar for utrekningane. Dersom ein får tilnærma like resultat med dei ulike programma er dette ein god kontroll på analysar/utrekningar.

Det er relativt godt samsvar i resultatata frå dei to programma. Felles for begge programma er at dei reknar ut likevekter for gibbsitt og alunitt. PCWATEQ reknar også ut likevektene for kalsitt og dolomitt som er dei minerala som vert nytta som referanse her.

PCWATEQ-resultatene let seg lagra på ei datamaskin, det gjeld ikkje for SOILSOLN. Det vert derfor berre nytta PCWATEQ-resultat.

### 2.2.1 Resultat

Analyseresultata frå første del av undersøkinga er rapportert i Soldal et al. (1990), Prøvene som vart innsamla i 1992 er vist i vedlegg 1.

Tabell 2.1 og fig. 2.3 viser fordelinga av hovedelementa i sjøvatn frå 40 m djupn i fjorden, salt grunnvatn, elvevatn frå området, ferskt grunnvatn frå borpunkt 4 (A) og grunnvatn frå akviferen lenger frå sjøen (B).

Prøve A er frå 5 meters djupn i borhol nr.4.

Det salte grunnvatnet er frå 17 m djupn i borpunkt 3.

Konsentrasjonane i alle prøvene er oppgitt som ppm.

Tabell 2.1

	Na + K	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Ca	Mg
Sjøvann	10155	18700	2500	138.5	385.9	1200
Salt gr.v.	9603	15700	2400	163	399.5	1300
Ellevann	2.6	3.8	2.7	6.1	1.3	0.32
A ferskt gr.vann	196.8	329	2	17.1	14.3	25.1
B ferskt gr.vann	35.4	56.3	13.1	13.4	8.7	4.4

Sjøvatnet skil seg lite frå det salte grunnvatnet. Det er større skilnad mellom elvevatn og ferskt grunnvatn, grunnvatnet inneheld som venta meir av dei fleste ion enn det overflatevatnet gjer. Eit unntak er prøve A som har tilnerma likt innhald av SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> som elvevatnet. Prøve B har lågare ioneinnhald enn A unnateke for SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, noko som kan skuldast at prøve A er meir påverka av marine forhold. Det låge SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-innhaldet i prøve A skuldast helst reduserande forhold, d.v.s. at SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> er redusert til HS<sup>-</sup>.

Vassprøvene viser ei relativt brei blandingssone mellom salt og ferskt vatn (fig.2.4). Storleiken på denne er styrt av tidevassforskjellen og den hydrodynamiske dispersjonen (Soldal et al. 1993).

Dei hydrokjemiske forholda vert meir omtala i kap.4.1.

## 2.3 Grunn refleksjonsseismikk

Innhaldet er vesentleg basert på Hunter et al. 1988.

Høgoppløyselig refleksjonsseismikk er tilpassing og modifisering av konvensjonelle refleksjonsseismiske teknikkar. Metoden kan nyttast til å registrere laggrenser og strukturar i bakken ved hjelp av lydbølgjer. Bølgjer vert reflektert frå grenser med endring i akustisk impedans (= produktet av lydfart og tettheit). Målingane vert utført med CDP-teknikken ('common depth-point') (fig.2.5). Det vert valgt ein fast avstand mellom skot og geofonrekke (24 geofonar). Avstanden vert valgt slik at innslag av "støy" (Rayleigh-bølgjer og luftbølgjer) vert minimalt. Ein får eit CDP-opptak ved at første skot vert registrert på geofonane 1-12 (6-fold dekning). Deretter vert skotpunktet flytta fram ein avstand som tilsvarar geofonavstanden, og det vert registrert på geofonane 2-13. Geofonrekke vert altså flytta framover i profilretninga. Data frå kvart skot vert lagra for seinare prosessering.

Bruken av høgoppløyselig grunn refleksjonsseismikk er basert på god forplantning og registrering av høgfrekvent energi. Dei frekvensane som vert nytta ligg vanlegvis i området 100-500 Hz, og reflektorar kan kartleggjast på djup i området 10 m til fleire hundre meter. Finkorna, vassmetta lausmassar forplantar høgfrekvent energi godt. Erfaring viser at det er viktig at lausmassene er vassmetta. Tørt og grovkorna materiale forplantar høgfrekvent energi dårleg.

Som høgfrekvent energikjelde vert det vanlegvis nytta spesiellag haglbørser. Geofonane som vert nytta har høg eigenfrekvens (50 eller 100 Hz). Registreringsinstrumentet (seismografen) har vidt dynamikkområde (høg oppløysning) og tett samplingsintervall.

Digital prosessering må utførast før presentasjon og tolkning av seismisk tidsseksjon. For CDP er det vanleg å utføra følgjande prosessering; trase-editering, CDP-sortering, muting, "hastighetsanalyse" (for djupnekonvertering av tidsseksjon), båndpassfiltrering, CDP-stacking, residuell statistisk korreksjon og migrering.

Bruksområde for grunn refleksjonsseismikk er omtala i vedlegg 2.

### 2.3.1 Utføring

Dei fleste refleksjonsseismiske målingane er omtala i Soldal et al. (1990a, 1992). Her tek vi for oss målingar utført i 1991.

Ved utføring av dei refleksjonsseismiske målingane vart det nytta ein teknikk kalt 'common depth-point' (CDP). Ved å registrere på 12 kanalar vart det oppnådd 6-fold (600%) dekning.

Ved målingane vart det som registreringsinstrument nytta ein 24-kanals digital 12-bits seismograf av typen Scintrex S-2 'Echo'. Det vart nytta geofonar med 50 Hz egiefrekvens. Energiseringskilda var 12-kalibers haglskot avfyrt frå ei spesiallaga borse.

Det vart målt eit profil (fire 12-geofonars utlegg) med ei lengde på 200 m langs georadarprofil D (fig.2.7). Viktige opptaksparametrar er lista i tabellen under;

Parameter	Verdi
Kanalar	12
Geofon- og skotavstand (m)	4
Avstand frå skot til første geofon (m)	20
Analogt lågkuttfilter (Hz)	200
Analogt høgkuttfilter (Hz)	2000
Opptakstid (ms)	150

Datakvaliteten var middels god. Digital prosessering omfatta; CDP-sortering, muting, "hastighetsanalyse", båndpassfiltrering (150-400 Hz), CDP-stacking og residuell statistisk korreksjon.

### 2.3.2 Resultat

Det seismiske profilet er vist i fig. 2.6.

Målingane stadfester tidlegare undersøkingar (Hillestad, 1984) m.o.t. den store tjukna av lausmassane i deltaet. Vi får også stadfesta at metoden er godt eigna til å studere den sedimentologiske oppbygginga av avsetninga. Dei sterkaste reflektorane finst i dei øvste 30 metrane av deltaet og viser deltautbygging mot nord. Ein ser også at det er større endringar i akustisk impedans øvst i deltaet. På større djupn er det ikkje så tydelege reflektorar. Nord i profilet på ca 60-80 m djup, ser ein reflektorar med hellning nedover mot sør, altså innover på deltaet. Desse strukturane kjem også fram i maringeologiske undersøkingar i fjorden og Giskeødegård (1983) tolker det som kompaksjon av deltasedimenta p.g.a. ujevn fjelltopografi. Ei anna mogleg tolking er at laga er skrånne p.g.a. utglidningar.

## 2.4 Georadar

Innhaldet er vesentlig basert på Davis og Annan (1989).

Georadar er ein elektromagnetisk målemetode som kan registrere laggrenser og strukturar i bakken ved hjelp av radiobølgjer. Ved målingane vert det sendt radiobølgjer ned i bakken, der dei vert reflektert frå laggrenser. Det er hovudsakeleg variasjonar i jorda sin relative dielektrisitet ( $\epsilon_r$ ) som gir refleksjon av bølgjer. Reflekterte signal vert registrert analogt eller digitalt. Djupna til reflektorar vert estimert på bakgrunn av tovegs gangtid ( $t$ ) og bølgefart i mediet ( $v$ ). Bølgefarten kan finnast ved CMP-målingar ('common mid-point', Sensors & Software Inc. 19??), eller utreknast frå uttrykket;

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} , \text{ der } c = \text{bølgefart i vakuum } (3.0 \cdot 10^8 \text{ m/s})$$

Likninga kan berre nyttast dersom ein kjenner  $\epsilon_r$ . Generelt aukar  $\epsilon_r$  med aukande vassinnhald (farten minkar). Djupna til ein reflektor kan utreknast med uttrykket;

$$d = \frac{vt}{2}$$

Svekking av signalstyrken skjer ved demping (absorpsjon), refleksjon, refraksjon og geometrisk spreidning. Dempinga har ofte størst innverknad for svekking av signala. Dempinga aukar med frekvens, relativ dielektrisitet og elektrisk leiingsevne, der sistnevnte faktor er av størst innverknad. Målemetoden er derfor best eigna i område med låg elektrisk leiingsevne (grovkorna sediment). I godt leiande materiale som marin silt/leire vil penetrasjonsdjupna vera helt ubetydeleg. I dårlig leiande materiale kan det ventas ei djupnekkvidde på fleire titalls meter når det vert nytta ei lågfrekvent antenne (f.eks. 50 eller 100 MHz). For grunnare undersøkingar vil ei meir høgfrekvent antenne gje betre vertikal oppløysing.

Bruksområde for georadar er omtala i vedlegg 3.

### 2.4.1 Utføring

Georadarmålingar vart utført langs 16 profil (fig.2.7). Georadaren som vart nytta er digital og av typen pulseEKKO IV (Sensors & Software Inc., Canada). Antenner med senterfrekvens 50 MHz vart nytta. Avstanden mellom antennene var 1 m. Andre opptaksparametrar er vist i tabellen under;

<u>Profil</u>	<u>Filnavn</u>	<u>Flyttavstand</u> (m)	<u>Lengde</u> (m)	<u>Opptakstid</u> (ns)	<u>Sampl.int.</u> (ns)	<u>Stacks</u>
H1	Litlvei	2	474	512	0.8	64
H2	Profilh	2	992	512	0.8	64
F	Haasp_f	1	160	512	0.8	64
C	Akvac	2	90	512	0.8	64
FT	Haasp_ft	1	71	512	0.8	64
B1	Akva2b	2	478	512	0.8	64
Naustveg	Naustveg	2	498	512	0.8	64
Akvafofb	Akvafofb	2	270	512	0.8	64
Fotbtver	Fotbtver	2	84	512	0.8	64
B	Akva2	2	118	512	0.8	64
D	Haasp_d	2	342	512	0.8	64
1	P1	2	756	1200	1.6	32
2	P2	2	416	1200	1.6	32
3	P3	2	177	1200	1.6	32
4	P4	2	94	1200	1.6	32
5	P5	2	25	1200	1.6	32

Målingane vart utført i område med høg grunnvasspegel, og farten 0.07 m/ns vart nytta ved djupnekonverteringa (basert på erfaringstall). Datakvaliteten vart forringa pga. dårleg penetrasjon som skuldast inntrenging av saltvatn frå fjorden. Saltvatn er godt elektrisk leiande og EM-bølgjene vart kraftig dempa.

#### 2.4.2 Resultat

Det er målt svært mange profilmeter med georadar. Vi presenterer derfor eit kart over deltaet med georadaren sin penetrasjonsevne (fig.2.7).

I dei delane av deltaet som har mykje ferskvatn får vi også detaljert informasjon om den sedimentologisk oppbygginga av avsetninga. I den grad det er av nytte, omtalar vi georadar-målingar i kap. 3 og 4.

Ein del generelle eigenskapar til georadarmålingane kjem fram, vi skal presentere dei viktigaste her.

Saltinnhaldet i grunnvatnet har avgjerande innverknad på georadarsignala sin penetrasjon. Fig.2.8 viser at penetrasjonsevnen minkar mot nord på figuren p.g.a. saltvassinntrenging. Fig.2.9 viser generelt liten penetrasjon, men i midtre del av figuren er det ein lokal auke p.g.a. eit område med grovare sediment i starten på en ny utbygningssyklus (Soldal et al. 1992). Fig.2.10 viser svake signal p.g.a. finkorna flaumsediment og/eller at det er brakt vatn i overflata.

## 2.5 Elektrisk profilering (pol-dipol-målingar)

Metoden vert nytta for å kartleggja laterale og horisontale endringar i elektrisk motstand langs profil.

Den elektriske motstanden til vassmetta sediment er i hovudsak styrt av kornstorleik og ioneinnhald i porevatnet.

I måleprofilet vert det nytta to potensialelektrodar og ein straumelektrode. Ein straumelektrode er plassert "uendeleg" langt unna, i praksis meir enn 400 m.

Ved å halda avstanden mellom potensialelektrodane fast og flytta straumelektroden stegvis utover, får ein ei djupne- sondering i kvart punkt. Elektrodeoppsettet vert flytta til neste punkt der ein tek opp att måleprosedyren. Måleprosedyre og utrekning av tilsynelatande resistivitet er vist i fig 2.11.

Motstandsverdiane kan framstillast som profilkurver for kvar straumelektrodeavstand, som djupnesonderingar i kvart målepunkt eller som pseudoseksjonar.

Målemetoden gir eit tilnærma kontinuerleg bilete av motstandsforholda langs det målte profilet.

### 2.5.1 Utføring

I målingane vart det nytta eit ABEM Terrameter. Elektrodeavstand var 5 eller 10 m, dette påverkar kor djupt i avsetninga ein får målingar.

Fig. 2.12 viser plasseringa av dei målte profila. I vedlegg 4 er målingane vist som pseudoseksjonar.



## 2.5.2 Resultat

Ein kan nytta metoden til å tolka geologiske forhold i deltaet. Der porevatnet har høgt saltinnhald vil resistiviteten vera så låg at det er vanskeleg å skilja ut geologiske endringar. Fig. 2.13 viser pseudoseksjon 4. Det skraverte området har ein svak auke i resistivitet som kan skuldast auka kornstorleik.

Vi framstiller resultata som djupn frå overflata til 4 og 32 Ohm-m (fig. 2.14 og 2.15) Der djupna er oppgitt til å vera 16 m, er det i praksis meir enn 16 m.

Karta (fig. 2.14 og 2.15) viser fordelinga av salt og ferskt grunnvatn i deler av akviferen. Variasjonar i kornstorleik gir relativt små endringar i resistivitet i forhold til endringar i saltinnhald.

### 3 GEOLOGISK OPPBYGNING OG GENESE

#### 3.1 Alder på avsetningane

I både Sunndalen og Litledalen ligg det store isfrontavsetningar frå slutten av siste istid. Follestad (1987) har datert skjell frå marine avsetningar (80 m o.h.) i framkant av frontavsetninga lengst nede i Litledalen. Denne dateringa på 9740 +/- 250 <sup>14</sup>-C år viser minimumsalderen på når fjorden vart isfri. Dette indikerer også at isranddeltaet vart oppbygd tidleg i Preboreal.

Vi har fått utført to dateringar av organisk material i avsetninga. Fig. 2.1 viser plasseringa av prøvestadene.

Prøve nr. 1 er frå 16 m djup i borhol nr. 17 og har ein kalibrert alder på 2035 ± 90 år (TUa 2290), prøve nr 2 er frå 20 m djup i boring A og har ein kalibrert alder på 1150 ± 50 år (T 9899).

Eit viktig poeng med å datera avsetninga er at den gjev ein samanheng mellom eigenskapar til grunnvatnet og alderen på avsetninga.

I dei fleste boringane i dei nedre og ytre områda av Litledalsdeltaet og på Sunndalsøra er det registrert organisk materiale i sedimenta. Nedbrytning av dette medfører eit stort forbruk av oksygen. Dette fører til reduserande forhold som gjev grunnlag til ulike redoxprosessar, bl.a. danning av hydrogensulfig.

#### 3.2 Sedimentasjonsrate

Prøvene brukt til aldersdatering ligg omlag på linje med den avsetningsretninga deltaet til Driva har bygt ut (Follestad, 1987). Avstanden mellom prøvestadene er ca. 800m, med ein aldersskilnad på 885 år gjev dette ein omtrentleg utbyggingsrate på 1 m/år.

Vertikal oppbygning av deltasedimenta kan ein best estimere ved å studere prøve nr. 2 fordi den ikkje er bygt over havnivå. I området som prøve nr.1 er innsamla er det ikkje noko aktivt sedimentasjonsmiljø, eit estimat frå dette området vil derfor gje ein for låg sedimentasjonsrate.

Prøve nr. 2 er henta frå ca. 20 m djup og har ein alder på 1150 år BP, dette gjev ein tilnærma sedimentasjonsrate på 5 cm/år.

Liknande sediment i eit fjordmiljø i Alaska viser sedimentasjonsrater av same storleiksorden (Bartsch-Winkler, m.fl. 1983).

For Altadeltaet har Corner et al. (1990) estimert utbyggingsraten til å vere 0.4 m/år gjennom dei siste 6000 år. P.g.a. at fjorden utvidar seg har denne utbyggingsraten minka. Vertikal oppbygging er estimert til 10 cm/år på 15 m djupn i deltaskråninga.

Det er sjølvsagt mange feilkjelder til slike estimat, sedimentasjonen kan ha vore avbroten, erosjon kan ha vore viktig i enkelte periodar, utbygginga kan ha vore ulik ulike stader på deltaet og prøven kan ha vore forurensa. Det er også ein del feilkjelder knytt til dateringsmetoden. Det er også ein fare for at det innsamla materialet kan ha vorte resedimentert. Likevel vel vi å bruka dette estimatet som eit mål på den reelle sedimentasjonen.

### 3.3 Sedimentologi

Fjorddeltaet som har vorte utbygt kontinuerleg så lenge det har vore isfritt i området er eit typisk elvedominert regresjonsdelta. Dette medfører erosjon i eldre avsetningar og ny avsetning lenger ute på deltaet som ei følge av landhevinga.

Det er rimeleg å tru at sedimentasjonsraten var høg dei første tusen åra etter deglasiasjonen fordi det føregjekk ei rask landheving, lausmassane var lite dekkja av vegetasjon og mykje lausmassar var tilgjengeleg for erosjon. Dette er truleg årsaka til at ein ikkje har kvalitetsproblem med grunnvatnet i Akvaforsk sine anlegg, dei kan vera oppbygde av resedimenterte glasifluviale avsetningar utan nemneverdige restar av organisk materiale.

Dei geofysiske målingane viser svært mektige lausmasseavsetningar i deltaet. Boringane til Kummeneje (1989) viser at lagdelinga er klarare under 35-40 m djupn i ytre deltaområde. Dette kan tyda på eit anna sedimentasjonsmiljø, og det mest nærliggande er å tru at dette er glasimarine avsetningar. Den klare vekslinga i kornstorleik kan tyda på ein større variasjon i straumstyrke, noko som er karakteristisk for brenære sedimentasjonsmiljø. Kanskje kan dette i så fall representere ras/utglidningar, fordi avsetningsdjupet må ha vore ca. 170-180 m.

Det seismiske profilet (fig. 2.6) viser sterke reflektorar i øvste del av deltaet. Dette kan skuldast ei større veksling i kornstorleik enn i djupare deler, men også at energimengda i dei seismiske signala er mindre dempa.

Skrålaga med helling innover på deltaet kan skuldast utglidning av sedimenta. Ei anna moglege forklaring er at profilet viser deler av ein submarin isfrontavsetning.

Vi trur ikkje at denne lagstillinga kan skuldast kompaksjon av sedimenta fordi det ser ut til å vera horisontale lag under dei skråstilte laga.

Deltaet ser ut til å vera av fleire generasjonar. I dette prosjektet er vi først og fremst interessert i den yngste deltagenerasjonen fordi den viktigaste akviferen finnst der.

Dei fleste kornfordelingsanalysane frå den yngste delen av deltaet (Soldal, m.fl. 1990) viser at sandfrakjona er dominerande kornstorleik.

Dette kjem seg dels av at kornfordelingsanalysane er utført på oppumpa sediment. Dersom sedimentet er for finkorna let det seg ikkje gjera å pumpa opp sedimentholdig vatn. Fine og grove partiklar vert også tapt ved den nytta metoden for sedimentinnsamling. Det er likevel god grunn til å gå ut frå at sand er dominerande ut frå dei andre undersøkingane som er gjort.

På verksområdet til Norsk Hydro, Sunndal verk er det registrert opptil 50 m med sand og grusavsetningar (Noteby, 1991). Dette indikerer at det ved Driva er mektigare avsetningar av grovkorna sediment over finsand/silt/leiravsetningar enn det er i andre delar av deltaet. Dette tolkar vi som eit resultat av at denne elva har størst kompetanse. Det er tydeleg at Driva er den mest aktive elva i utbygginga av dagens delta. Ein ser dette m.a. på forma på deltafronten og retninga på gamle elveløp.

T.d. boring 11 og 12 viser at i ytre deltaområde er det meir grovkorna materiale i midtre deler av deltaet enn det er der Litledalselva byggjer ut sitt delta (t.d. borhol nr. 3, fig. 2.1).

Som nemnt er det berre i Akvaforsk sine grunnvassverk at det ikkje er registrert problem med innhald av jern (reducerande forhold). Avsetninga som brønnane er plassert i ligg relativt nær isfrontavsetninga i Litledalen. Vi tolkar desse sedimenta til å vera resedimentert glasifluvialt materiale som har vorte avsett tidleg under isavsmeltinga. Som dateringar og funn av organisk materiale viser så er den dominerande delen av deltaet avsett lenge etter isavsmeltinga. Det er ein indikasjon på at det er ein samanheng mellom alderen på avsetningane, kornstorleik og grunnvatnet si samansetning.

Dei eldste avsetningane er grove, resedimenterte glasifluviale avsetningar i nærleiken av isfrontposisjonane. Alderen på avsetningane gjer at det som evt. måtte vera av organisk materiale kan ha vorte nedbrote, men mest truleg har innhaldet vore lågt også i avsetningsperioden.

Dei grovkorna avsetningane nær isfrontposisjonane er generelt mindre mektige enn lenger ute på deltaet.

Dei Holosene avsetningane er generelt meir finkorna og inneheld relativt mykje organisk materiale.

Det grove topplaget er ikkje utsett for erosjon no fordi landhevninga er relativt liten. Erosjonen som foregår på deltaet no finn stad i elveløpa og ved elvemunningane, der det er

erosjon i eldre deltasediment og avsetning av nye og grovare etter som elveutløpet skifter plass. Dette er spesielt tydeleg ved Litledalselva (Soldal, m.fl.,1992).

Korrelasjon av ulike boringar, georadar pol-dipol og refleksjonsseismiske profil er nytta til å tolka den sedimentologiske oppbygninga av deltaet.

Materialet som er nytta til tolking av sedimentologien ved Litledalselva sitt utløp er presentert i Soldal, m.fl. (1990, 1992).

Georadarmålingane stadfester avsetningsretningane som kjem fram på det kvartærgeologiske kartet (Follestad,1987). Skrålaga av deltasedimenta er tydelege på georadarprofil 1 (fig. 2.7) og viser ei avsetningsretning mot nordvest.

Georadarmålingane stadfester også det som truleg er karakteristisk for kornstorleiksfordelinga på deltaet, nemleg at det grovaste materiale ligg i starten på ein ny utbyggingssyklus (fig.2.9).

### **3.4 Konklusjon**

Akviferen tilhøyrer den delen av deltaet som er utbygt i Holosene. Organisk materiale i avsetninga vert nedbrote og fører til reduserande forhold med bl.a. danning av H<sub>2</sub>S.

Deler av avsetninga i Litledalen (sør for Akvaforsk) er truleg oppbygt av resedimenterte glasifluviale avsetningar som inneheld lite organisk materiale. Grunnvatnet i denne del av magasinet er av god kvalitet.

Både det kvartærgeologiske kartet (Follestad, 1987) og georadarmålingane viser at Driva har stått for ein større del av deltautbygginga enn Litledalselva.

Deltaet er karakterisert av skiftande posisjonar av elvane sine utløp. Elva avset dei grovaste sedimenta nær utløpet. Til sida for, og lengre ute på deltaet vert finare sediment avsett. Når elveosen skiftar posisjon til eit område med relativt finare sediment vil desse verta erodert og erstatta av grovare. Denne vekslinga kjem fram som avsetningar der lagdelinga har større fall og er oppbygd av grovare sediment (grusig sand) enn til sida for elveløpet der sand er dominerande (Soldal et al., 1992)(fig. 3.1).

## 4 HYDROGEOLOGI

### 4.1 Hydrokjemi

Karakteristisk for det undersøkte området er store hydrokjemiske gradientar, frå salt til ferskt grunnvatn. Eit hovedproblem er å skilja ut kva kjemiske endringar som skuldast blanding mellom salt og ferskt grunnvatn, og kva som skuldast prosessar som adsorpsjon/ionebytte, forvitring og utlekking av gammalt porevatn.

Dei kjemiske likevektene endrar seg i forhold til ulike blandingsforhold av salt og ferskt grunnvatn og det er interessant å estimere kva som vil skje ved utpumping av grunnvatn.

#### 4.1.1 Sulfat

Fig. 4.1 a og b viser at  $\text{SO}_4^{2-}$ -innhaldet aukar med aukande  $\text{HCO}_3^-$ -innhald opptil ein bikarbonataktivitet på 0.003-0.004 mol/l. Ved høgare aktivitet av bikarbonat minkar aktiviteten av sulfat. Chebotarev (1955) presenterer ei vanlig utvikling av grunnvatn der ein ved aukande alder går frå eit område der bikarbonat dominerer over sulfat til eit område der sulfat dominerer over bikarbonat. Dette er illustrert i venstre del av fig. 4.1.

Nedbryting av det organiske materialet som finst i massane skjer først ved utnyttjing av tilgjengeleg  $\text{O}_2$ . Når alt oksygen er brukt opp vil andre kjelder for oksydasjon bli tatt i bruk, til dømes  $\text{SO}_4$ :



(Freeze & Cherry, 1979).

Reaksjonen gjev bikarbonat ( $\text{HCO}_3^-$ ) og hydrogensulfid ( $\text{HS}^-$ ) som endeprodukt. Under pumping av salt/brakt grunnvatn kjende ein sterk lukt av  $\text{H}_2\text{S}$ , noko som også tyder på reduserande forhold.

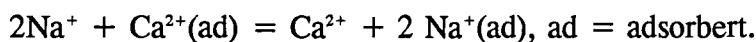
Ved bakteriologisk nedbrytning av  $\text{CaSO}_4$  kan det verta produsert elementær svovel (Manahan, 1984). XRD-analysar viser at elementær svovel vart utfelt ved pumpebrønnane. Ved aukande salinitet (klorinitet) er det aukande sulfatinnhald (fig. 4.2), det viser at dei reduserande forholda ikkje har sammenheng med med det saltaste vatnet. Djupna til reduserande forhold er vist i fig. 4.3. Det ser ut til at djupna til reduserande forhold kan relaterast til opphaldstid for vatnet.

#### 4.1.2 Adsorbsjon/ionebytte/forvitring

Den elektriske ubalansen som ofte finst på mineralpartiklar kan verta balansert ved adsorbsjon av lada ion. Leire er ofte ein sterk adsorbent sidan den spesifikke overflata er stor og sidan den har elektrisk ladning. Oftast har leirmineral eit overskot av negative ladningar i krystallgitteret. Derfor vil adsorbsjonsprosessar i jord favorisere adsorbsjon av kation. Divalente kation vert generelt sterkare adsorbent enn monovalente. Ein del anion er for store til at dei vert effektivt adsorbent, dette gjeld  $\text{HCO}_3^-$  og  $\text{SO}_4^{2-}$ .

Organisk materiale kan vera ein viktig adsorbent dersom det opptre i tilstrekkelege mengder i akviferen.

I mange naturlige grunnvatnsystem er ionebytte mellom  $\text{Na}^+$  og  $\text{Ca}^{2+}$  viktig, dette kan illustrerast på følgjande måte



Figur 4.4 a viser forholdet mellom  $\text{Na}^+$  og  $\text{Ca}^{2+}$  som funksjon av pH. Det er stor spreiding av dataene, men ein svak tendens til at  $\text{Na}^+$  aukar i forhold til  $\text{Ca}^{2+}$  ved aukande pH. Ein relativ aukeing av  $\text{Ca}^{2+}$  i forhold til  $\text{Na}^+$  ved minkande pH kan skuldast større grad av oppløysning av  $\text{CaCO}_3$  og dermed auka  $\text{Ca}^{2+}$ -konsentrasjon.

Ei alternativ tolkning er at til meir negativ ladning som finst på mineraloveroverflatene, til meir adsorbsjon av divalente kation.

Figur 4.4 b viser Na/Ca-forholdet som funksjon av Cl<sup>-</sup> (salinitet). Vassprøvar som plottar over utblandingslinja for sjøvatn har eit underskot på  $\text{Ca}^{2+}$ -ion i forhold til sjøvatn. Dette kan skuldast at  $\text{Ca}^{2+}$ -ion vert sterkare adsorbent til partiklar enn  $\text{Na}^+$ . Vassprøvar som plottar under utblandings-linja for sjøvatn har overskot på  $\text{Ca}^{2+}$ , dette kan skuldast forvittringsreaksjonar, t.d. oppløysning av  $\text{CaCO}_3$ .

Figur 4.5 viser forholdet mellom  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  som funksjon av Cl<sup>-</sup>. Dei fleste prøvene har høgare Na/Cl-forhold enn i sjøvatn. Dette kan skuldast at  $\text{Na}^+$ -ion er sterkare adsorbent til leirpartiklar enn Cl<sup>-</sup>-ion.  $\text{Na}^+$ -konsentrasjonen er påverka av om det er salt- eller ferskvatn som trengjer inn i ein akvifer.

Mercado (1985) har vist at dersom det er saltvatn som trengjer inn så vil Na/Cl-forholdet minka og dersom ferskvatn trengjer inn, vil forholdet auka. Fig. 4.5 har ei form som er karakteristisk for inntrenging av saltvatn i ein akvifer med ferskt vatn av Ca-HCO<sub>3</sub>-type (Mercado, 1985).

K<sup>+</sup> har ein høgare affinitet for adsorpsjon enn Na<sup>+</sup>, og Ca<sup>2+</sup> har høgare affinitet enn Mg<sup>2+</sup>. Generelt gjeld også at divalente ion vert sterkere adsorbent enn monovalente. Figur 4.6 viser forholdet mellom Na<sup>+</sup> og K<sup>+</sup> som funksjon av Cl<sup>-</sup>. Ved låg Cl-konsentrasjon aukar kalium i forhold til natrium, og ved høgare klorinitet er det reduksjon av dette forholdet fordi K<sup>+</sup> også stammar frå forvitring, medan Na<sup>+</sup> hovudsaklig stammar frå sjøvatn.

#### 4.1.3 Metningsgrader

I akviferen er det store hydrokjemiske gradientar. Det er derfor viktig å studere kva som vil skje ved ei eventuell endring av det naturlige miljø. Utpumping av grunnvatn vil medføre at ulike vasstyper kjem i kontakt med kvarandre. Det mest aktuelle problemet er utfellingar i det utpumpa grunnvatnet. Under prøvepumpinga vart det observert utfellingar av elementært svovel.

Metningsgraden av kalsitt og dolomitt er utrekna ved hjelp av PCWATEQ (Rollins, 1989). Metningsgraden i forhold til ionestyrke og pH er vist i fig. 4.7 a og b. Ein ser at metningsgraden aukar med begge desse parametrane.

Vi vil med eit eksempel visa kva som vil skje med metningsgraden av ulike element ved eit bestemt blandingsforhold av ulike vasstypar. På grunnlag av salinitetsverdiar vart det av Soldal et al. 1992, foreslått ein enkel innstrøymingsmodell til pumpebrønnane. Denne modellen vart brukt til å konstruere ein vasstype som metningsgraden er rekna ut på.

Modellen er basert på at ein blandar ulike vasstyper i ulike mengdeforhold. Vasstypane som inngår (Obs.7, prøve 35 og 38) er vist i tabell 4.1.

Vatnet som vert pumpa ut (br. II) og den modellerte vassprøven (modell) er også vist i denne tabellen

**Tabell 4.1**

	Obs.7	Pr35	pr.38	br. II	Modell
I	0.14	0.21	0.55	0.39	0.36
TDS	817	10832	27727	20387	18154
Aragon.	-2.56	-1.48	0.31	0.05	-0.27
Kalsitt	-2.4	-1.32	0.46	0.21	-0.12
Dolomitt	-4.2	-2.16	1.55	1.02	0.35

I = Ionestyrke [-]    TDS = "Total Dissolved Solids" [mg/l]



Av ionestyrke og TDS ser ein at modellen ligg nær det observerte i brønn II. Modellen har 10 % for lågt TDS-innhald, dette kan truleg forklara at metningsgradene også er litt lågare i modellen enn i brønnen.

Figur 4.7 a viser forholdet mellom ionestyrke og metningsgrader for kalsitt og dolomitt for dei modellforsøka som er gjennomført. Ein ser at det er eit svakt liniært samband mellom desse parametrane. Derfor går vi ut frå at fig.4.7 kan brukast empirisk. Av figuren ser ein at ved ein ionestyrke på over ca. 0.4 er dei fleste prøvene metta på kalsitt og dolomitt.

Ein ser av tabell 4.1 og fig. 4.7 at skilnaden i modellerte og observerte verdiar kan forklarast med at innstrøymingsmodellen ikkje er presis nok og at dei modellerte ionestyrkane derfor vert for låge. Ei anna feilkjelde kan vera valg av prøvar.

Som konklusjon kan ein likevel seie at den modellerte vassprøven stemmer relativt bra med det observerte. Dette støttar også opp under strøymingsmodellen inn til brønnen.

#### 4.1.4 Inntrengning av salt grunnvatn

Ein god indikator på inntrenging av salt grunnvatn kan vera elektrisk ledningsevne eller kloridinnhald i vatnet. Vi brukar  $\text{Cl}^-$  som indikator. Ein kompliserande faktor er at ein får  $\text{Cl}^-$ -tilførsel frå nedbør og gammalt porevatn i tillegg til resent inntrengning av salt grunnvatn. Det kan derfor vera interessant også å bruka andre indikatorar for å finna blandingsforholdet.  $\text{Br}^-$  og  $\text{Sr}^{2+}$  har vore brukt som indikatorar på påvirkning av sjøvatn (bl.a. Morell, et al., 1986).

Bromid finst til vanleg i små mengder i ferskvatn, 0.01- 1 mg/l. I sjøvatn er det gjennomsnittlege bromidinnhaldet 65-68 mg/l (Rankama & Sahama, 1950), På 40 m djupn på deltafronten i Sunndalsfjorden er innhaldet 59.3 ppm, det er mindre enn 0.5 ppm  $\text{Br}^-$  i elvevatnet.

I ei prøve av ferskt grunnvatn (pr. B, i tabell 2.1) er det 0.217 ppm  $\text{Br}^-$ .

I dei fleste analysane var dekteksjonsgrensa for  $\text{Br}^-$  20 ppm, det betyr at det må vera ca. 34 % saltvatn i prøven før bromid kan målast (dersom gjennomsnittskonsentrasjonen i fjorden er 59.3 ppm).

Bromid har låg kjemisk aktivitet og er derfor ein god indikator på blandingsforholdet mellom salt og ferskt vatn.

$\text{Sr}^{2+}$  er ein mindre komponent av naturleg vatn og kan bl.a. opptre som Celestitt ( $\text{SrSO}_4$ ) og Strontamitt ( $\text{SrCO}_3$ ). I sjøvatnet på Sunndalsøra er det 5.6 ppm  $\text{Sr}^{2+}$ , globalt gjennomsnitt er ein stad mellom 9 og 14 ppm. I elva ved sida av akviferen er det 0.007 ppm  $\text{Sr}^{2+}$ .  $\text{Sr}^{2+}$  kan

ein stad mellom 9 og 14 ppm. I elva ved sida av akviferen er det 0.007 ppm  $\text{Sr}^{2+}$ .  $\text{Sr}^{2+}$  kan delta i prosessar som ionebyte og evt. verta utfelt (Davis & de Wiest, 1971).

I fig. 4.8 ser ein at det er ein svak sammenheng mellom Br og  $\text{Sr}^{2+}$ .

Nesten alle vassprøvane har overskot av  $\text{Sr}^{2+}$  i forhold til uttynningslinja av sjøvatn.

Dette indikerer at det er fleire kjelder til  $\text{Sr}^{2+}$  enn sjøvatn.

Likevektsanalysane viser at både Strontanitt og Celestitt er undermetta i alle prøvane (inkl. sjøvatnet).

Dette kan tyde på at det skjer ei oppløysning av  $\text{Sr}^{2+}$  i akviferen.  $\text{Sr}^{2+}$  og  $\text{Ca}^{2+}$  har liknande eigenskapar. Dei opptreir begge i skallet på marine organismar og har same forvittringseigenskapar. Oppløysning av kalkskall fører dermed til auka konsentrasjon både av  $\text{Ca}^{2+}$  og  $\text{Sr}^{2+}$  (G.Jacks, pers. medd.).

I andre arbeid av liknande karakter (Morell et al., 1986) vert det rapportert det om svært god korrelasjon mellom desse parametranne.

#### 4.1.5 Konklusjon

Blandingsgraden mellom ferskt og salt grunnvatn er den viktigaste enkeltfaktoren som bestemmer den kjemiske samansetninga til grunnvatnet.

Adsorpsjon, ionebyte og forvitring er viktige prosessar for det ferske vatnet sin samansetning.

Alle korrelasjonsplotta av Cl mot andre ion indikerer at det går eit skilje ved ein aktivitet på ca. 0.15 mol/l. Den mest nærliggjande konklusjonen av dette er at det er to ulike vasstypar i ulike blandingsforhold. Dette er vanskelig å akseptere ut frå hydrologiske vurderingar fordi prøvene er innsamla relativt tett og dekkar området frå fersk til salt grunnvatn. Dersom det er riktig må det eksistere ei svært smal grensesone mellom dei ulike vasstypane. Dei fleste målingane indikerer ei brei blandingsone.

## 4.2 Infiltrasjon av vatn frå elv til grunnvassmagasin

Eit utbreidd problem i mange kyststrøk er at overforbruk av grunnvatn fører til ekstra inntrenging av salt grunnvatn. Dette øydelegg kvaliteten dersom vatnet skal brukast til drikkevatt.

Redusert vassføring i vassdrag, t.d. som resultat av vassdragsregulering, kan på same måte som overforbruk av ferskt grunnvatn føre til ekstra inntrenging av salt grunnvatn i kystsona.

Skilnaden i tettleik til salt og ferskt vatn fører til at det i dei aller fleste tilfelle er ei viss inntrenging av "tungt" salt nær sjøen. Den kjente Ghyben-Herzberg-likninga er ofte brukt til å finna balansen mellom ferskt og salt grunnvatn. Det er vist av Glover (1964) at nær utstrøymingsområdet ved kysten kan denne likninga ikkje brukast.

Variasjonar i elvevassføring gjennom året, og daglege tidevatn-variasjonar gjer det vanskeleg å måle den effektive hydrauliske gradienten i eit slikt grunnvatnmagasin. Utan å kjenne dei hydrauliske gradientane er det ikkje mogeleg å avgjere kor viktig elvevassføringa er for balansen mellom salt og ferskt grunnvatn. Ein del arbeid er gjort på å ta korte måleseriar av nivåendringar i grunnvatnivå som funksjon av flo og fjøre (t.d. Erskine, 1991). Effektiv hydraulisk gradient der flo og fjøre har innverknad er bl.a. studert av Serfes (1991). Målingane viser "effektiv hydraulisk gradient" i ein kort periode.

Soldal et al. (i trykk) har nytta geofysiske målingar, matematisk modellering og korte måleseriar for å finna den gjennomsnittlege hydrauliske gradienten ved Litledalselva.

Det typiske for eit fjorddelta er at det har eit såkalla baroklint trykkfelt. Det betyr at flater med likt trykk ikkje er parallelle med flater med lik tettleik i vatnet. Hydraulisk gradient kan derfor ikkje utleiast frå målingar i observasjonsrøyr når tettleiken til vatnet varierer (Hubbert, 1957, Hickey, 1989).

Inntrenginga av salt grunnvatn er eit resultat av den hydrauliske gradienten i området.

Derfor kan kartlegging av eit indirekte mål på salinitet/ tettleik, t.d. ledningsevne eller kloridinnhald i vatnet, gje indikasjon på den effektive hydrauliske gradienten.

Denne gradienten er i stadig endring som funksjon av flo og fjøre. Ein føresetnad for at metoden skal gjelde er derfor at det er dei gjennomsnittlege forholda som avgjer fordelinga av salt og fersk vatn. Måling av kjemiske parametrar i same punkt til ulik tid viser stabile forhold; det er rimeleg å tru at denne føresetnaden er gyldig. Som kjent frå vekselverknader mellom vassnivå i elvar og tilgrensande grunnvassmagasin er det trykkforplantingar som gjer at variasjonar kan målast langt frå elvane, ikkje ei vesentleg forflytning av vatn.

I akviferen ved sida av Litledalselva er det estimert at grunnvatnet strøymer ca. 4.5 m tilbake p.g.a. vassnivået ved flo sjø.

Infiltrasjonen av elvevatn til grunnvassmagasinet vart undersøkt ved Litledalselva fordi der har ein dei mest detaljerte undersøkingane (fig. 4.9).

Både temperatur- og ledningsevneprofil viser den generelle utbreiing av dei ulike vasstypene. Fig. 4.10 viser eit tverr- og eit lengdeprofil av ledningsevnen til grunnvatnet ved Litledalselva. Profila viser at nær Litledalselva er det relativt ferskt grunnvatn til minst 21 m under middel havnivå. Ledningsevnen (saliniteten) i grunnvatnet er høgare lenger frå elva og lenger ut mot fjorden.

Fig. 4.11 viser fordelinga av temperatur og kloridinnhald i ulike nivå. Det kaldaste grunnvatnet (fig. 4.11, a-c) ligg nær elva og er tydeleg eit produkt av infiltrert kaldt elvevatn. Temperaturgradienten ut i grunnvassmagasinet er ulik i ulike nivå, på 3 m djup er gradienten retta meir mot aust enn kva den er lenger nede. Det skjer så raske strøymningar i området at temperaturfordelinga er resultatet av vatn som forflyttar seg og ikkje termisk ledning.

Fig. 4.11 d-f som viser kloridinnhald i ulike nivå. Ein ser at isoklorlinjene ikkje er samanfallande med isotermlinjene. Det er enklare å slå fast opphavet til kloridinnhald enn ein viss temperatur i grunnvatnet, derfor bør klor brukast til å studere balansen mellom ulike vasstypar. Temperaturfordeling kan brukast berre som ein indikasjon. Kloridinnhaldet på 7 m djup (fig. 4.11d) er lågt i sørligaste delen av området. Ein sterk nordlig gradient indikerer eit påtrykk av ferskvatn frå sør. Djupare nede i akviferen følgjer isoklorlinjene meir den generelle lengderetninga av Litledalselva (fig. 4.11 e og f).

Fig. 4.11 e viser at det må vera eit grovkorna lag på 11 m djup der det vert pressa ferskare vatn frå borpunkt 4 til 5.

Fig. 4.12 viser djupna til grunnvatn med 2 og 10 promille Cl-innhald og til ledningsevnen 30 mS/cm. Ein ser at kloridgradienten avtar ved kanalen aust for boring 1 og 2. Det elveinfiltrerte grunnvatnet strøymar truleg ut i denne kanalen.

Souza og Voss (1986) har vist at grunnvatnet strøymar på tvers av isoklorlinjer. Ved å laga kart over kloridinnhaldet vil ein altså få eit bilete av den omvendte hydrauliske gradienten. Det er eit nært samband mellom ledningsevne og kloridinnhald i vatnet. Derfor kan ein bruka fordelinga av ledningsevne som mål på kloridfordelinga og dermed den hydrauliske gradienten.

Figur 4.12 c viser at den hydrauliske gradienten endrar seg utover på deltaet. Sør i området er gradienten retta mot nordaust, lenger mot nord er den meir austleg. Dette viser at kanalen ved boring 6 (som er sperra av ei demning) fører til at mykje ferskvatn drenerer mot nord og pressar saltvatnet meir mot aust. Vassprøvene er samla inn gjennom 1 m lange slisser i peilerøyra, derfor er det ikkje grunnlag for ei nøyaktig utrekning av gradienten.

Denne figuren fangar opp litt av dei ulike trendane ein ser i figurane 4.11 og 4.12 og skulle såleis gje eit mål på den gjennomsnittlege hydrauliske gradienten.

#### 4.2.1 Diskusjon

Kart over temperatur- og ionefordeling i det undersøkte området viser kvalitativt infiltrasjonen av elvevatn i fjorddeltaet.

I det øvre, grove laget i deltaet er infiltrasjonen styrt både av Litledalselva og dei mindre kanalane. På større djupn i akviferen betyr dei minste kanalane mindre, det er hovedløpet til Litledalselva som er viktigast for den hydrauliske gradienten, og dermed infiltrasjonen. Dette er også vist ved matematisk modellering og geofysiske undersøkingar (Soldal et al. 1993).

Den direkte infiltrasjonen frå elva er viktig i den delen av grunnvatnmagasinet som ligg nærast elva. Elvevatn som infiltrerer i avsetninga lenger oppe i dalen har sjølvsagt stor innverknad på heile strøymingsbildet, men redusert elvevassføring vil føra til størst auke i saltvatn- inntrengning nær elva.

Penetrasjonen av georadarsignala (fig.2.7) er størst ved elvane og langt frå fjorden. Dette viser at begge elvane infiltrerer mykje ferskvatn til grunnvassmagasinet.

I fig. 4.13 er det konstruert straumlinjer for grunnvatnet, basert på at georadarpenetrasjon er styrt av saltinnhaldet i grunnvatnet. Straumlinjene er konstruert vinkelrett på djupnekotane. Dette viser at det hovudsakeleg er infiltrasjon av elvevatn til akviferen, men også det omvendte i enkelte område.

Dersom ein er relativt nær eit vassdrag kan ein utnytte ferskt grunnvatn langt ut mot sjøen. På same måte viser undersøkingane at dersom salt grunnvatn skal utnyttast er det ikkje gunstig å utvinna dette nær vassdraget fordi det vil verta ekstra infiltrasjon av ferskt vatn. Dette er vist av Soldal, m.fl.(1992), saliniteten i vatnet gjekk drastisk ned ved pumping nær punkt 7 (fig.4.9) på grunn av induert elveinfiltrasjon.

Den høgaste saliniteten til utpumpa grunnvatn vil ein oppnå i dei områda nærmast sjøen og som er avskoren frå vassdraga av kanalar. Bopunkt nr. 11 (fig. 2.1) ligg i eit slikt område. Denne konklusjonen vert støtta av geofysiske målingar og grunnvassprøvene som er innhenta.

Kanalane er utstrøymingsområde, d.v.s.grunnvassnivået er lågare der enn i områda omkring, dette medfører at det salte grunnvatnet ligg nærast overflata under kanalane. Redusert elvevassføring vil verka positivt dersom ein vil utnytte det salte grunnvatnet, men ha ein negativ innverknad for utnytting av ferskt grunnvatn.

Når arealutnytting av slike avsetningar skal vurderast er det altså viktig å ha eit klart bilde

av dei hydrauliske gradientane som styrer grunnvasstraumane. Ved utnytting av grunnvatn vil ein endre desse gradientane.

Dess større den hydrauliske gradienten vert, dess meir innverknad har den geologiske oppbygginga av grunnvassmagasina.

### 4.3 Konklusjon

Både geofysiske og geokjemiske metodar er godt eigna til å studere forholdet mellom salt og ferskt grunnvatn i deltaet.

Dei kjemiske endringane og prosessane er vanskeleg å studere fordi dei opptre saman med blandinga mellom salt og ferskt vatn. Den beste måten å skilja blandingsprosessen frå kjemiske prosessar er å vurdere korrelasjonar av kjemiske element mot ei uttynningslinje for sjøvatn.

Dei kjemiske metodane viser kva prosessar som er viktige i samansetninga av det salte og brakke grunnvatnet. Ionebytte og adsorpsjon er prosessar som endrar samansetninga til vatnet, men endringa som skjer p.g.a. dette er små i forhold til kva som skjer som følgje av blanding mellom salt og ferskt vatn.

Den hydrauliske gradienten er viktigaste faktor i fordelinga av salt og ferskt vatn i akviferen. Nær fjorden er det stor variasjon i grunnvassnivå som funksjon av tidevatnet. Soldal et al. (1993) viser at nær utstrøymingsområdet for det ferske grunnvatnet kan ein tilnærma finna den gjennomsnittlege gradienten ved å halvere den maksimale gradienten som er under fjøre sjø.

Desse variasjonane vert avdempa innover i akviferen. Det er truleg stabile grunnvassnivå sør i boring 16 (fig.2.1), i dei andre boringane er grunnvassnivået påverka av tidevatnet.

I området ved Litledalselva viser georadarmålingane at penetrasjonen kan setjast i samanheng med saltvassinntrengninga og dermed den hydrauliske gradienten. Derfor er georadarmålingane brukt til å konstruere eit kart for retningane til grunnvasstraumane (fig.4.13). Ved å samanlikna georadarpenetrasjonen med pol-dipol-målingane i Soldal et al. (op.cit.) ser ein at gradienten mellom ulike penetrasjonsdjup står i klar samanheng med den hydrauliske gradienten. Soldal et al.(op.cit) foreslår at pol-dipol- målingane overestimerer den hydrauliske gradienten 25 gonger.

Georadarprofilen som passerer boring nr.16 viser i boringpunktet ein penetrasjon på 35 m. Grunnvassnivået (h) i punktet var 1.4 m o.h. den 19.11.92. Dersom utstrøymingsområdet for vatnet er ved boring 17 (h = 0 m o.h.) som ligg 320 m frå boring 16 vert dette ein hydraulisk gradient på  $4.4 \cdot 10^{-3}$ .

Georadarpenetrasjonen er 5 m ved boring 17. Gradienten i georadarpenetrasjon over det same området er derfor 0.09.

Dette indikerer at georadarmålingane viser den omvendte hydrauliske gradienten med ein overdrivingsfaktor på 21. Dette ligg nær opp til det som er foreslått for pol-dipol-målingane. Fordelinga av salt og ferskt grunnvatn er også brukt av Soldal et al. (op.cit.) til å estimere hydraulisk gradient. Samanlikning med geofysiske målingar viser at ein må bruka dei låge salinitetsverdiane når hydraulisk gradient skal estimerast.

20 - 25 gongers overdriving av hydraulisk gradient synest å vera eit rimeleg estimat av dei indirekte metodane sin indikasjon av hydraulisk gradient.

Det er viktig å bruka gjennomsnitt av dei geofysiske målingane til slike estimat fordi overflatesedimenta og endringar i kornstorleik kan føra til lokale avvik frå generelle trendar.

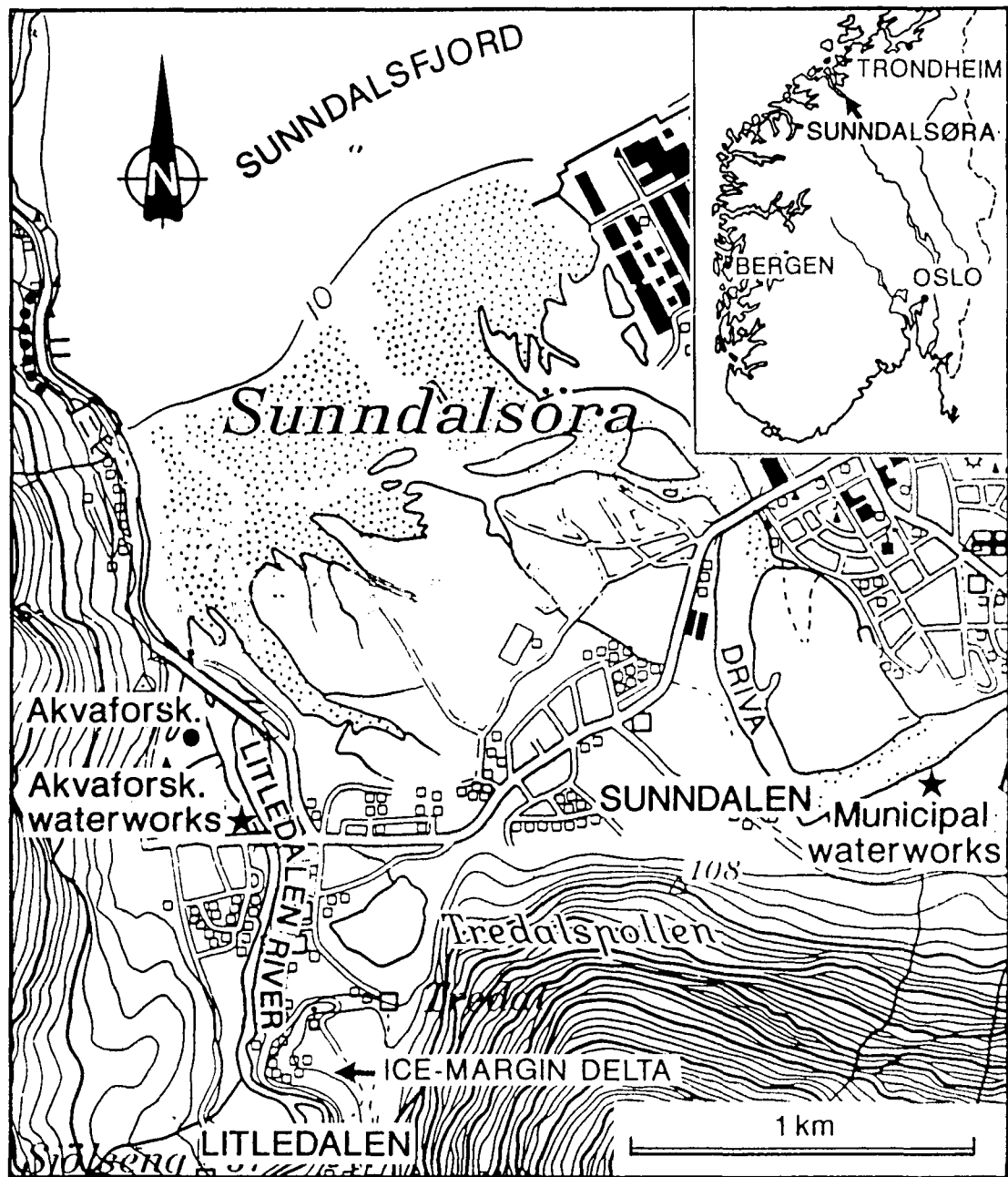
## 6 REFERANSER

- Bratsch-Winkler, S., Ovenshine, A. T., and Kachadoorian, R., 1983: Holocene history of the estuarine area surrounding Portage, Alaska as recorded in a 93 m core. *Can. J. Earth Sci.* 20, 802-820.
- Erskine, A. D., 1991: The Effect of Tidal Fluctuation on a Coastal Aquifer in the UK. *Ground Water*, Vol. 29, No. 4, 556-562.
- Chebotarev, I. I., 1955: Metomorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 8, 22-48, 137-170, 198-212.
- Corner, G. D., Nordahl, E., Munch-Ellingsen, K. and Robertsen, K. R., 1990: Morphology and sedimentology of an emergent fjord-head Gilbert-type delta: Alta delta, Norway. *Spec. Publ. int. Ass. Sedimentologists*, 10, 155-168.
- Davies, S. N. & de Wiest, R., 1971: *Hydrogeologia*. Ariel. Barcelona, 563 sider.
- Davis, J. L. and Annan, A. P., 1989: Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 532-551.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A., 1979: *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc. 604 sider.
- Giskeødegård, O., 1983: Akustiske undersøkelser av sedimenter i noen fjorder på Nord-vestlandet. *Hovud fagsoppgåve i kvartærgeologi, geomorfologi og maringeologi*. Univ. i Bergen.
- Glover, R. E., 1964 i Copper, H.H., Jr, Kohout, F. A., Henry, H. R., Glover, R.E. 1964: Sea water in coastal aquifers. *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1613-C*.
- Hickey, J. J., 1989: An Approach to the Field Study of Hydraulic Gradients in Variable-Salinity Ground Water. *Ground Water*, Vol.27, No.4, 531-539.
- Hillestad, G., 1984: Seismiske målinger, Sunndalsøra. *NGU rapport nr 84.097*.
- Hubbert, M. K., 1957: Darcy's law and the field equations on the flow of underground fluids. *Bulletin de Association Internationale d'Hydrologic Scientifique*, No. 5, 24-59.
- Hunter, J.A., Pullan, S.E. & Higgins, R. 1988: Shallow seismic reflection techniques for engineering and geotechnical studies (upubliserte kursnotater).
- Kummeneje, 1985: Sunndal kommune, havne- og industriplan Håsøran. Orienterende grunnundersøkelser av stabilitets- og fundamenteringsforhold. *Kummeneje A/S, Trondheim*.
- Kummeneje, 1989: Sunndal kommune, havneplan - Håsøran. Supplerende grunnundersøkelser og stabilitets vurdering av ytre deltaområde. *Kummeneje A/S, Trondheim*.
- Manaham, S. E. 1984: *Environmental Chemistry*. Brooks/Cole Publishing Company.

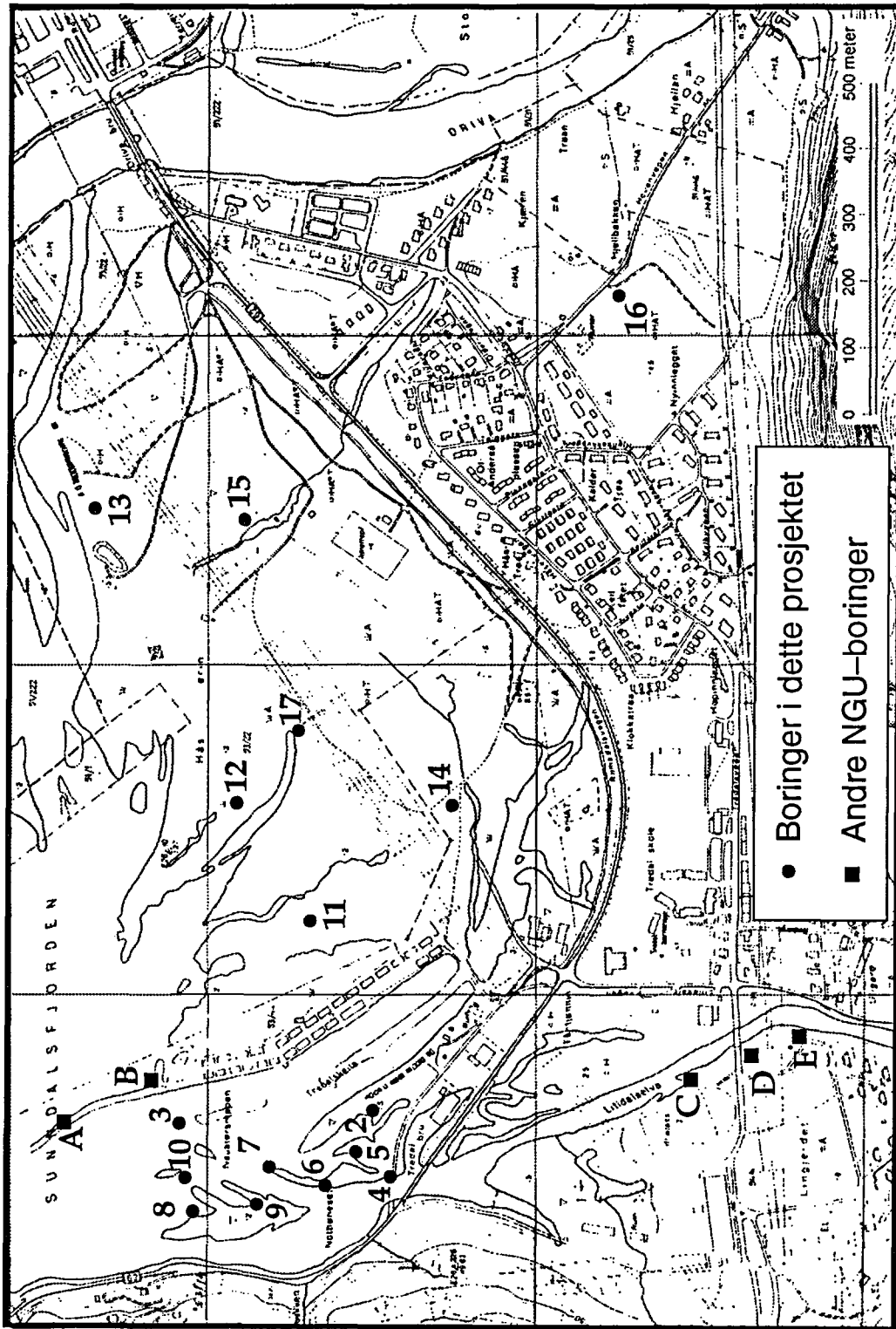


- Mercado, A., 1985: The use of hydrogeochemical patterns in carbonate sand and sandstone aquifers to identify intrusion and flushing of saline water. *Groundwater vol. 23, 635-645.*
- Morell, I., Medina, J., Pulido, A. & Fernández-Rubio, R., 1986: The use of Bromide and Strontium ions as indicators of marine intrusion in the aquifer of Oropesa-Torreblanca. *Salt Water Intrusion Meeting (SWIM), 629-640. Proceedings. Delft, 1986.*
- Noteby, 1991: Miljøkartlegging. Deponier Sunndalsøra, PAH-transport til sjø. *Rapport Noteby, Oslo.*
- Rankama, K. & Sahama, T. G., 1950: *Geochemistry*. Chicago Univ. Press.
- Rollins, L., 1989: *PCWATEQ*, programdokumentasjon.
- Rønning, J.S., 1985: Vertikale elektriske sonderinger og SP-målinger på Sjølandsøra, Sunndal, Møre og Romsdal. *NGU rapport nr. 85.012.*
- Sensors & Software Inc. 19??: *pulseEKKO IV. User's guide.*
- Serfes, M. E., 1991: Determining the Mean Hydraulic Gradient of Ground Water Affected by Tidal Fluctuations. *Ground Water, Vol. 29, No. 4, 549-555.*
- Soldal, O., Rye, N. og Mauring, E., 1990: Hydrogeologiske undersøkingar ved Litledalselva, Sunndalsøra, Sunndal, Møre og Romsdal. *NGU Rapport 90.067.*
- Soldal, O., Rye, N. og Follestad, B. A., 1990: Forholdet mellom ferskt og salt grunnvatn i fjorddeltaet på Sunndalsøra. *Geonytt, 4/90.*
- Soldal, O., Rye, N., Mauring, E. and Sæther, O. M. (1992): Saline groundwater extraction from the fjord delta aquifer, Sunndalsøra, Møre og Romsdal, Norway. *NGU Bulletin, 422, 37-46.*
- Soldal, O, Thunvik, R., Halvorsen, H. and Rye, N., (1993, i trykk): Estimating average hydraulic gradient near the discharge area of a coastal aquifer, Sunndalsøra, Norway. *Nordic Hydrological Programme.*
- Souza, W. R. and Voss, C. I., 1986: Modeling a regional aquifer containing a narrow transition between freshwater and saltwater using a solute transport simulation: Part II - analysis of a coastal aquifer system. *Proceedings of the 9th salt water intrusion meeting, 457-474. Delft, 12-16 May 1986.*
- Storset, A., 1992: Rapport, delprosjekt 400; Indeksbeskrivelse av saltvannskvaliteter. Mikrobiologiske forhold. *Næringsmiddeltilsynet for Indre Nordmøre.*
- Volden, T., 1991: Salt industrigrunnvann. PAH-forbindelser i deltaflaten ved munningen av Sunndalselva og Litledalselva i Sunndalsfjorden, Sunndal kommune, Møre og Romsdal. *NGU Rapport 91.253.*
- Wolt, J., 1987: Soil Solution. Documentation, Source Code and Program Hey. The University of Tennessee, *Dep. of Plant and Soil Science. Research Report 87-19.*

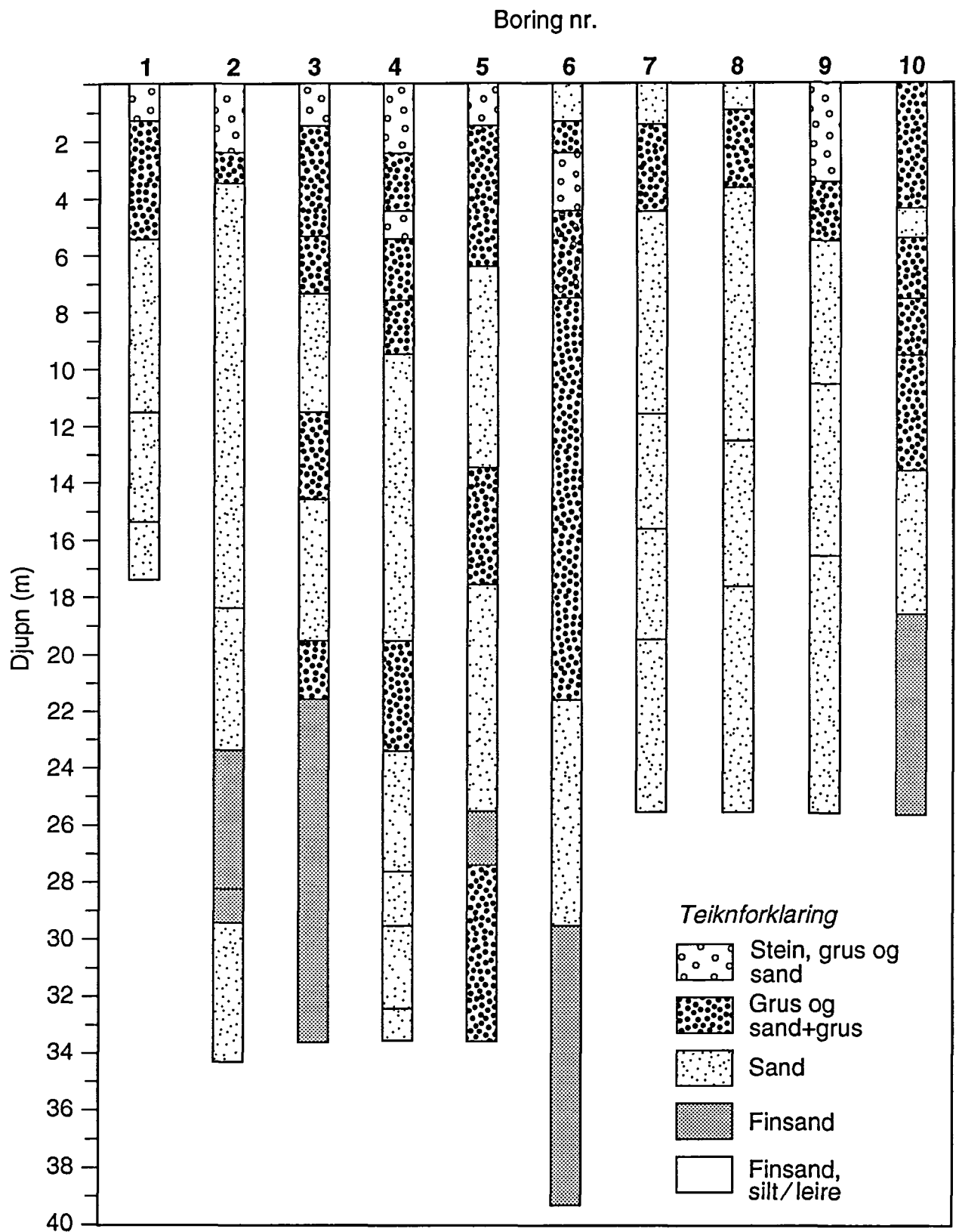
Ødegård, M. og Andreassen, B. Th., 1987: Methods for water analysis at the Geological Survey of Norway.  
In: *Geomedical Consequences of Chemical Composition of Freshwater*. The Norwegian Academy of Science and Letters, 133-150.



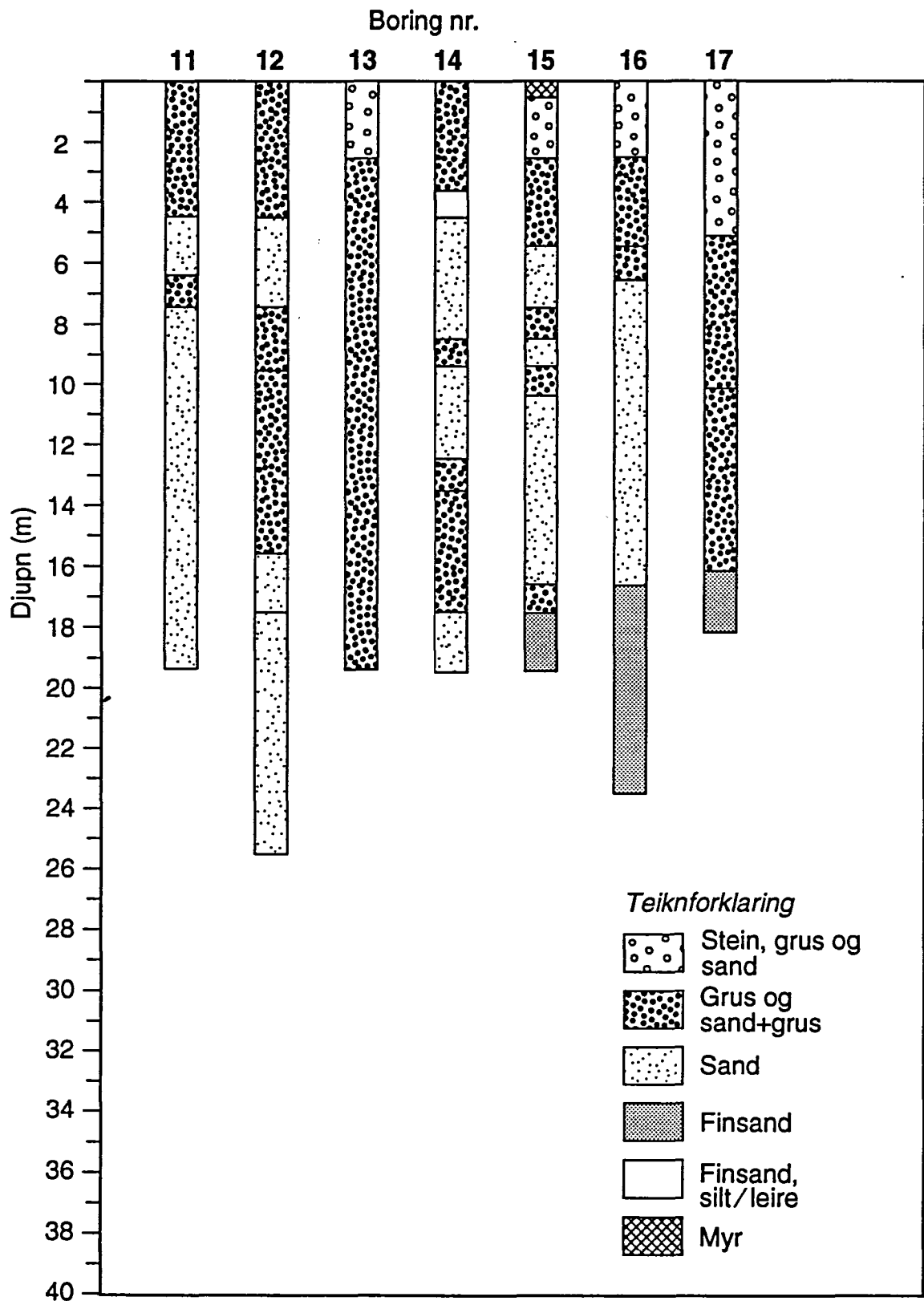
Figur 1.1 Det undersøkte området. Dei fleste undersøkingane er utført i vestlege del av deltaet



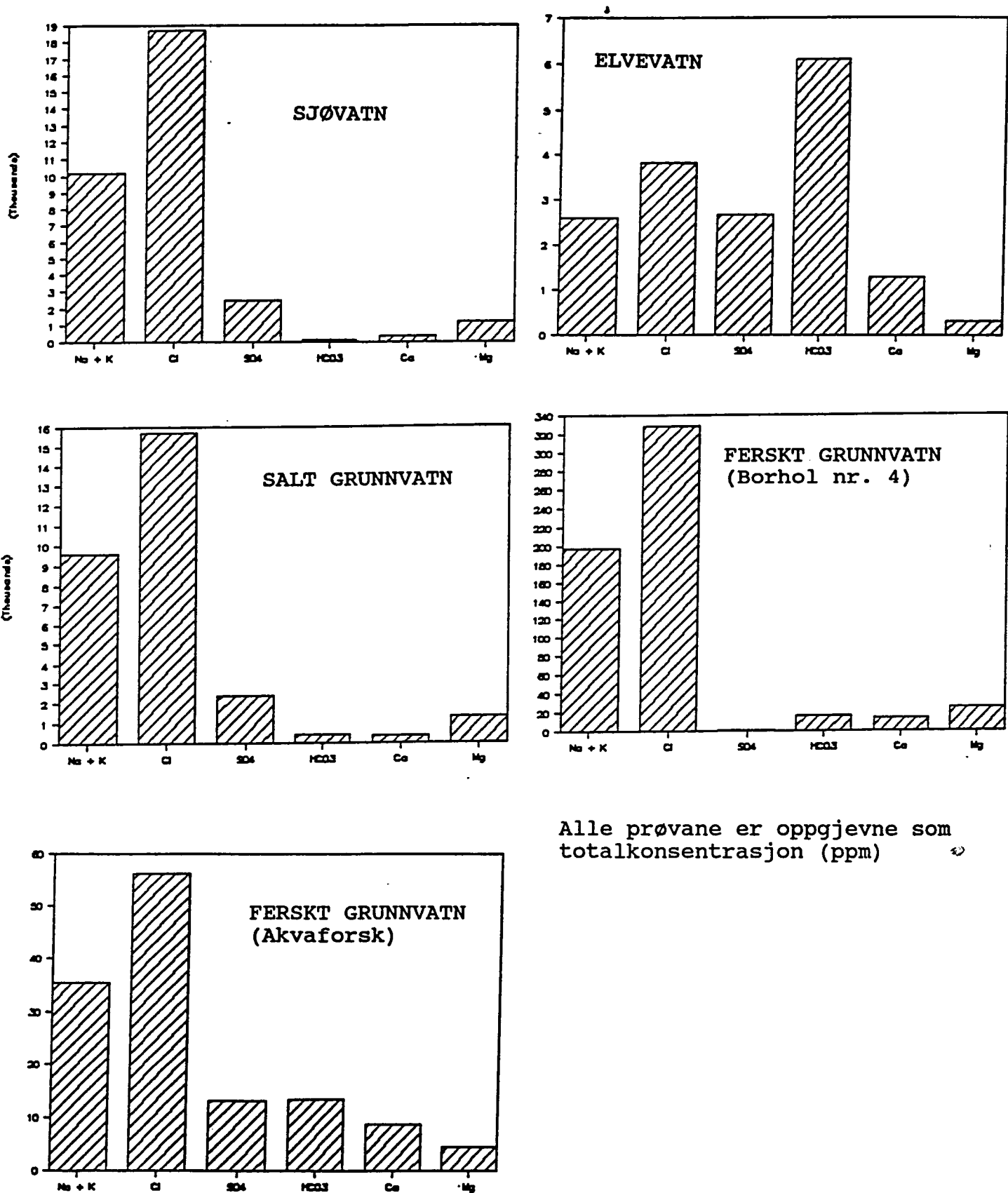
Figur 2.1 Kart over plassering av boringane som er utførte i dette prosjektet, samt andre relevante NGU-boringer



Figur 2.2 a Loggar for boringane i dette prosjektet. Sjå figur 2.1 for plassering



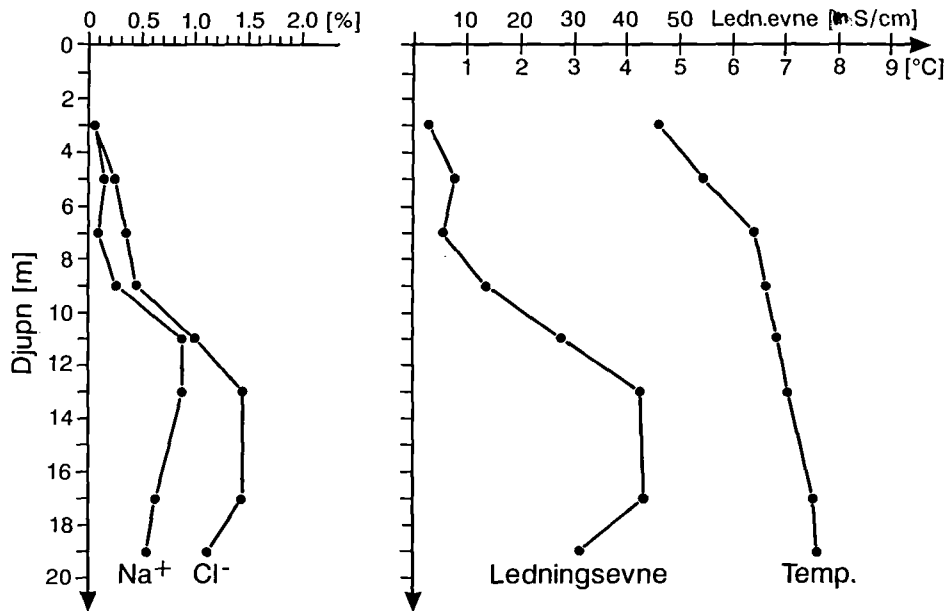
Figur 2.2 b Loggar for boringane i dette prosjektet. Sjå figur 2.1 for plassering



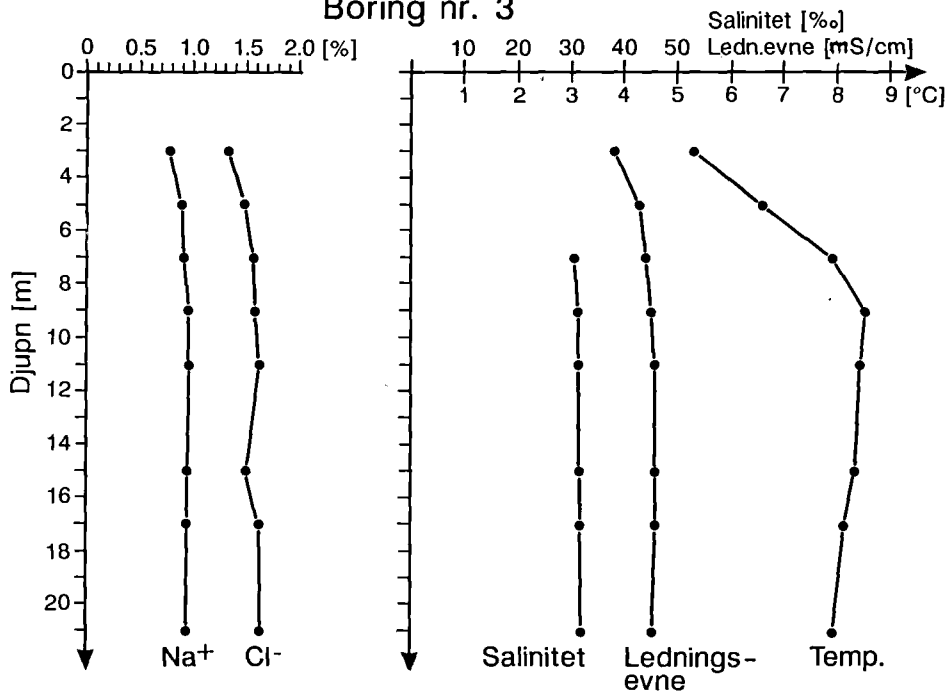
Alle prøvane er oppgjevne som totalkonsentrasjon (ppm)

Figur 2.3 Hovedelement i grunnvatn og overflatevatn frå det undersøkte området

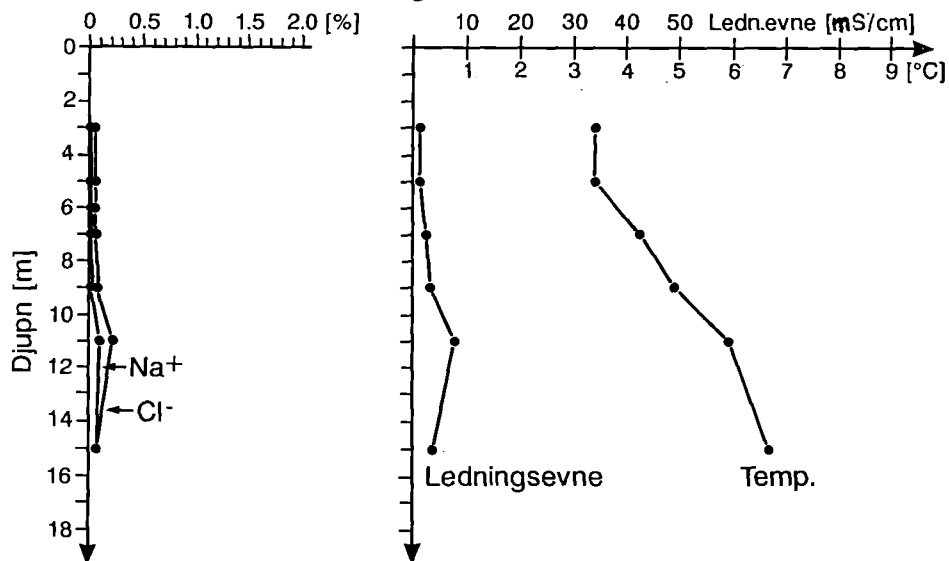
### Boring nr. 2



### Boring nr. 3

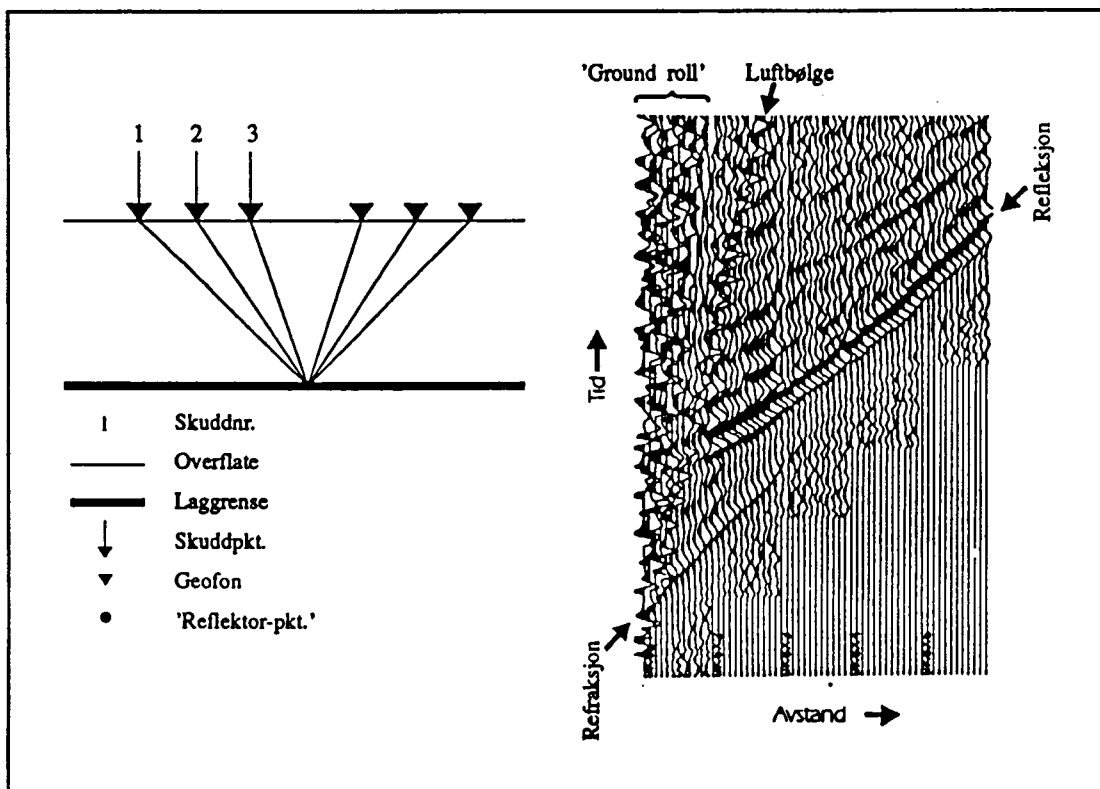


### Boring nr. 4



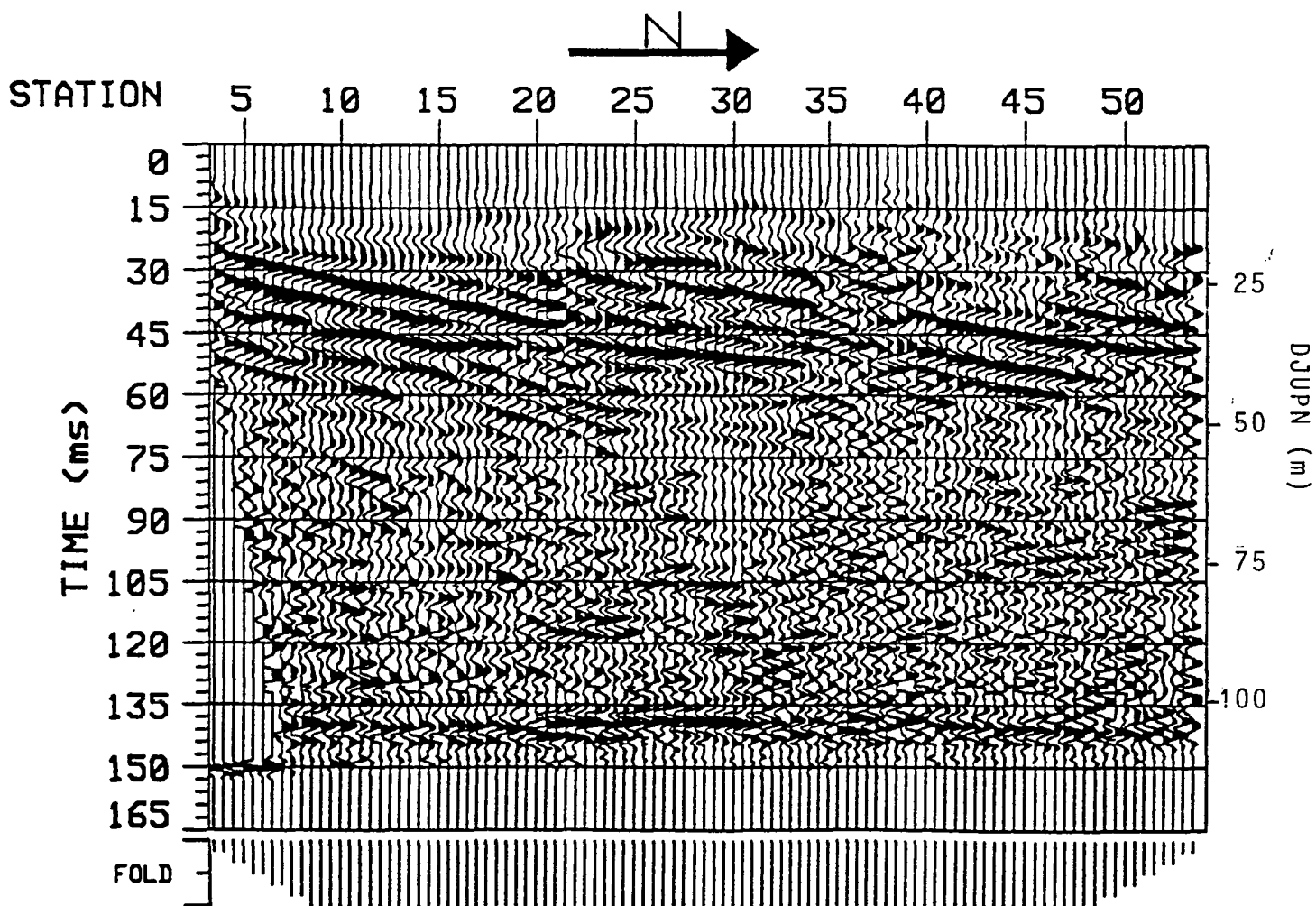
Figur 2.4 Hydrokjemiske profil i tre borpunkt ved Litledalselva. Profila viser at blandingssonen mellom salt og ferskt grunnvatn er brei



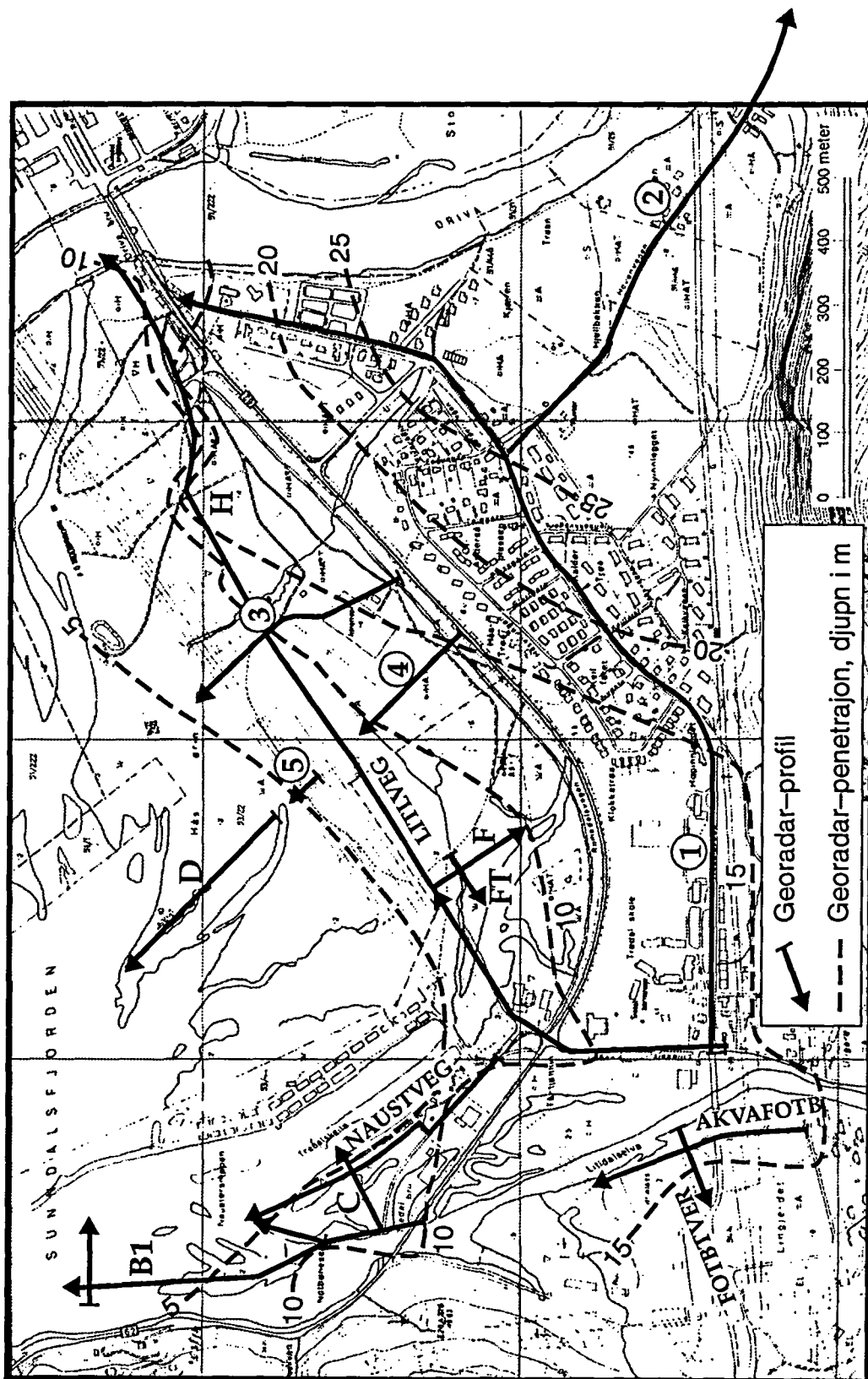


Figuren til venstre viser et opplegg for målinger med CDP-teknikken. Figuren til høyre viser et utvalg av seismiske hendelser som er vanlige i et opptak.

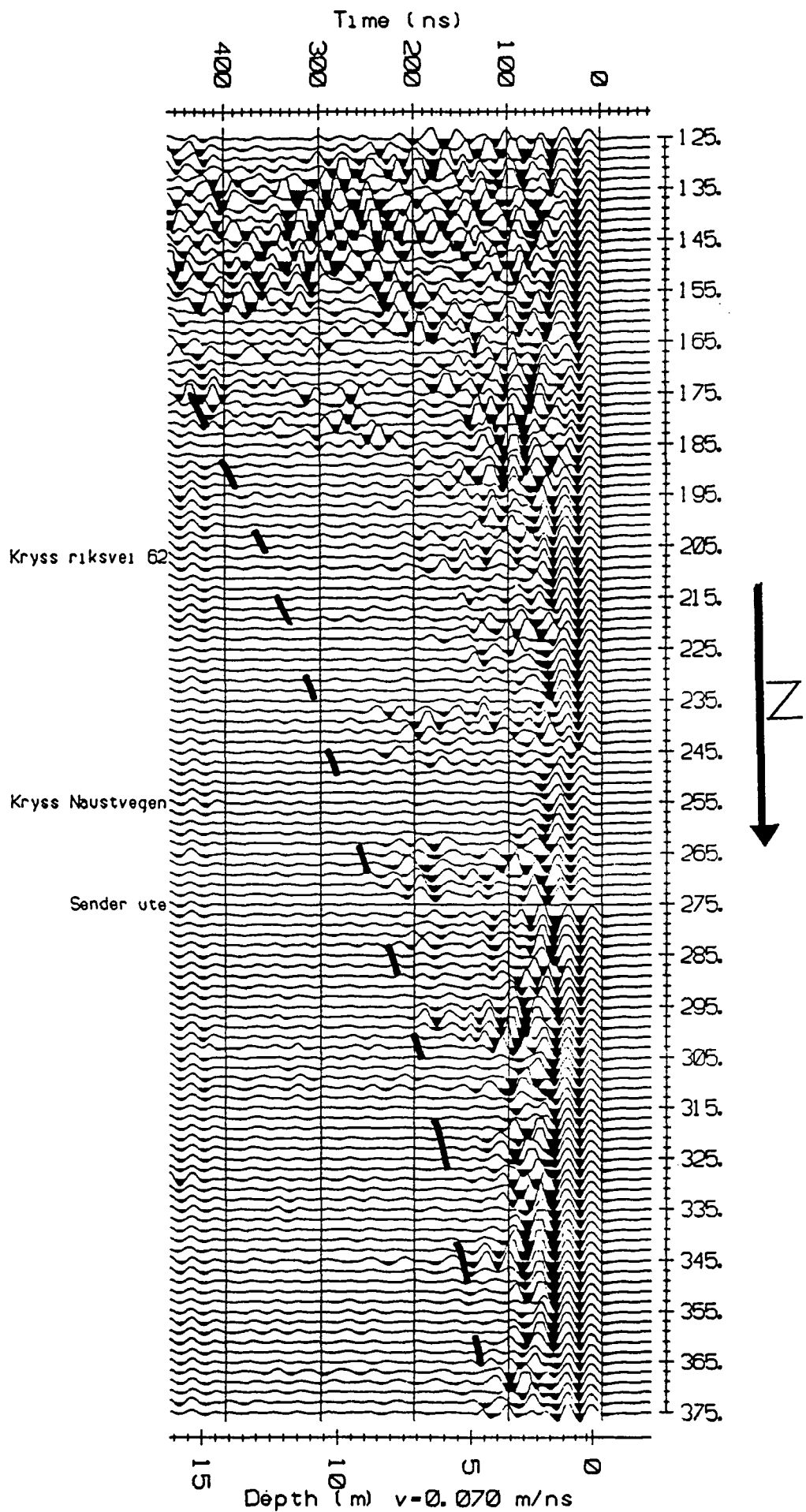
Figur 2.5 Prinsippskisse for CDP-teknikken



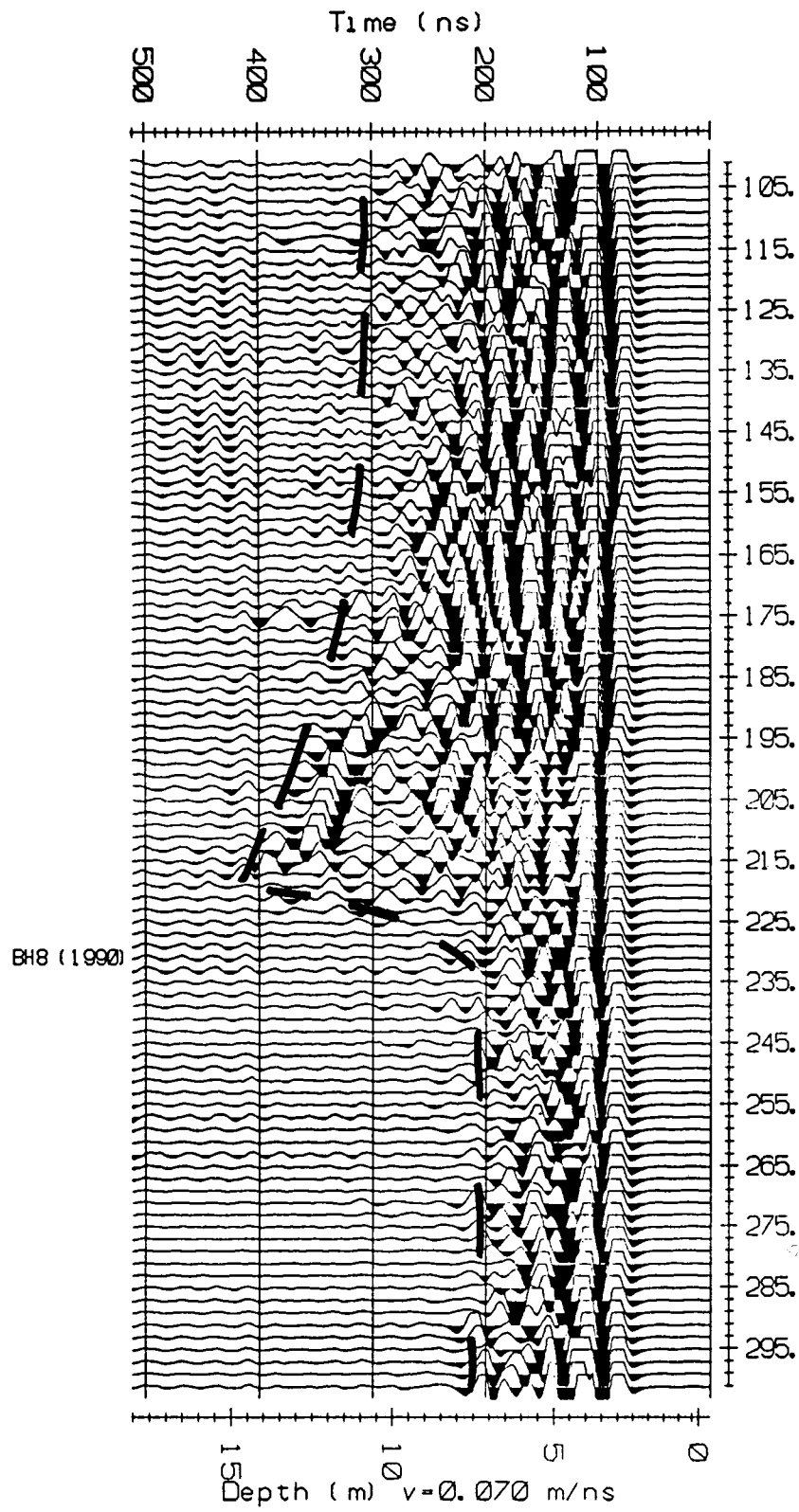
Figur 2.6 Seismisk profil i midtre del av deltaet. Profilet går langs georadarprofil D (figur 2.7). Boring 12 er utført midt på profilet



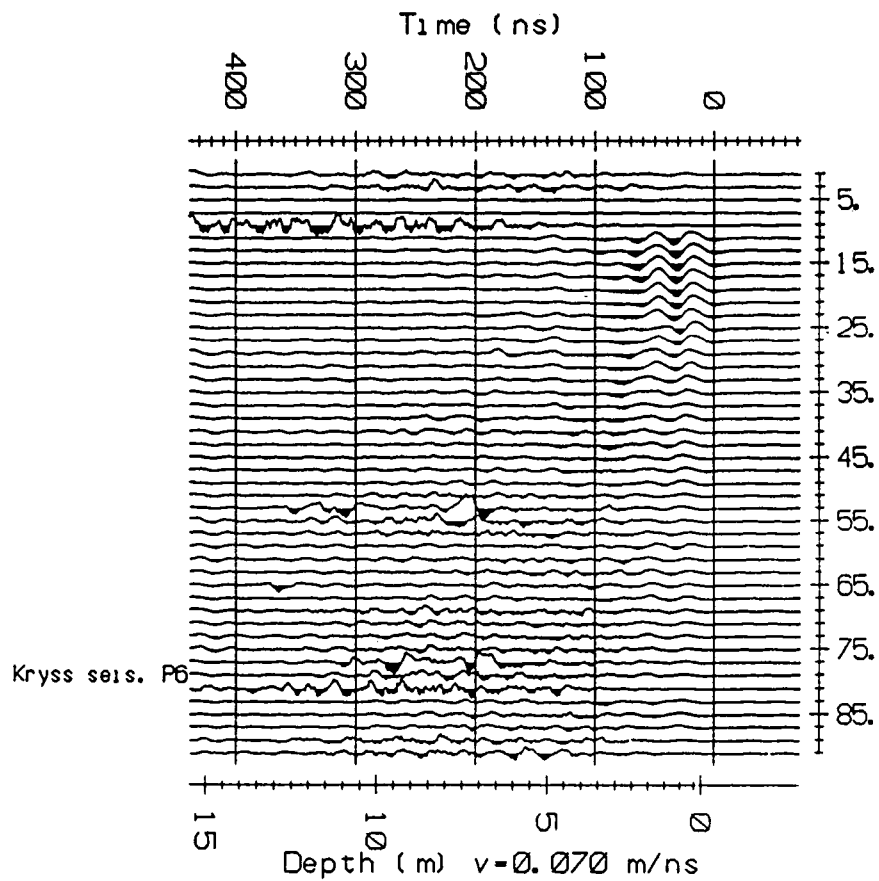
Figur 2.7 Plasseringa av georadarprofila. Georadaren sin penetrasjon er inneiteikna



Figur 2.8 Figuren viser endring i penetrasjon (stippla linje) langs georadarprofil "Naustveg" (figur 2.7). Endringa skuldast hovudsakeleg endring i saltinnhald i vatnet

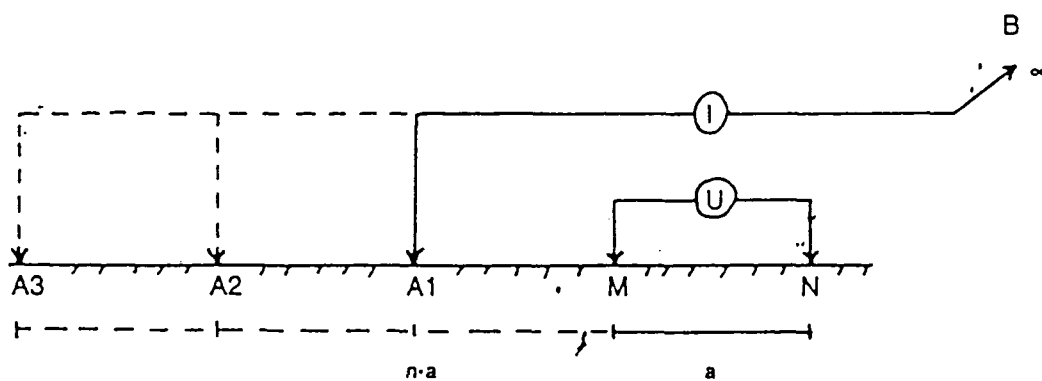


Figur 2.9 Georadarprofil B1 (figur 2.7). I midtre del av profilet er det ein lokal auke i penetrasjon p.g.a. ei sone med grovare sediment



Figur 2.10 Georadarprofil C (figur 2.7) viser svake signal p.g.a. finkorna flaumsediment og/eller brakt vatn i overflata

## POL-DIPOL ELEKTRODEKONFIGURASJON

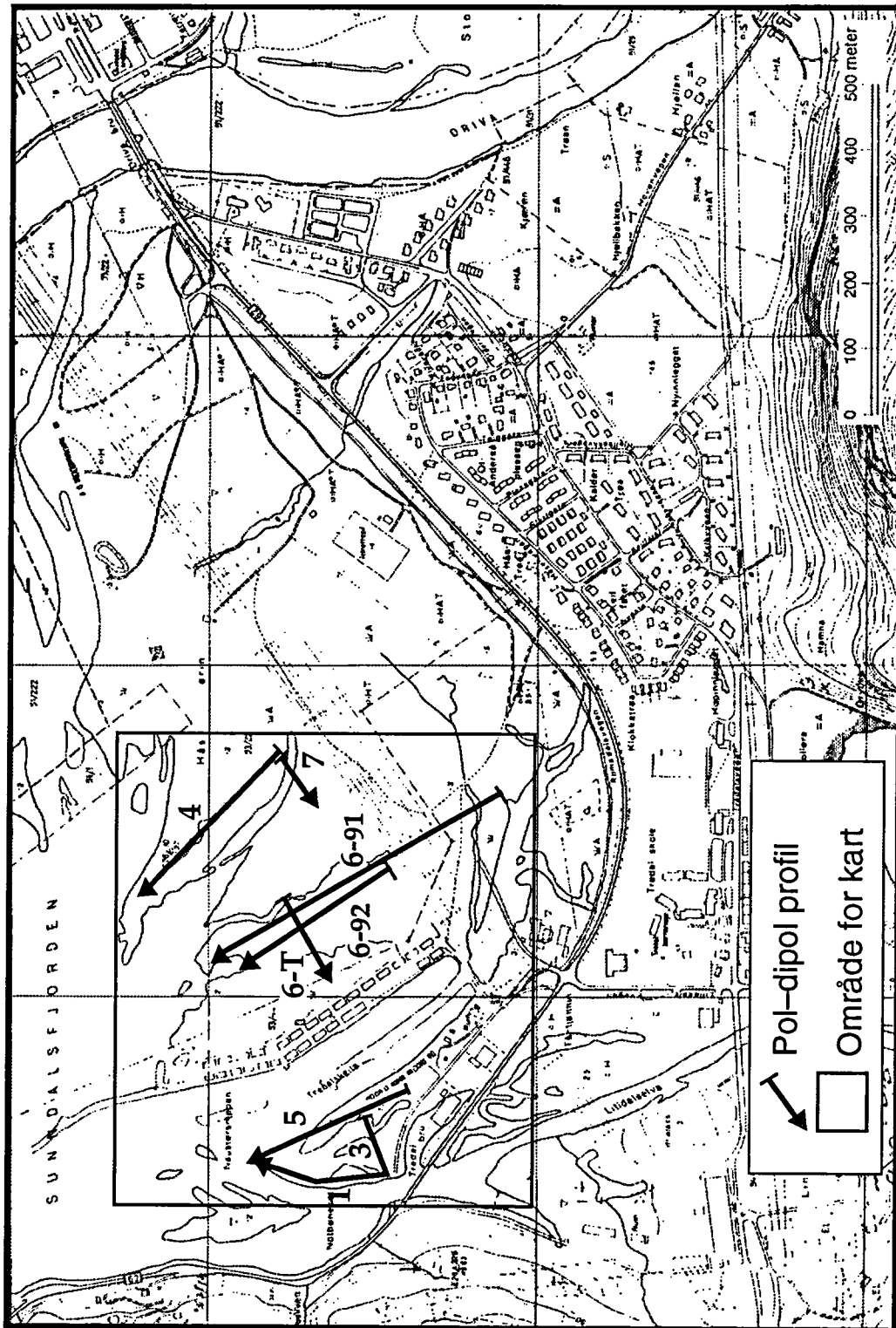


A og B: Strømelektroder  
 M og N: Potensialelektroder

Ⓜ Ampèremeter  
 Ⓤ Voltmeter

Utsynelatende resistivitet:  $\rho_a = 2\pi a n(n+1) \frac{\Delta V}{I}$

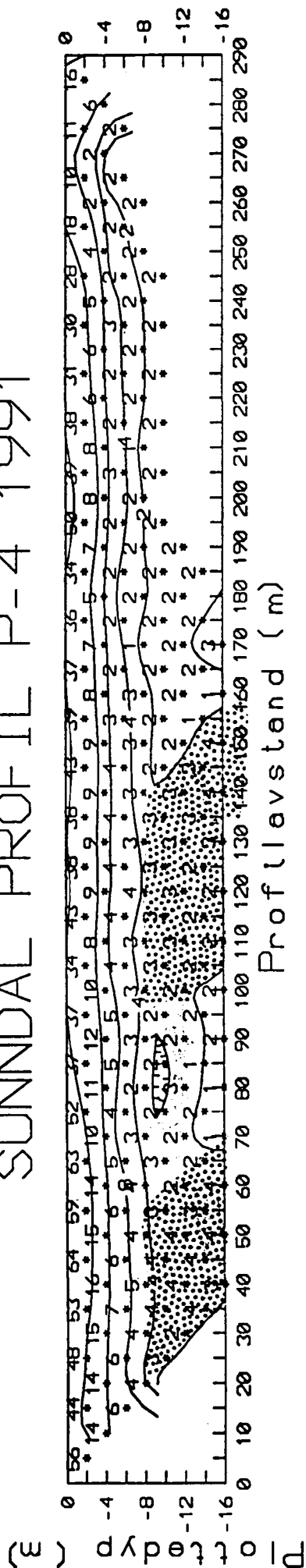
Figur 2.11 Prinsipp for elektrisk profilering med pol-dipol metoden



Figur 2.12 Plassering av dei geoelektriske profila. Det innramma området viser plasseringa av karta (figurane 2.14 og 2.15)

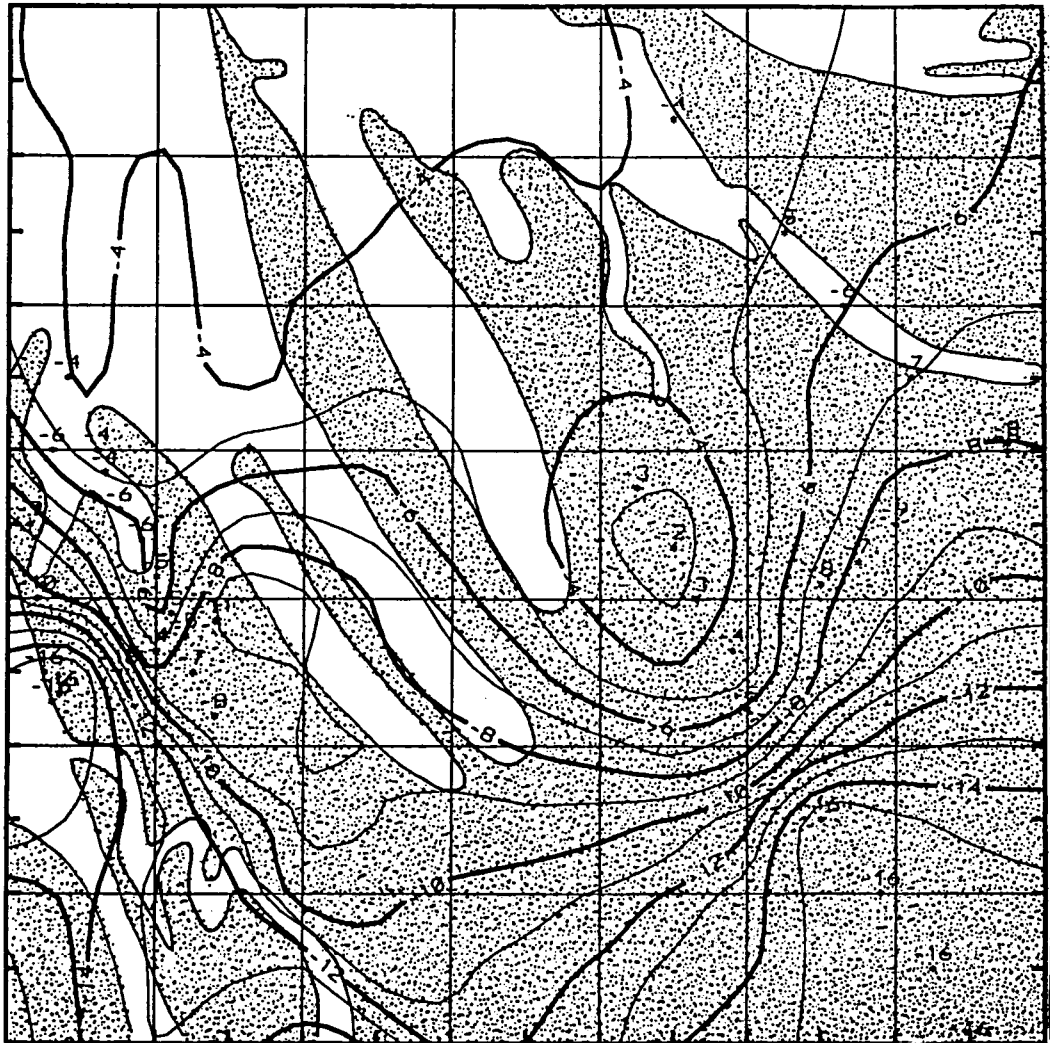


# SUNNDAL PROFIL P-4 1991



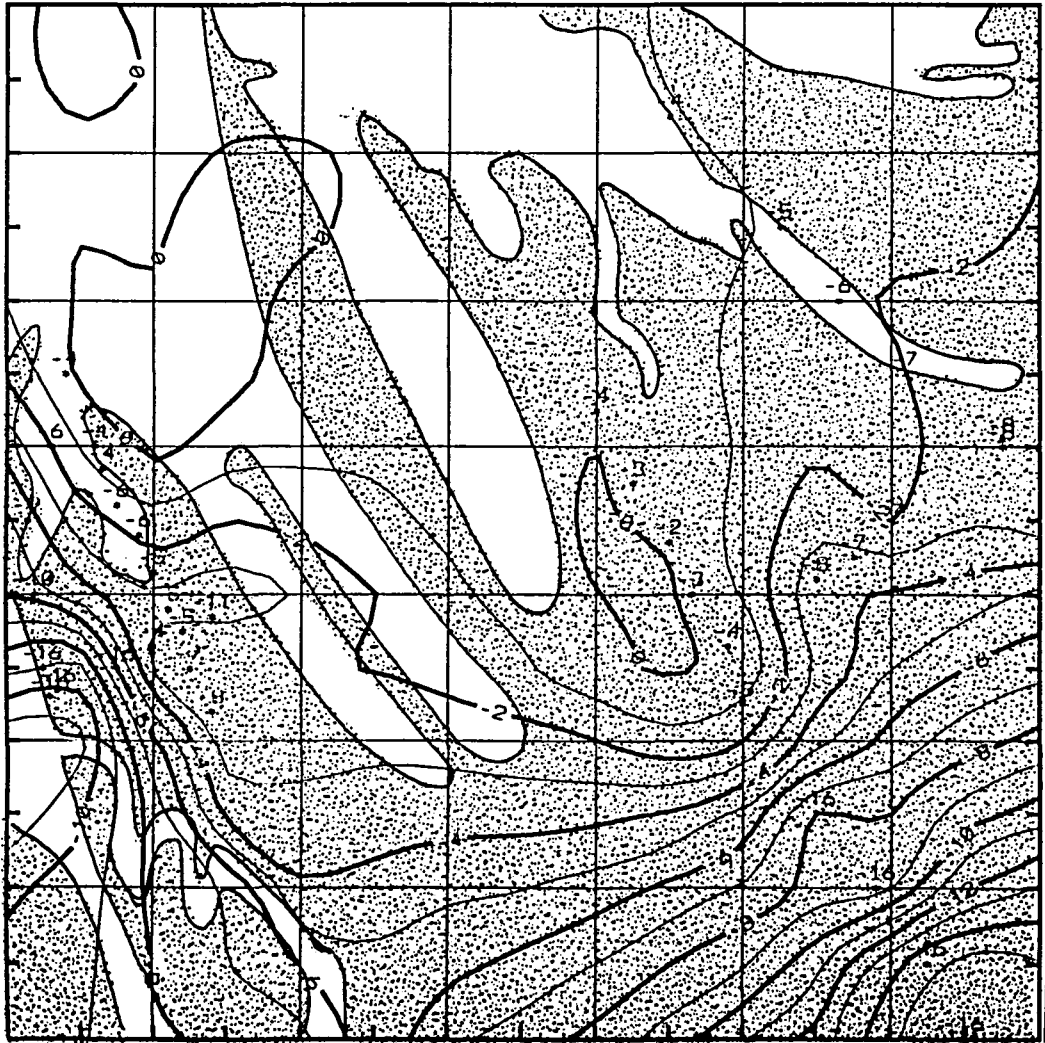
Figur 2.13 Pseudoseksjon 4 (sjå fig. 2.12 for lokalisering). Det skraverete området kan representere skrålåg med grovare sediment enn områda omkring

# SUNNDALSØRA DYP TIL 4 OHMM

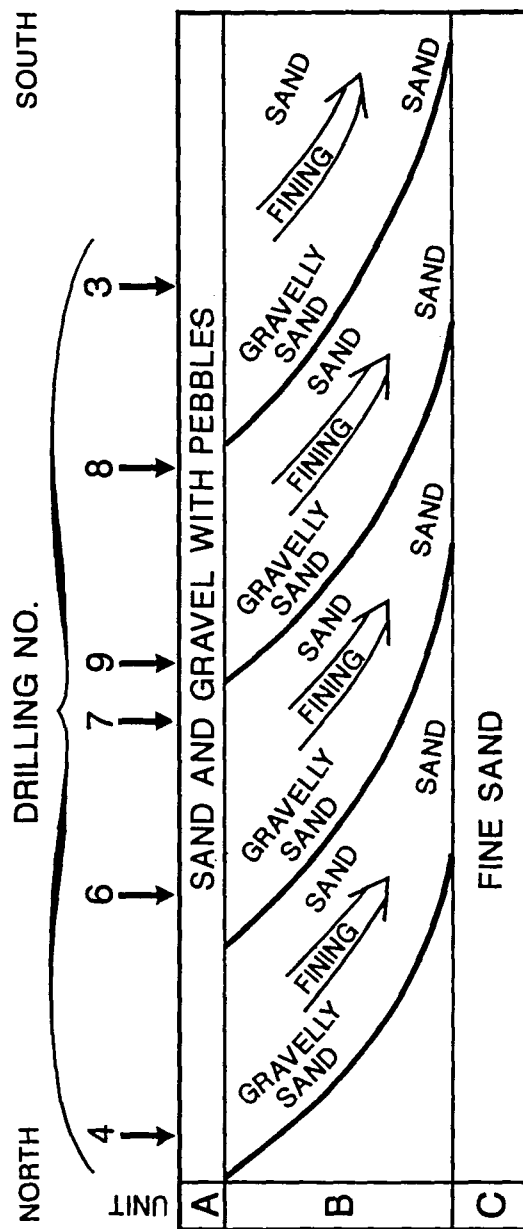


Figur 2.14 *Djupn i meter til elektrisk motstand 4 Ohm-m.  
Det kartlagde område er vist i figur 2.12. Det skraverte området ligg  
over gjennomsnittleg havnivå*

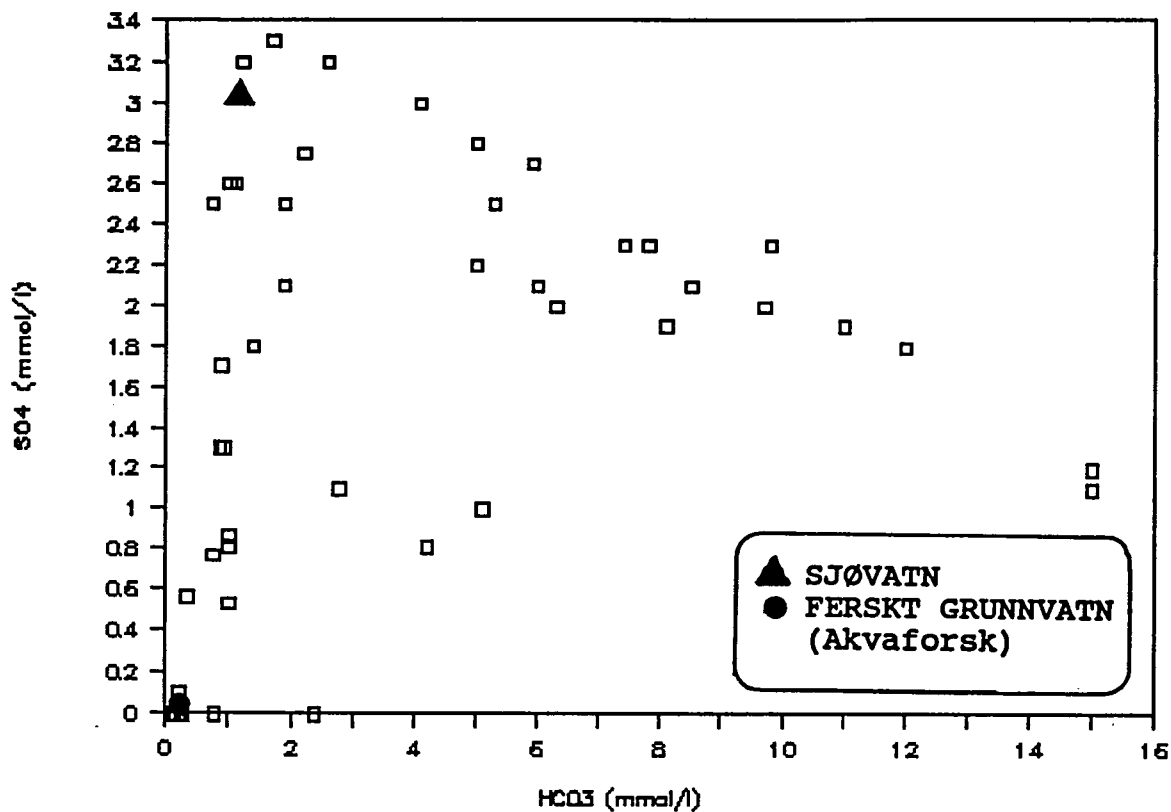
## SUNNDALSØRA DYP TIL 32 OHMM



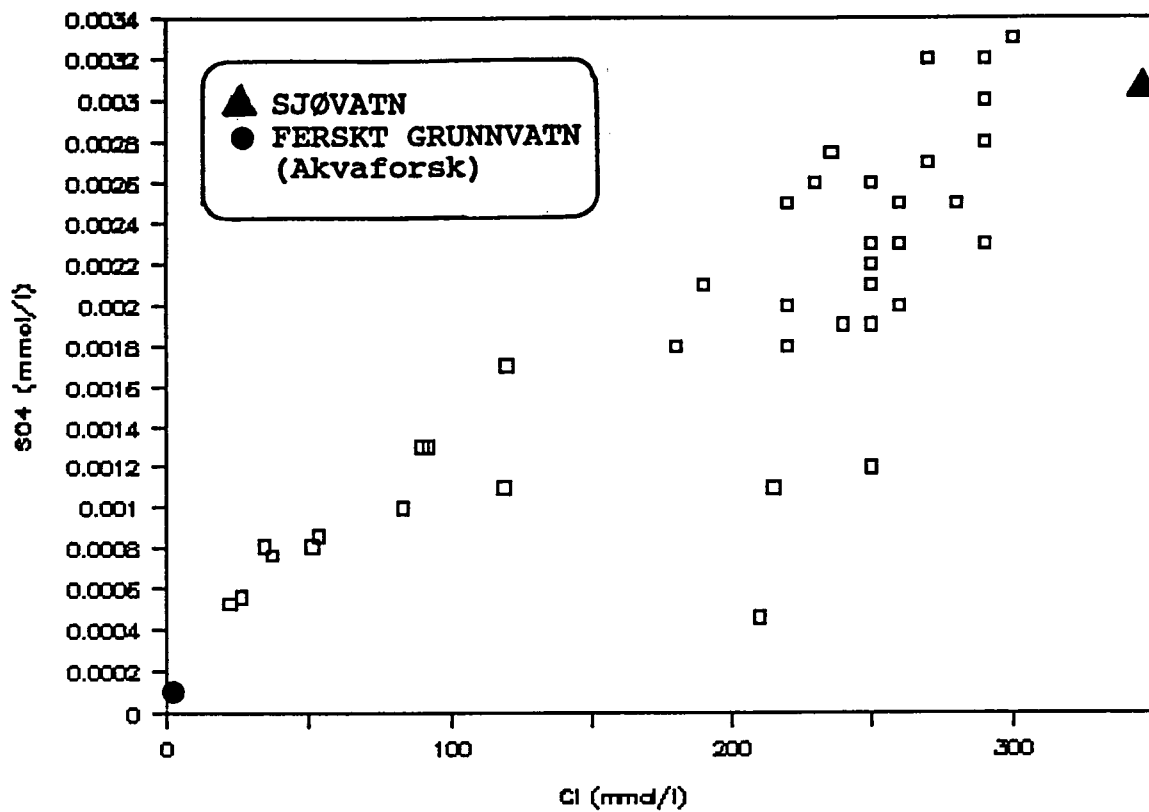
*Figur 2.15* Djupn i meter til elektrisk motstand 32 Ohm-m.  
Det kartlagde området er vist i figur 2.12. Det skraverte området ligg  
over gjennomsnittleg havnivå



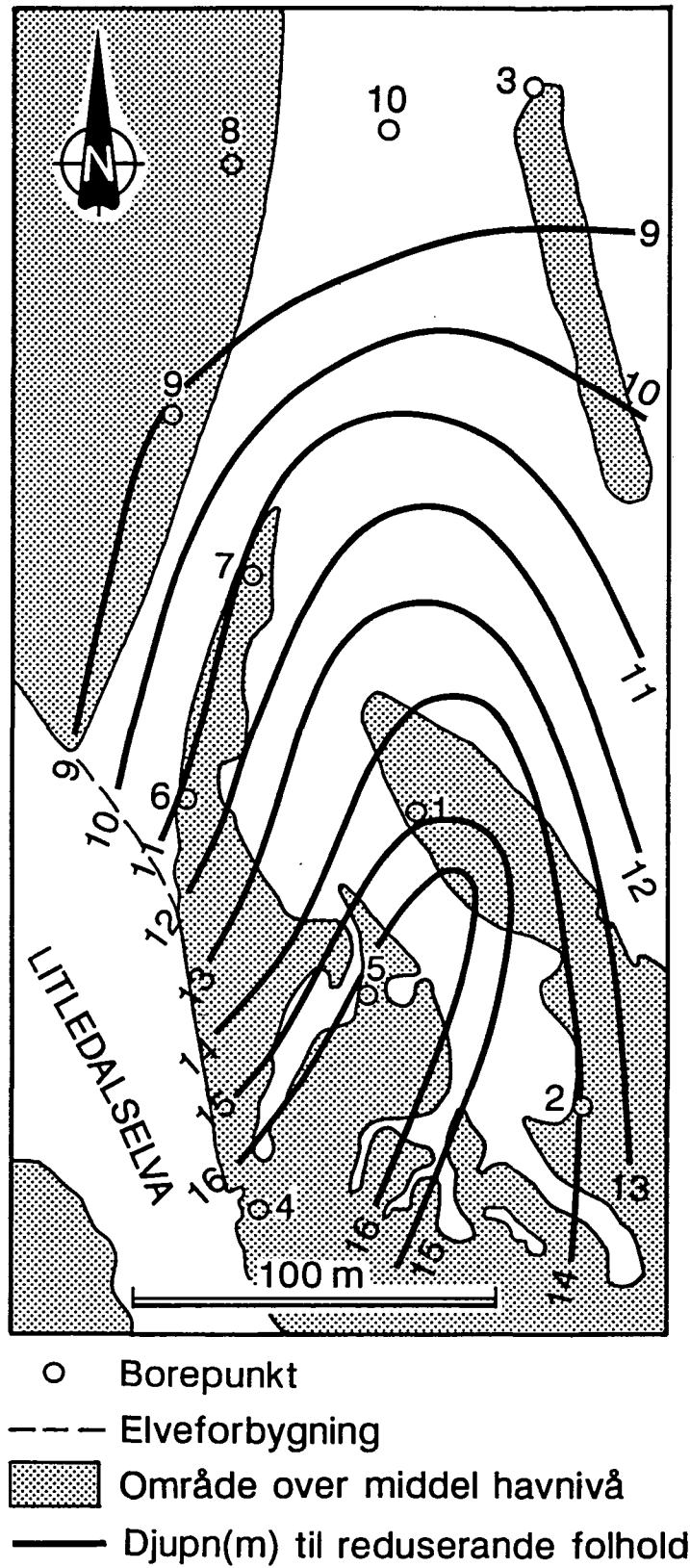
Figur 3.1 Prinsippskisse for sedimentasjonen i deltaet.  
Ei karakteristisk veksting i kornstorleik og struktur er resultatet av elveløpa sine vekslingar



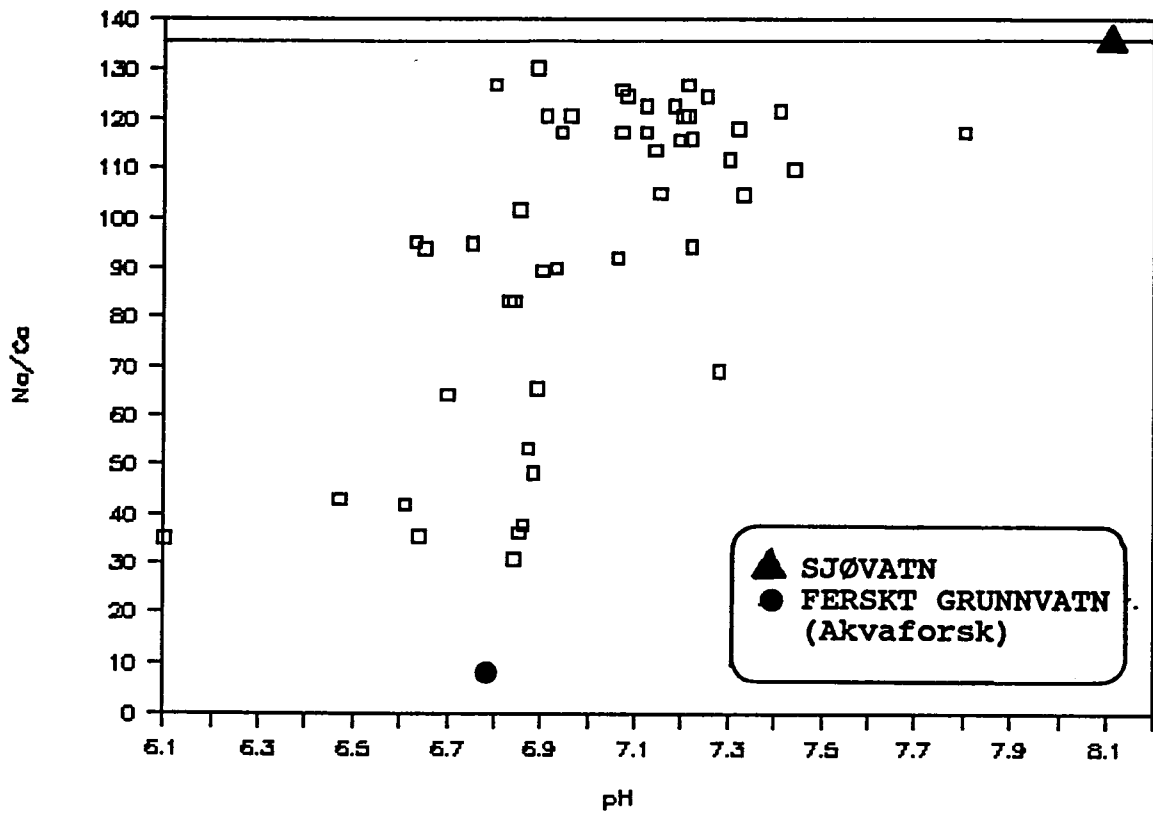
Figur 4.1 Korrelasjon mellom aktivitetane av  $HCO_3^-$  og sulfat  $SO_4^{2-}$ . Bikarbonatinnhaldet ( $HCO_3^-$ ) er estimert ut frå alkalinitet



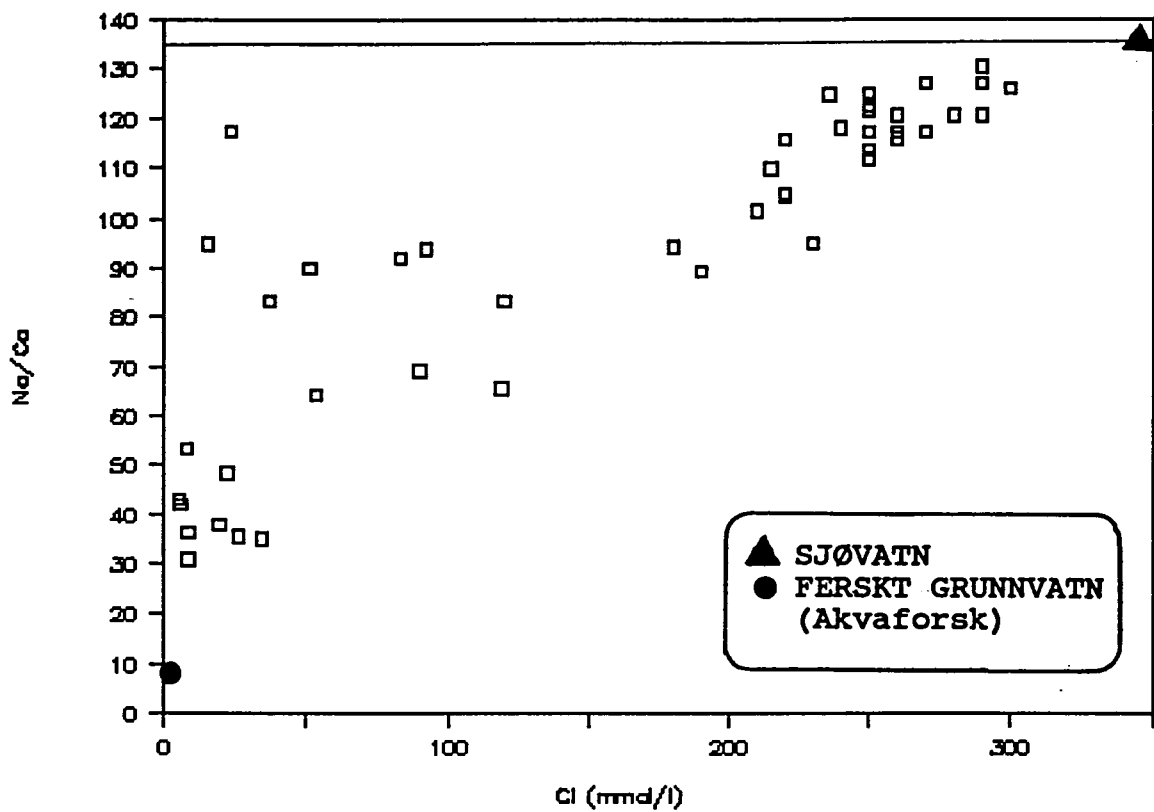
Figur 4.2 Korrelasjon mellom aktivitetane av  $Cl^-$  og  $SO_4^{2-}$



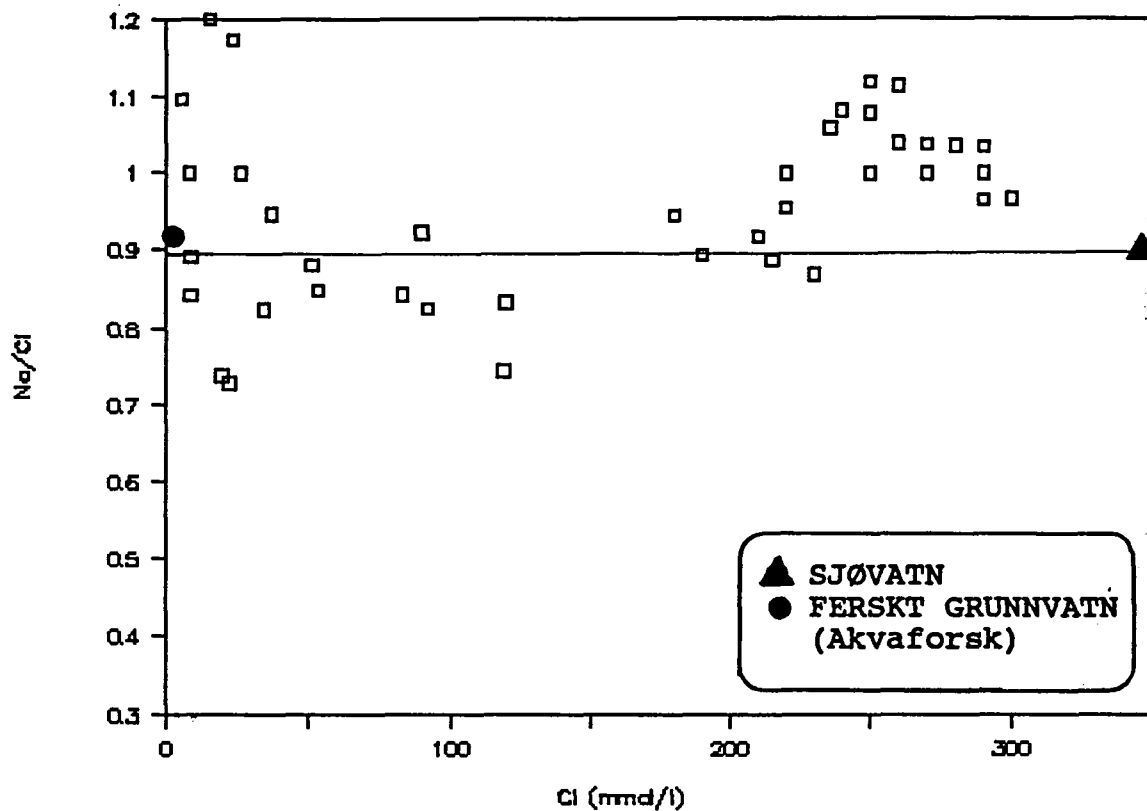
Figur 4.3 Djupn til reducerande forhold i akviferen ved Litledalselva



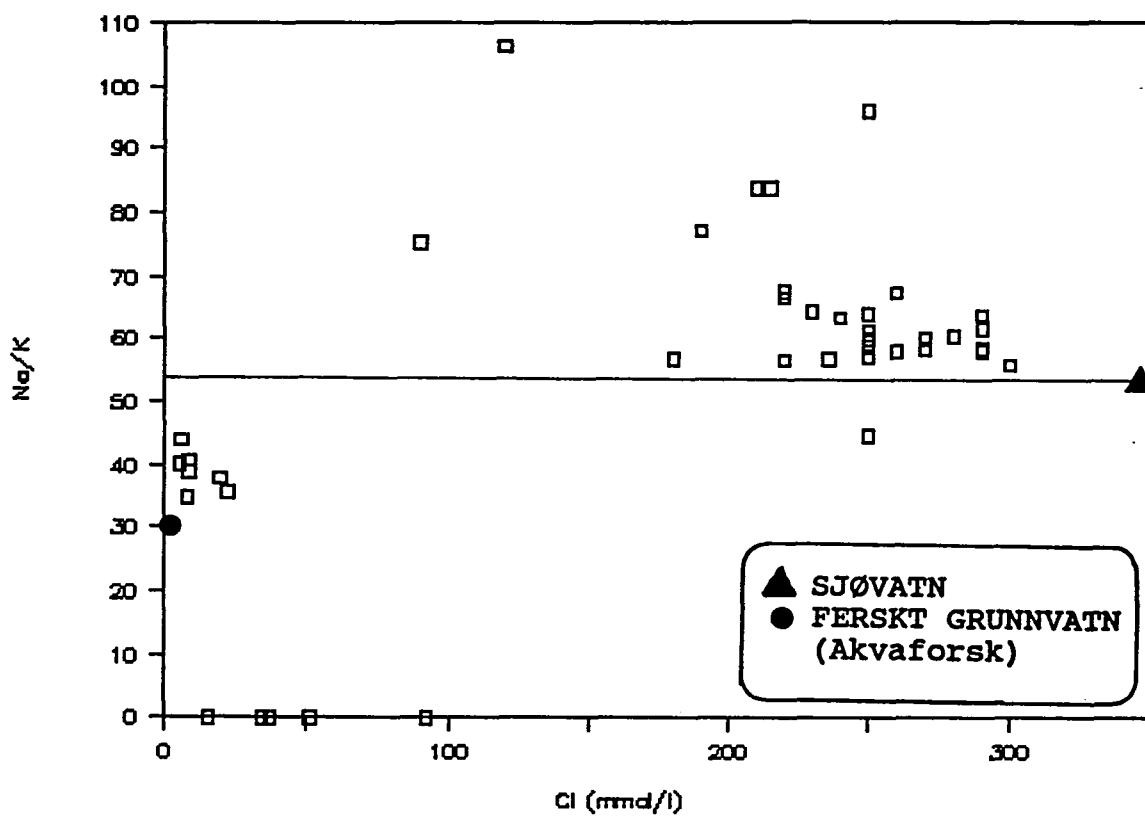
Figur 4.4 a Korrelasjon mellom pH og Na/Ca



Figur 4.4 b Korrelasjon mellom Cl og Na/Ca

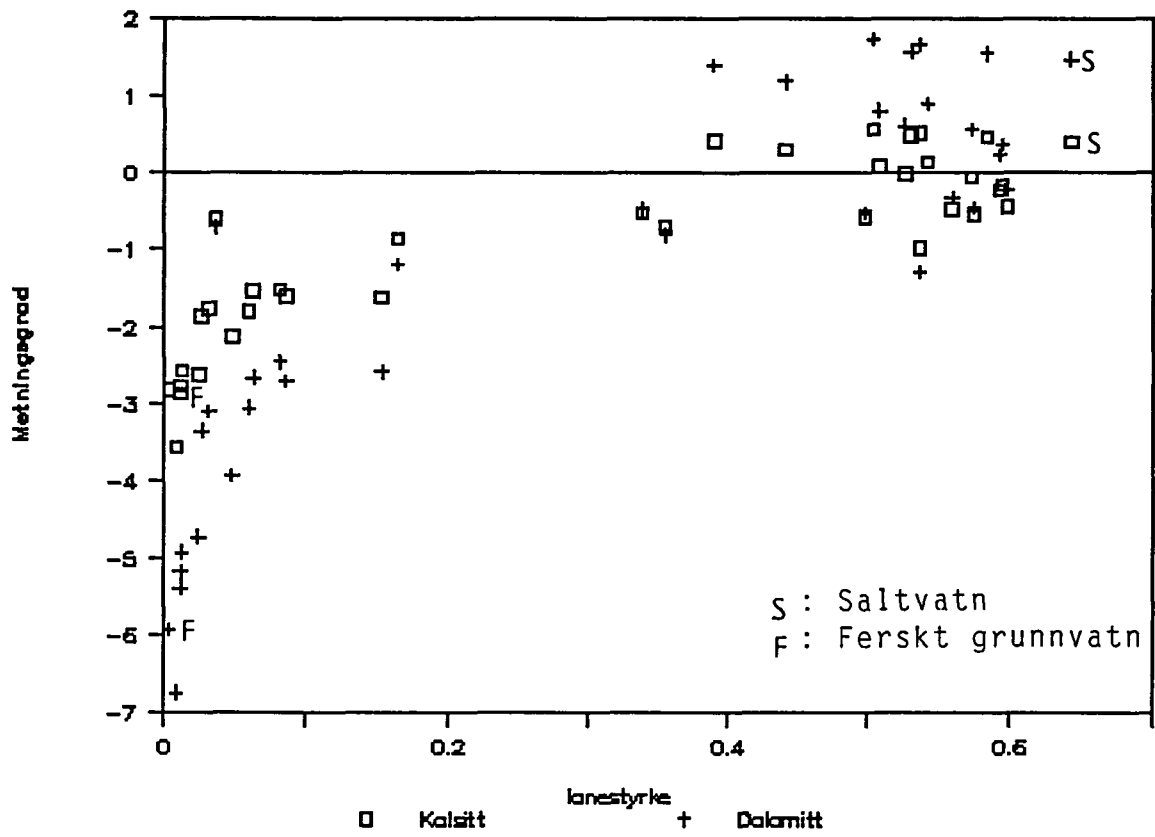


Figur 4.5 Korrelasjon mellom mellom aktiviteten av Cl<sup>-</sup> og Na/Cl

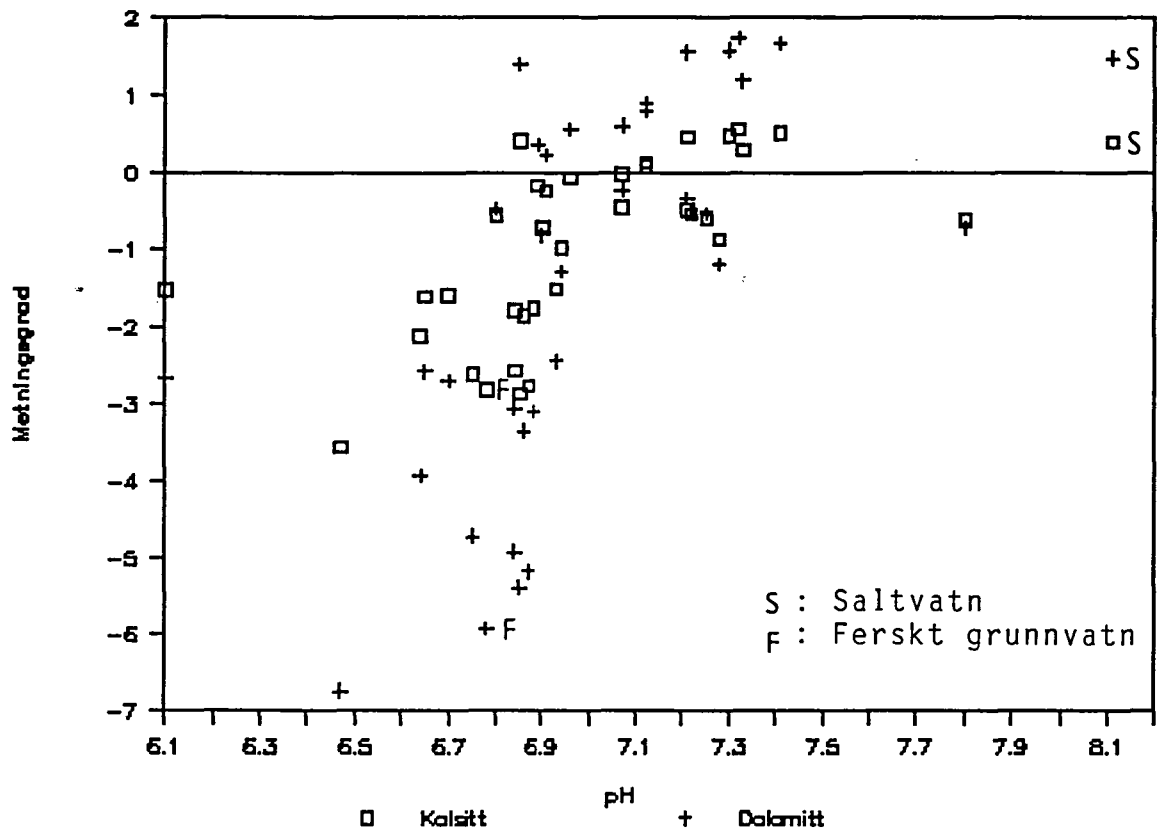


Figur 4.6 Korrelasjon mellom aktiviteten av Cl og Na/K

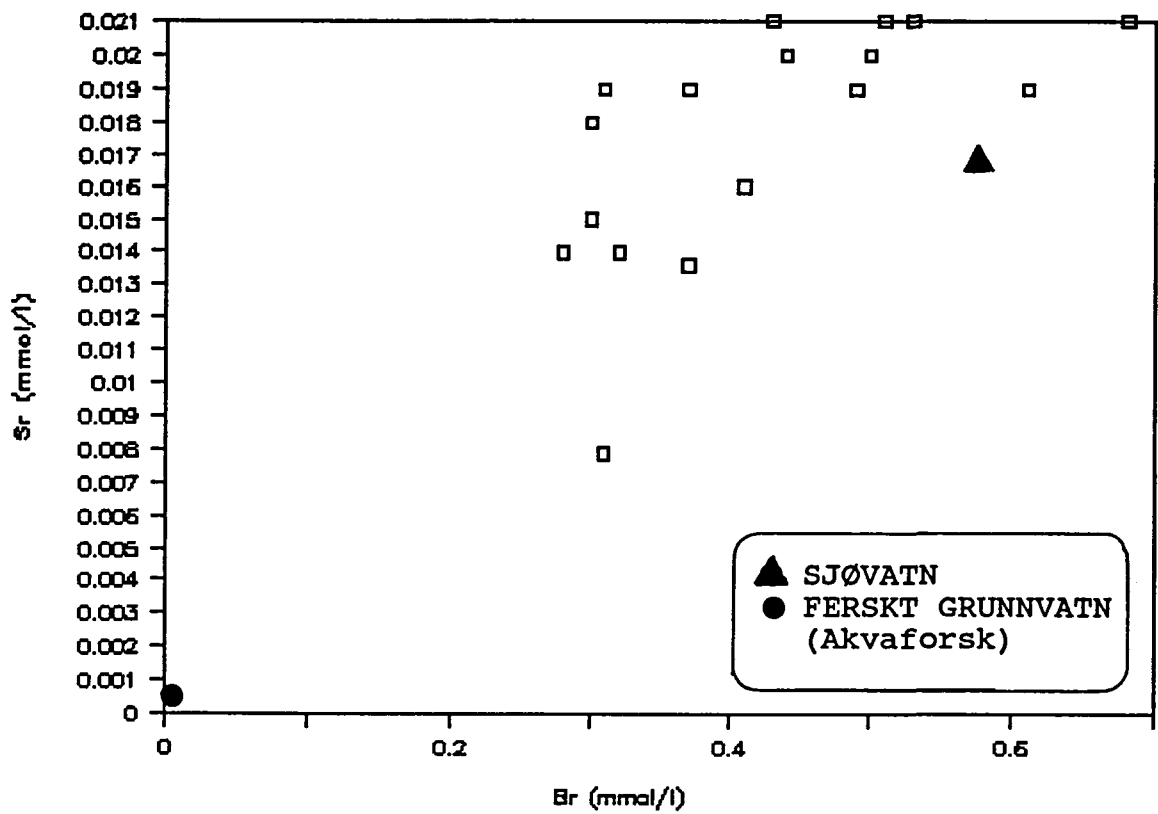




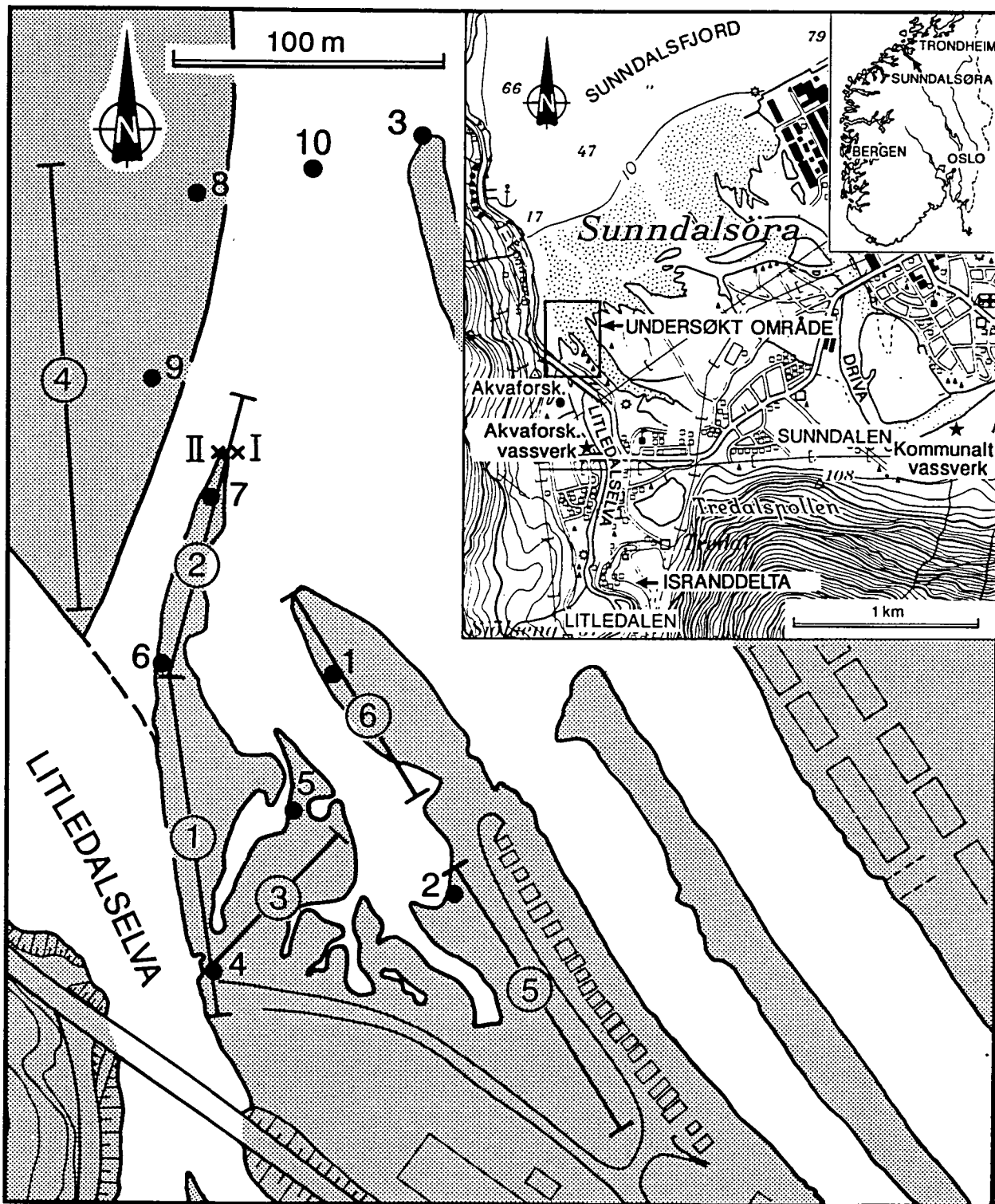
Figur 4.7 a Korrelasjon mellom ionestyrke og metningsgrad av kalsitt og dolomitt



Figur 4.7 b Korrelasjon mellom pH og metningsgrad av kalsitt og dolomitt



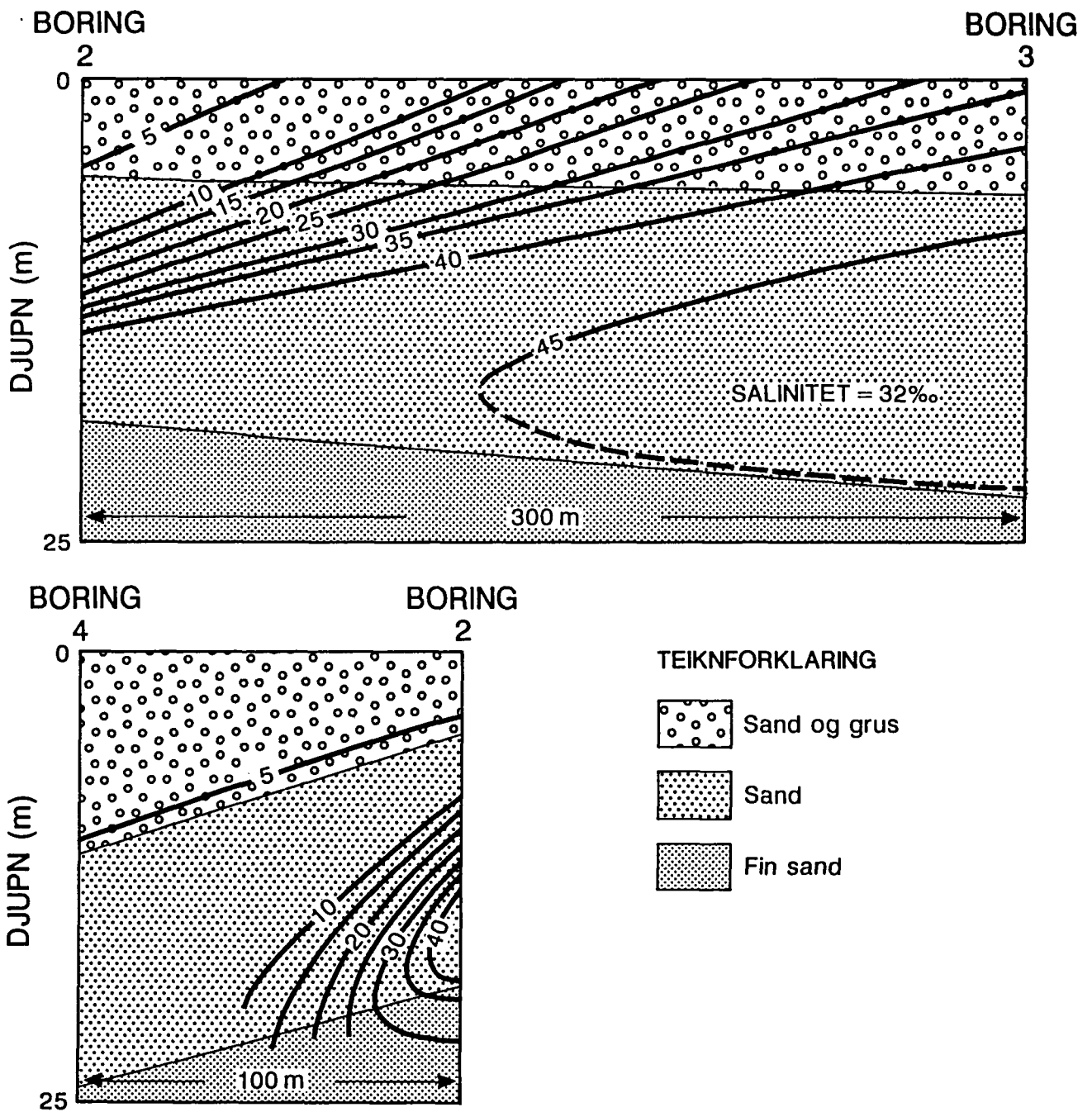
Figur 4.8 Korrelasjon mellom aktivitetene av  $Br^-$  og  $Sr^{2+}$ . Sjøvatnet sitt innhold av dei respektive ion er vist med strekar i figuren



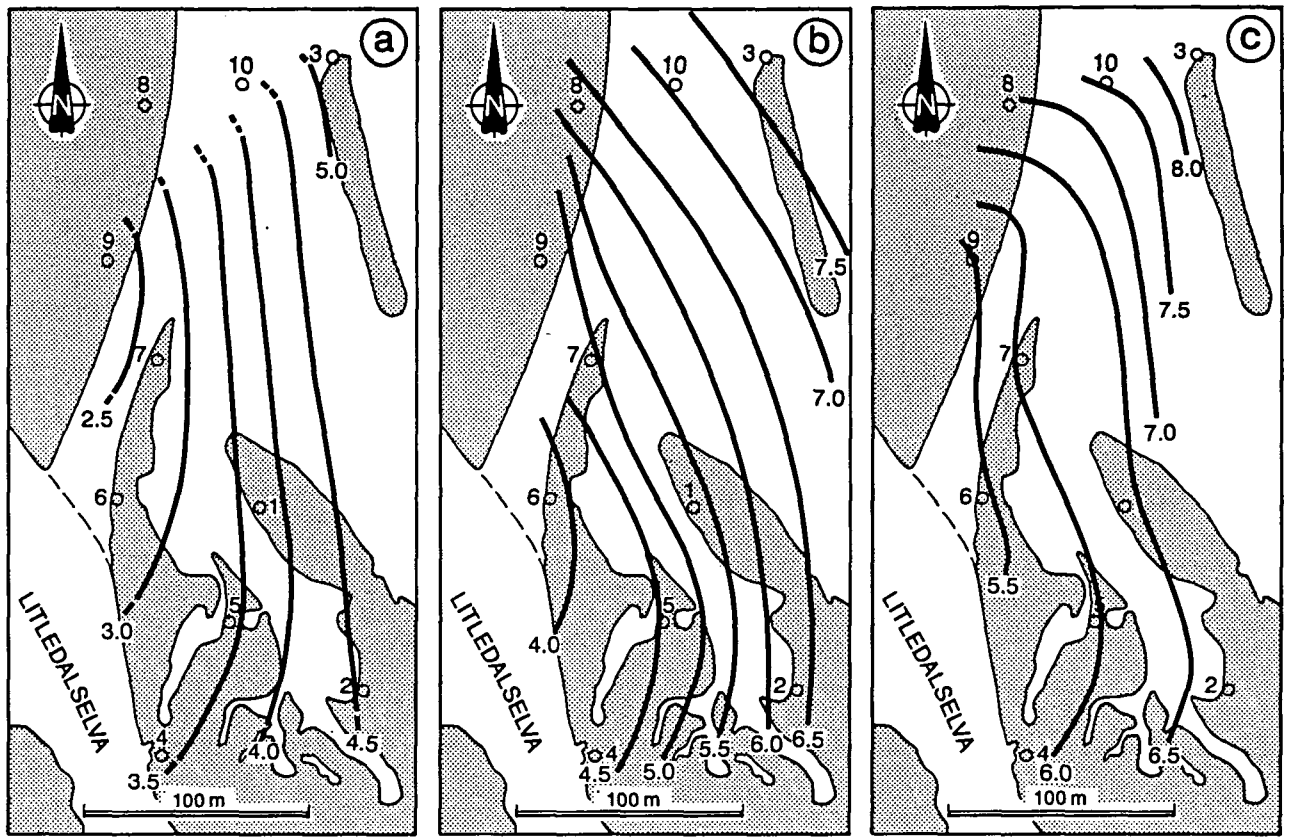
TEIKNFORKLARING:

- Boring nr.
- ⊖ Geofysiske profil
- × Pumpebrønnar
- Områder over middel havnivå

Figur 4.9 Kart over det detaljundersøkte området ved Litledalselva



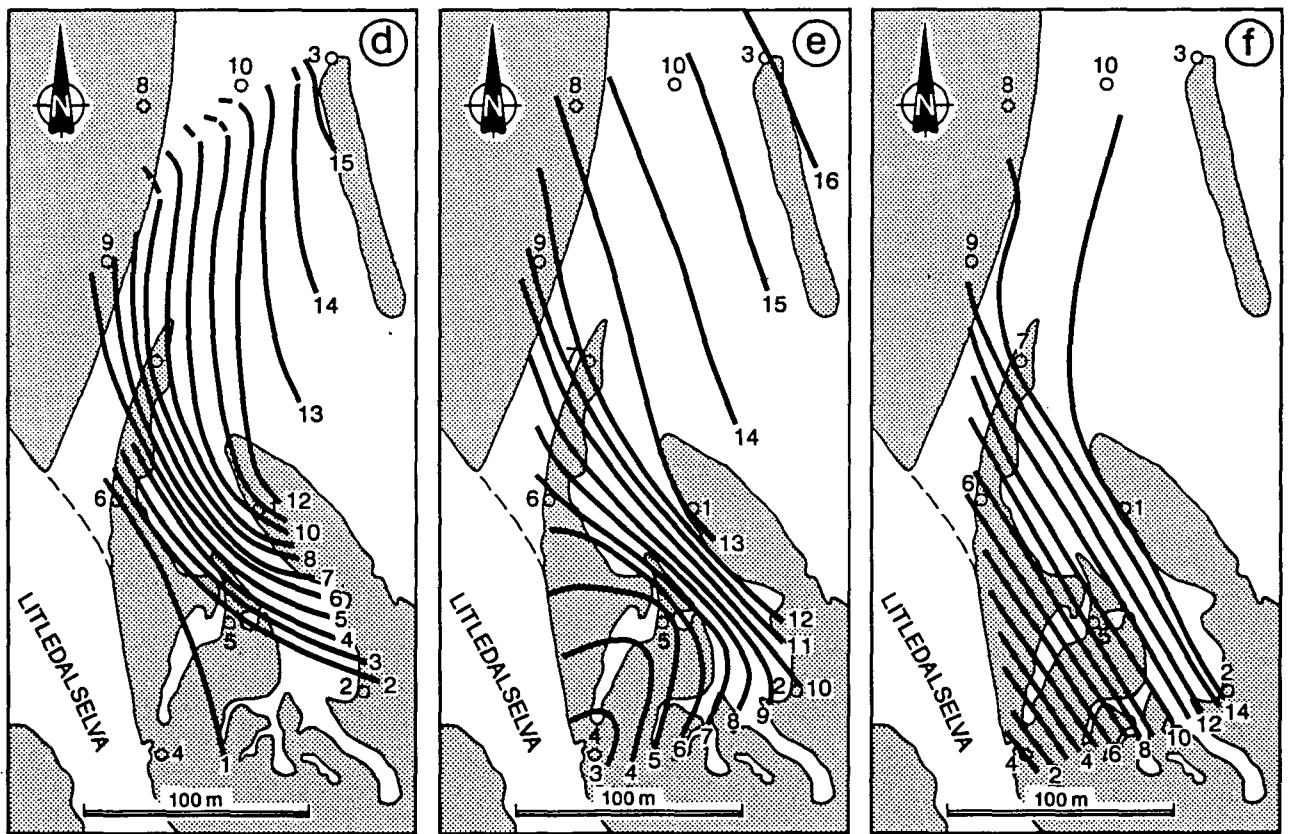
Figur 4.10 Profil som viser fordelinga av ledningsevnen (i mS/cm) i grunnvatnet. Sjå fig.4.9 for lokalisering av profila



— °C på 3 m djupn

— °C på 7 m djupn

— °C på 11 m djupn



— ‰ Cl på 7 m djupn

— ‰ Cl på 11 m djupn

— ‰ Cl på 15 m djupn

TEIKNFORKLARING:

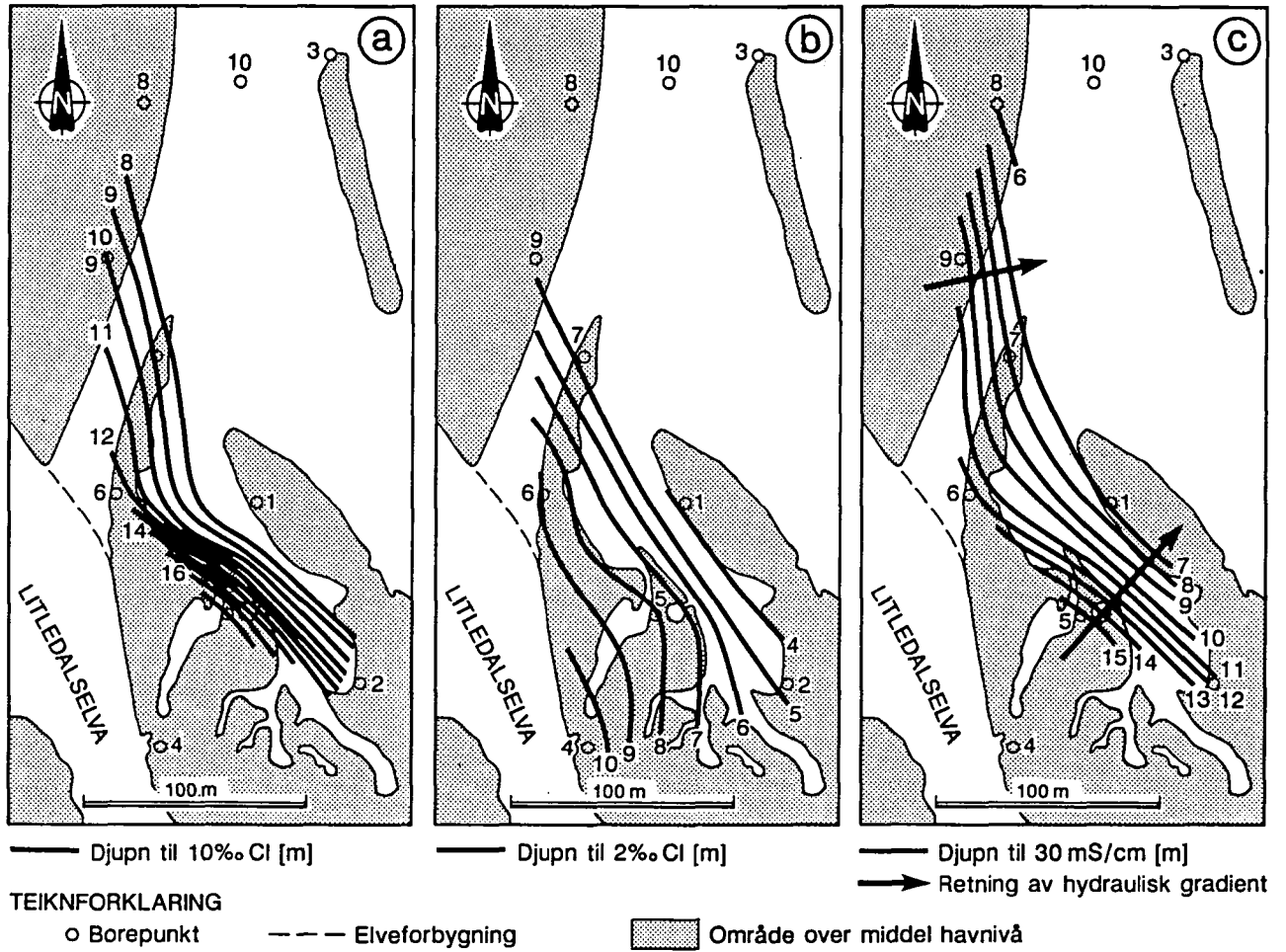
○ Borepunkt

--- Elveforbygning

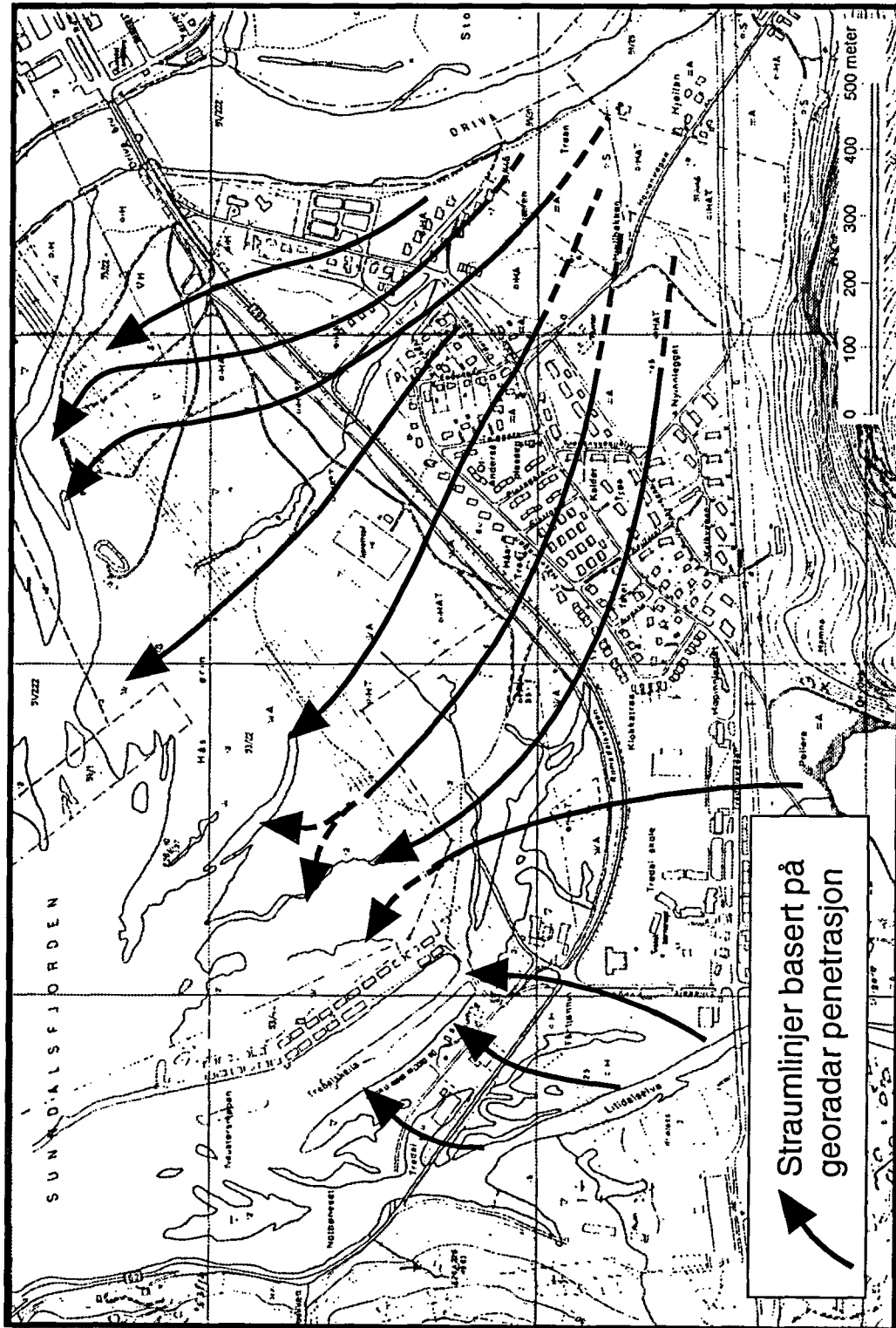


Område over middel havnivå

Figur 4.11 A til C viser temperaturfordeling i ulike nivå. D til F viser kloridfordelinga i grunnvatnet i ulike nivå



Figur 4.12 Fig. a viser kor djupt det er til grunnvatn som inneheld 10 promille klorid, fig. b viser det same for 2 promille. Fig. c viser djupna til vatn med ledningsevnen 30 mS/cm og derav retningen til den hydrauliske gradienten



Figur 4.13 Straumlinjer for grunnvatnet, basert på georadarpenetrasjon



NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

Seksjon for kjemiske analyser

# OPPDRA GSKORT

Dato: 24. november 1992

227/92

63.2306.06

Oppdrags nr. 227/92      Prosjekt/nr. 63.2306.06      Tidl. oppdrag nr. ....

Oppdragsgiver NGU Grunnvann og miljøkjemi v/ Gaute Storrø

Antall prøver 25      Provetype vann

Prøvene merket 1-25

Preparering	Mottak	Sikting	Kløyving	Tygging	Splitting	Pulverisering	Anm.
Avsluttet dato							
Pris							

Pris preparering: .....      Pris kjemisk analyse: .....      Driftsregnskap- Utgift kto. ....      Kr. ....

Analyseoppdrag: 1. ICAP

2. IC

3. pH, ledningsevne og alkalitet

Analysemetode: .....

Forbehandling: .....

Arkiverings nr. ....      EDB fil navn: .....      Prøvene er lagret .....

Anm. ....



Norges geologiske undersøkelse,  
Faggruppe for laboratorier

## A N A L Y S E R A P P O R T

Prosjekt nummer : 63.2306.06

Oppdrags nummer : 227/92

## ANIONER

Oppdragsgiver : NGU, Grunnvann og miljøkjemi v/G. Storror

Prøvetype : Saltvann

Geografi : Sunndalsøra, Møre og Romsdal

Instrument : IC

Antall prøver : 25

Nummerert/Mrk. : 1 - 25

EDB-fil : I22792.RAP på T:\ANIONER.KJA

-----  
B.Th. Andreassen

Forsker

-----  
Egil Kvam

Laborant

Benevning: ppt, ppb, ppm og % betyr for vannprøver og løsninger  
hhv. ng/l, ug/l, mg/l og g/100ml

\*\*\* betyr: ikke bestemt.

Siste siffer i resultatene er som oftest uten mening. Det er tatt med  
for å gjøre overgangen mellom 10-er potenser mindre markante og for ikke  
å miste eventuell informasjon.

Oppdragsnummer : 227/92

Prøve

nr	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
1	<5.00ppm	0.84 %	***	24.4ppm	<500 ppb	<2.00ppm	0.12 %
2	<5.00ppm	0.96 %	***	27.0ppm	<500 ppb	<2.00ppm	0.14 %
3	<5.00ppm	0.97 %	***	19.3ppb	<500 ppb	<2.00ppm	0.13 %
4	<5.00ppm	0.97 %	***	27.9ppm	<500 ppb	<2.00ppm	0.13 %
5	<5.00ppm	0.25 %	***	7.49ppm	<500 ppb	<2.00ppm	312 ppm
6	<5.00ppm	0.40 %	***	18.6ppm	<500 ppb	<2.00ppm	567 ppm
7	<5.00ppm	0.79 %	***	22.8ppm	<500 ppb	<2.00ppm	0.11 %
8	<5.00ppm	0.91 %	***	26.6ppm	<500 ppb	<2.00ppm	0.12 %
9	<500 ppb	624 ppm	***	1.29ppm	675 ppb	<2.00ppm	55.2ppm
10	<5.00ppm	0.16 %	***	4.82ppm	<500 ppb	<2.00ppm	102 ppm
11	<5.00ppm	0.45 %	***	14.0ppm	<500 ppb	<2.00ppm	296 ppm
12	<5.00ppm	0.74 %	***	21.1ppm	<500 ppb	<2.00ppm	345 ppm
13	690 ppb	263 ppm	***	835 ppb	<500 ppb	<2.00ppm	53.2ppm
14	2.72ppm	482 ppm	***	1.44ppm	<500 ppb	<2.00ppm	49.7ppm
15	<5.00ppm	0.24 %	***	10.0ppm	<500 ppb	<2.00ppm	241 ppm
16	<5.00ppm	0.56 %	***	19.9ppm	<500 ppb	<2.00ppm	655 ppm
17	1.20ppm	40.8ppm	<500 ppb	124 ppb	<500 ppb	3.29ppm	10.6ppm
18	2.10ppm	333 ppm	***	1.06ppm	<500 ppb	4.75ppm	34.7ppm
19	3.48ppm	609 ppm	***	2.11ppm	<500 ppb	682 ppb	81.9ppm
20	3.10ppm	0.12 %	***	3.05ppm	<500 ppb	1.14ppm	104 ppm
21	106 ppb	5.31ppm	<50.0ppb	23.0ppb	7.28ppm	<200 ppb	6.87ppm
22	69.0ppb	5.53ppm	<50.0ppb	<20.0ppb	1.09ppm	<200 ppb	17.4ppm
23	<50.0ppb	4.05ppm	<50.0ppb	<20.0ppb	<50.0ppb	<200 ppb	6.28ppm
24	102 ppb	5.81ppm	<50.0ppb	<20.0ppb	<50.0ppb	<200 ppb	15.5ppm
25	<50.0ppb	11.5ppm	<250 ppb	<20.0ppb	<50.0ppb	<200 ppb	14.4ppm

Norges Geologiske Undersøkelse

OPPDRAG NR 227/92  
DATO 26. NOV 1992

Intern

A N A L Y S E R A P P O R T

fra

NGU - KJEMISK AVD.

Til NGU GRUNNVANN OG MILJØKJEMI V/GAUTE STORRØ

På vedlagte EDB-utskrift

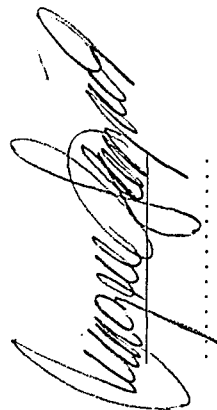
følger resultatene av utført

analyseoppdrag

KJEMISK AVDELING

*K. Sjøvold*  
.....

seksjonsleder



26. NOV 1992

Side 1

ANALYSE-RAPPORT.  
 -----

Norges Geologiske Undersøkelse.

Prosjektnr: 63.2306.06 Oppdragsnr: 227/92

Oppdragsgiver: NGU GRUNNVANN OG MILJØKJEMI V/GAUTE STORRØ

Instrument: PLASMA

	Si ppb	Al ppb	Fe ppb	Ti ppb	Mg ppb	Ca ppb	Na ppb	K ppb	Mn ppb	P ppb
Nedre grense	20.0	20.0	10.0	10.0	50.0	20.0	10.0	200.0	2.0	100.0
	Cu ppb	Zn ppb	Pb ppb	Ni ppb	Co ppb	V ppb	Mo ppb	Cd ppb	Cr ppb	Ba ppb
Nedre grense	2.0	5.0	50.0	40.0	10.0	5.0	10.0	10.0	10.0	2.0
	Sr ppb	Zr ppb	Ag ppb	B ppb	Be ppb	Li ppb	Sc ppb	Ce ppb	La ppb	Y ppb
Nedre grense	2.0	5.0	10.0	20.0	2.0	2.0	2.0	50.0	10.0	2.0

Disse data er lagret i % på NGU's data-anlegg på filen A22792.BRK.KJAN  
 Prøvenavnet kan leses som heltall, høyjustert fra kolonne 7 med 8. kolonne  
 til å markere A- el. B-prøver dvs (17,A1,30(A1,F12.8))

Format : (A8,30(A1,F12.8))



26. NOV 1992

Side 3

Prosjektnr: 63.2306.06 Oppdragsnr: 227/92

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Si	1.73 ppm	2.30 ppm	3.26 ppm	2.99 ppm	2.52 ppm	3.00 ppm	5.76 ppm	5.74 ppm	3.94 ppm	5.04 ppm
Al	131.8 ppb	122.4 ppb	71.4 ppb	226.8 ppb	109.2 ppb	157.0 ppb	240.7 ppb	847.5 ppb	58.6 ppb	675.2 ppb
Fe	112.4 ppb	105.1 ppb	208.5 ppb	337.2 ppb	415.2 ppb	72.5 ppb	206.7 ppb	576.5 ppb	152.3 ppb	857.5 ppb
Ti	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	13.5 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	31.7 ppb	104.4 ppb	<10.0 ppb	78.0 ppb
Mg	327.0 ppm	520.7 ppm	17.38 ppm	10.70 ppm	220.6 ppm	551.3 ppm	419.3 ppm	9.44 ppm	30.49 ppm	48.81 ppm
Ca	101.7 ppm	169.4 ppm	16.15 ppm	3.69 ppm	78.45 ppm	173.9 ppm	216.1 ppm	3.10 ppm	9.81 ppm	15.29 ppm
Na	30%	48%	173.0 ppm	359.9 ppm	20%	47%	68.23 ppm	274.9 ppm	570.3 ppm	624.4 ppm
K	96.51 ppm	147.4 ppm	8.10 ppm	12.25 ppm	71.52 ppm	159.2 ppm	1.33 ppm	9.08 ppm	23.23 ppm	29.27 ppm
Mn	24.0 ppm	13.1 ppm	492.3 ppb	8.3 ppb	35.2 ppb	11.2 ppb	< 2.0 ppb	7.1 ppb	3.5 ppb	9.8 ppb
P	<100.0 ppb	<100.0 ppb	<100.0 ppb	<100.0 ppb	123.3 ppb	<100.0 ppb	1.24 ppb	1.85 ppb	454.1 ppb	1.63 ppb
Cu	2.6 ppb	< 2.0 ppb	2.0 ppb	< 2.0 ppb	3.1 ppb	2.6 ppb	2.3 ppb	3.4 ppb	< 2.0 ppb	2.3 ppb
Zn	17.5 ppb	6.5 ppb	6.4 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	5.2 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb
Pb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb
Ni	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb
Co	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
V	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	8.8 ppb	22.5 ppb	< 5.0 ppb	18.8 ppb
Mo	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
Cd	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
Cr	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
Ba	17.1 ppm	35.9 ppm	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	3.0 ppb	14.4 ppb	< 2.0 ppb	3.7 ppb	< 2.0 ppb	6.4 ppb
Sr	1.31 ppm	2.28 ppm	170.9 ppb	52.3 ppb	958.8 ppb	2.35 ppm	< 2.0 ppb	43.8 ppb	149.3 ppb	232.5 ppb
Zr	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb	5.9 ppb	< 5.0 ppb	< 5.0 ppb
Ag	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
B	1.83 ppm	2.51 ppm	157.7 ppb	647.7 ppb	1.67 ppm	3.04 ppm	443.9 ppb	1.04 ppm	< 10.0 ppb	< 10.0 ppb
Be	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	1.04 ppm	1.50 ppm
Li	12.4 ppb	12.9 ppb	6.5 ppb	2.2 ppb	21.0 ppb	32.3 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb
Sc	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb
Ce	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb
La	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
Y	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	< 2.0 ppb	7.2 ppb	< 2.0 ppb	3.5 ppb

26. NOV 1992

Side 4

Prosjektnr: 63.2306.06 Oppdragsnr: 227/92

	21	22	23	24	25
Si	2.48 ppm	3.58 ppm	4.39 ppm	5.05 ppm	5.67 ppm
Al	23.4 ppb	141.2 ppb	153.9 ppb	70.4 ppb	36.1 ppb
Fe	27.2 ppb	801.3 ppb	788.6 ppb	1.35 ppm	1.55 ppm
Ti	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
Mg	928.9 ppb	1.17 ppm	1.08 ppm	1.56 ppm	2.09 ppm
Ca	4.06 ppm	4.35 ppm	4.21 ppm	5.27 ppm	5.29 ppm
Na	4.54 ppm	3.68 ppm	3.20 ppm	3.57 ppm	3.68 ppm
K	209.3 ppb	575.5 ppb	329.3 ppb	283.1 ppb	286.2 ppb
Mn	17.4 ppb	23.0 ppb	33.0 ppb	75.0 ppb	70.0 ppb
P	<100.0 ppb	<100.0 ppb	<100.0 ppb	<100.0 ppb	<100.0 ppb
Cu	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb
Zn	<5.0 ppb	5.5 ppb	<5.0 ppb	<5.0 ppb	<5.0 ppb
Pb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb
Ni	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb	<40.0 ppb
Co	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
V	<5.0 ppb	<5.0 ppb	<5.0 ppb	<5.0 ppb	<5.0 ppb
Mo	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
Cd	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
Cr	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
Ba	4.7 ppb	3.7 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb
Sr	24.1 ppb	24.9 ppb	21.9 ppb	36.4 ppb	44.9 ppb
Zr	<5.0 ppb	<5.0 ppb	<5.0 ppb	<5.0 ppb	<5.0 ppb
Ag	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
B	<20.0 ppb	<20.0 ppb	<20.0 ppb	<20.0 ppb	<20.0 ppb
Li	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb
Be	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb
Sc	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb
Ce	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb	<50.0 ppb
La	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb	<10.0 ppb
Y	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb	<2.0 ppb

Norges geologiske undersøkelse

Faggruppe for laboratorier

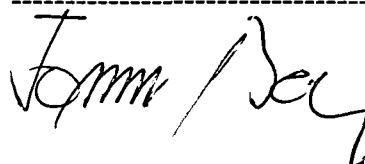
Kjemisk lab. II

Dato: 16.03.1993

## ANALYSERAPPORT

Oppdr.-giver : NGU Program for grunnvann og miljøkjemi v/ Gaute Storrø  
Oppdragsnr. : 227/92  
Journalnr. : 275-299/93  
Prosjektnr. : 63.2306.06  
Antall prøver : 25  
Prøvetype : Grunnvann  
Prøvemrk. : 1-25 (17.-18.11.92)  
Lokalitet : Sunndalsøra, Sunndal kommune, Møre og Romsdal fylke  
Kartblad : 1420-3 Sunndalsøra  
Analyseoppdr. : Ledningsevne - pH - Alkalitet  
Metode : Titrering etter NS 4754 (Alkalitet)  
Instrument : RADIOMETER CDM 83 CONDUCTIVITY METER  
RADIOMETER PHM 84 RESEARCH pH METER  
EDB-fil : T:\LEDPHALK.KJA\22792WP.51  
Anmerkn. : Resultat på side 2!  
Analysedato : 09.-10.03.93 v/ TB.

  
Forsker





Oppdragsnr. 227/92

Nr.	Prøvemrk.	Ledn.evne mS/cm	pH	Alkalitet mmol/l
1. Bh-1.	4,5- 5,5m	25.0	7.39	1.24
2. Bh-1.	8,5- 9,5m	27.5	7.17	1.55
3. Bh-1.	12,5-13,5m	27.9	7.10	2.68
4. Bh-1.	16,5-17,5m	27.8	7.20	2.05
5. Bh-2.	2,5- 3,5m	8.28	7.05	1.02
6. Bh-2.	8,5- 9,5m	19.1	7.47	1.24
7. Bh-2.	12,5-13,5m	23.1	7.06	1.73
8. Bh-2.	16,5-17,5m	25.6	7.05	2.13
9. Bh-3.	4,5- 5,5m	2.18	7.56	0.87
10. Bh-3.	8,5- 9,5m	5.34	7.42	3.93
11. Bh-3.	12,5-13,5m	14.5	7.36	9.60
12. Bh-3.	16,5-17,5m	22.1	7.36	15.85
13. Bh-4.	4,5- 5,5m	1059.0 $\mu$ S	7.40	0.78
14. Bh-4.	8,5- 9,5m	1.83	8.08	2.08
15. Bh-4.	12,5-13,5m	10.24	7.74	6.09
16. Bh-4.	16,5-17,5m	22.3	7.70	5.99
17. Bh-5.	4,5- 5,5m	297.0 $\mu$ S	8.03	1.72
18. Bh-5.	8,5- 9,5m	1.37	7.79	1.99
19. Bh-5.	12,5-13,5m	3.09	7.03	2.20
20. Bh-5.	16,5-17,5m	4.03	7.46	2.90
21. Bh-6.	4,5- 5,5m	61.1 $\mu$ S	7.33	0.21
22. Bh-6.	8,5- 9,5m	67.9 $\mu$ S	5.30	0.03
23. Bh-6.	12,5-13,5m	63.0 $\mu$ S	5.30	0.03
24. Bh-6.	16,5-17,5m	72.2 $\mu$ S	6.36	0.08
25. Bh-6.	18,5-19,5m	75.8 $\mu$ S	6.83	0.14

## ANVENDELSOMRÅDE FOR GRUNN REFLEKSSJONSSEISMIKK

Kvartærgeologisk kartlegging. Metoden er spesielt godt egnet til kartlegging av laggrenser og strukturer i løsmasser. Metoden er også egnet ved kartlegging av fjelltopografi under løsmassene.

Kartlegging av strukturer og laggrenser i bergarter. Metoden har vist å ha anvendelser spesielt ved kartlegging av flattliggende sprekkesoner, hulrom (tunneler, gruveganger) og stratigrafi i yngre bergarter.

Grunnvannsundersøkelser. Refleksjonsseismikk har vist seg å være et godt hjelpemiddel ved kartlegging av aquiferer og nedgravde kanaler, spesielt i deltaområder der elektriske og elektromagnetiske målemetoder ikke kan benyttes på grunn av saltvannsinntrengning.

Miljøundersøkelser, Refleksjonsseismikk kan benyttes ved forundersøkelser ved plassering av avfallsdeponi. Kan også kartlegge fjelltopografi under løsmassene nær farlige avfallsplasser.

Ressursundersøkelser. Metoden er ved flere tilfeller benyttet ved kartlegging av kullforekomster. Metoden kan også tenkes benyttet ved kartlegging av nedgravde kanaler (placer-forekomster) og ved kartlegging av sand/grus-forekomster.

Anvendelser innen ingeniørgeologi. Metoden benyttes ved kartlegging av dyp til fjell. Dette inngår ofte som forundersøkelser ved prosjektering av damanlegg, fundamenter osv.

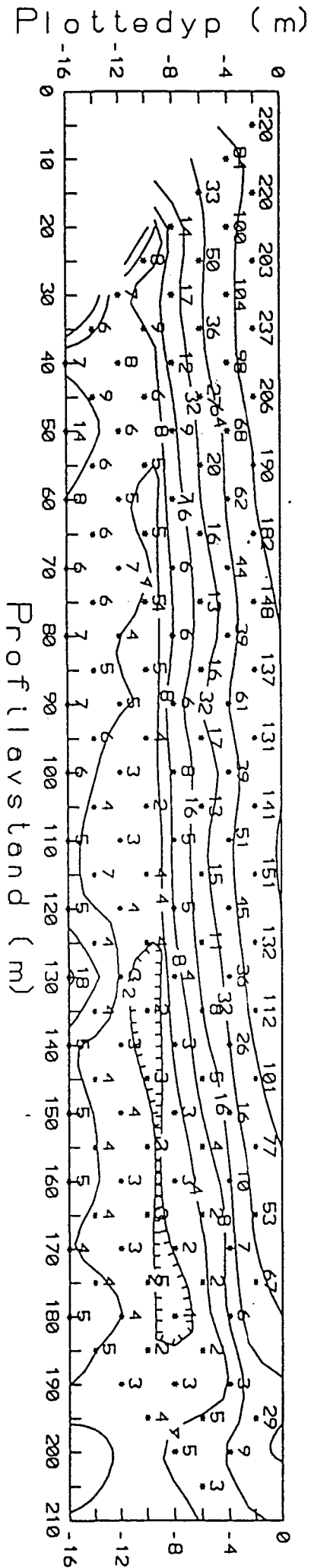
## **ANVENDELSESOMRÅDER FOR GEORADAR**

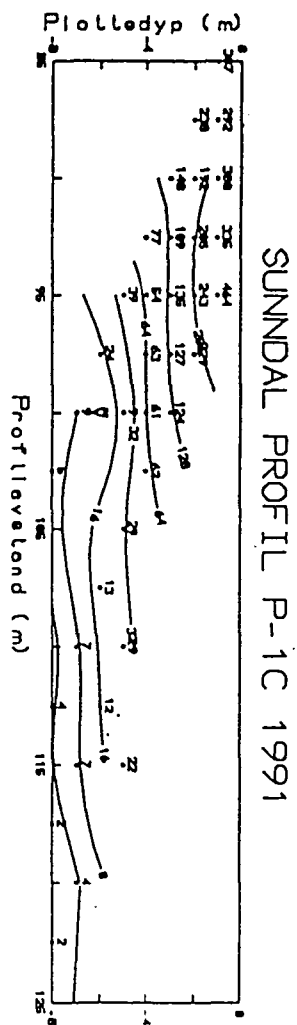
- Undersøkelser av ferskt grunnvann. Grunnvannsspeil representerer en grense med markert endring i dielektrisitet, og opptrer som regel som en kraftig reflektor i georadaropptak. Plassering av grunnvannsspeil og mektighet av vannmettede, grovkornige løsmasser kan kartlegges.
- Undersøkelser av salt grunnvann. På grunn av høy ledningsevne og kraftig demping av radiobølgene i salt grunnvann, sees ikke strukturer under grunnvannsspeil. En presentasjon av kotekart over penetrasjonsdyp vil gi et strukturelt bilde av saltvannsinntrengning innen et område. Dette kan brukes til å kartlegge områder med påtrykk av ferskt grunnvann. Informasjon om dyp til salt/brakt grunnvann fåes også.
  - Kvartærgeologisk kartlegging. Metoden er spesielt godt egnet til kartlegging av strukturer og laggrenser i løsmasser og kan stedvis gi et meget detaljert bilde av grunnforholdene. Ofte kan avsetningstype gjenkjennes på bakgrunn av mønstre, strukturer og signaturer i opptak. Ved innslag av finstoffholdig materiale (silt/leir) er metoden uegnet pga. høy ledningsevne i slike avsetninger.
  - Undersøkelser av sand/grus-ressurser. Georadar bidrar med kartlegging av mektigheter av uttakbar masse, der nedre grense definert av finstofflag, fjell eller grunnvann, ofte kan identifiseres på georadaropptak.
  - Myrundersøkelser. Myrbunnen utgjør ofte en meget markant reflektor ved georadarmålinger, og myrtykkelser kan lett kartlegges. Resultatene kan f.eks. benyttes ved grøfting av myrområder. Av og til kan en også si noe om materialtype under myra.
  - Kartlegging av fjelltopografi under løsmasser. Georadar kan være en rask metode til dette formål, sammenlignet med f.eks. refraksjonsseismikk. Det er ofte liten forskjell i dielektrisitet mellom tørre avsetninger og fjell. Derfor er det lettere å kartlegge fjelloverflaten dersom denne opptrer i vannmettet sone.
  - Kartlegging av svakhets- og sprekkesoner i fjell kan ofte utføres med hell ved hjelp av georadar. Dette har som regel sammenheng med økt vanninnhold og leirmineralisering langs disse sonene som dermed utgjør klare reflektorer. Slik kartlegging kan være aktuell ved f.eks. tunneldrift, men også ved f.eks. undersøkelse av områder for uttak av bygningsstein.

- Kartlegging av bunnforhold i sjøer og elver. Metoden benyttes til å kartlegge istykkelse, bunntopografi og type bunnsedimenter.
- Ingeniørgeologiske anvendelser. Kartlegging av veitykkelser, undersøkelse av grunnforhold m.m.
- Miljøundersøkelser. Georadar er med hell benyttet ved f.eks. kartlegging av nedgravde avfallsplasser og forurensningsplumer i bakken.
- Arkeologi. Kartlegging av f.eks. underjordiske/nedgravde bygg/konstruksjoner og gravhauger.



# SUNNDAL PROFIL P-1B





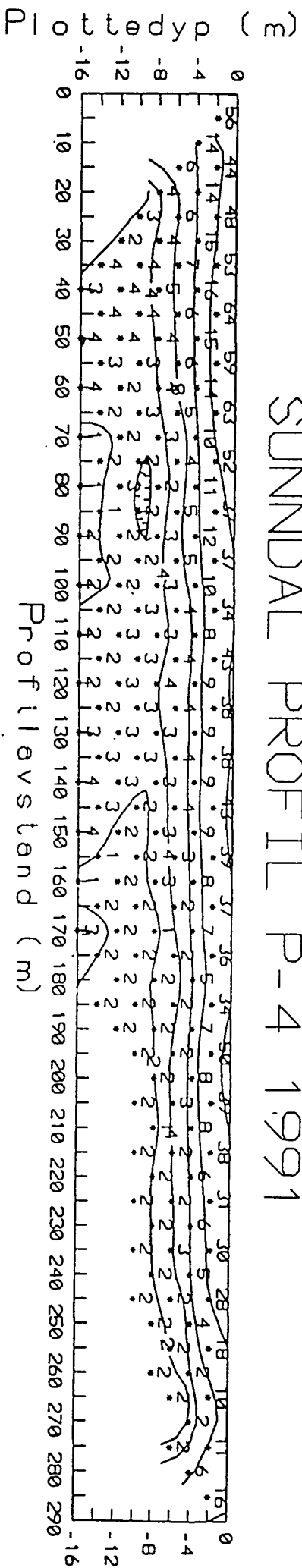
11



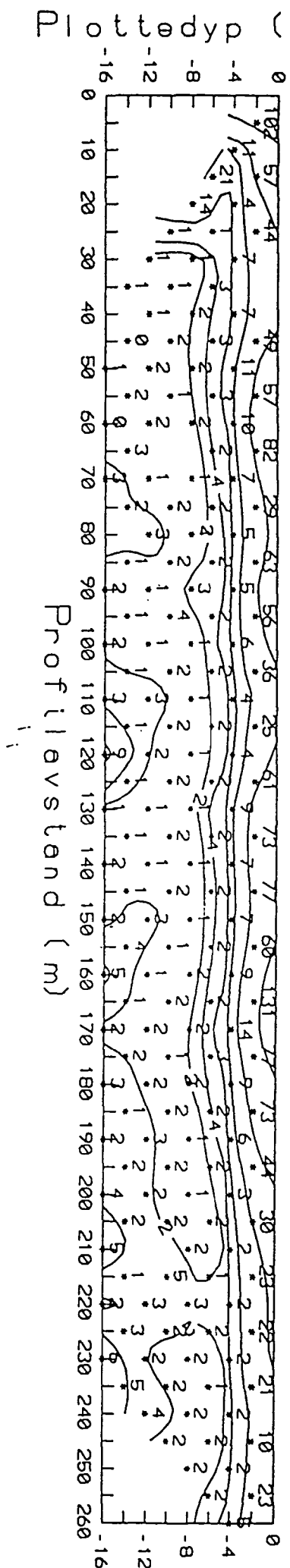




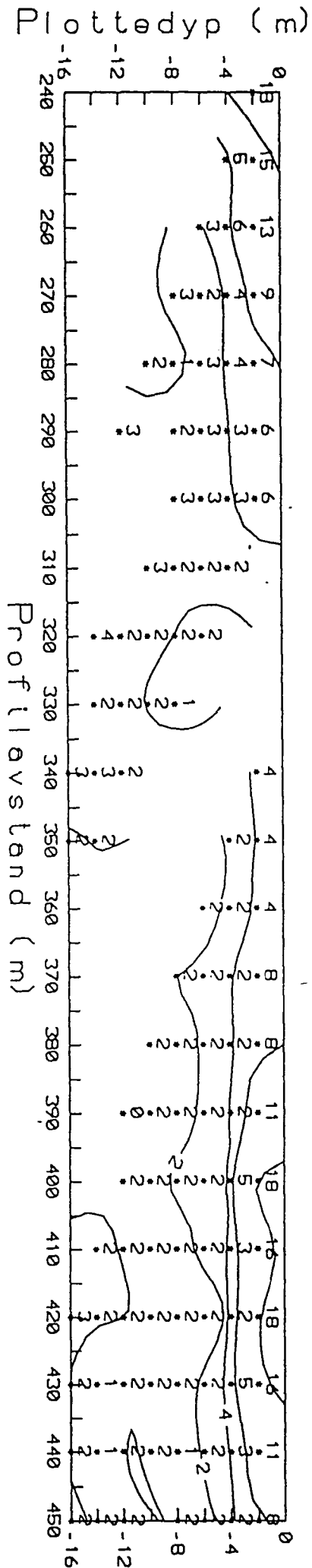
# SUNNDAL PROFIL P-4 1991



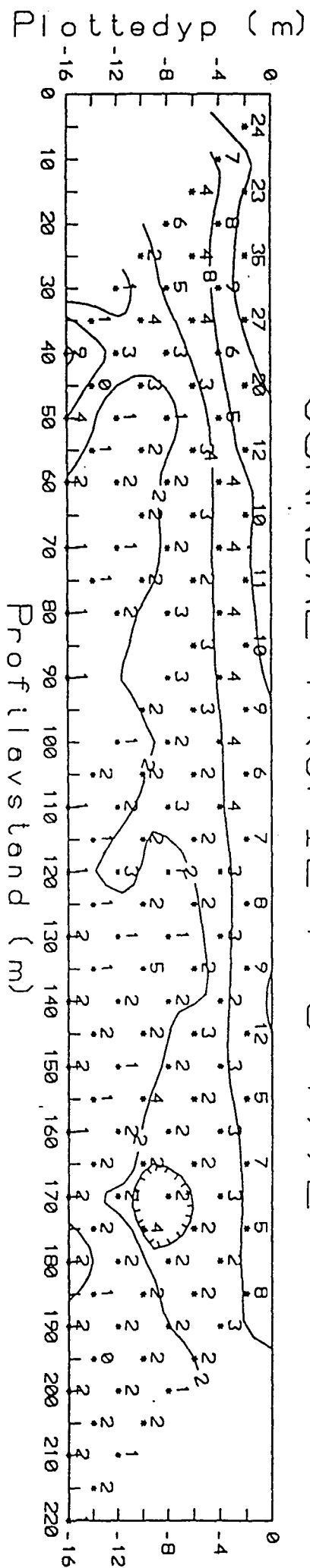
# SUNNDAL PROFIL P-5 1991



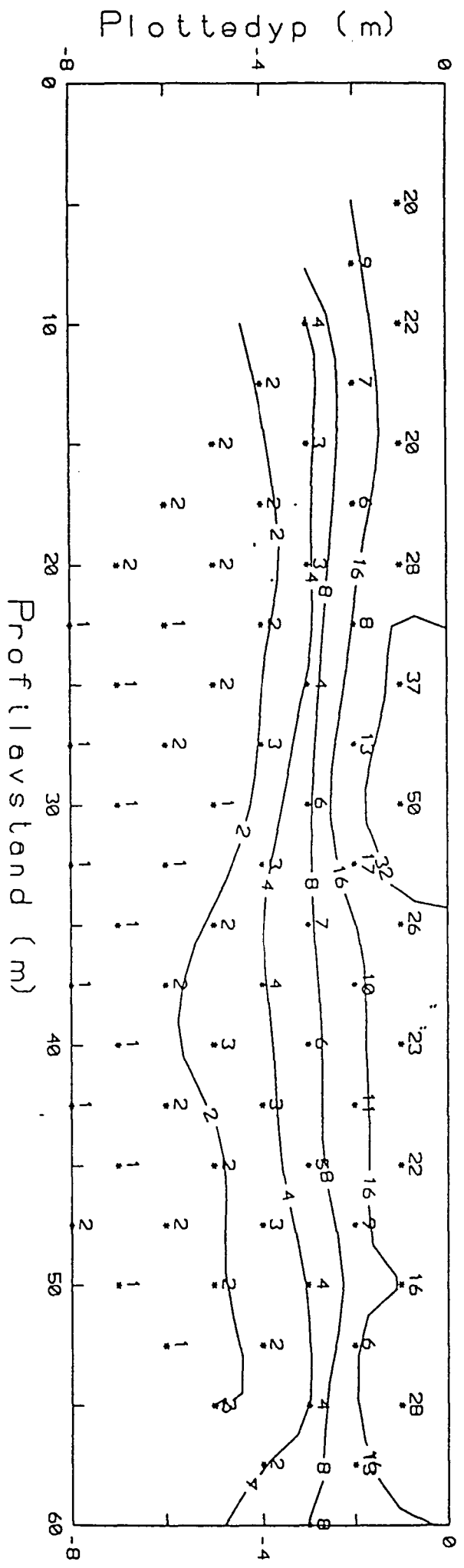
# SUNNDAL PROFIL P-6 1991 240-450



# SUNNDAL PROFIL P-6 1992

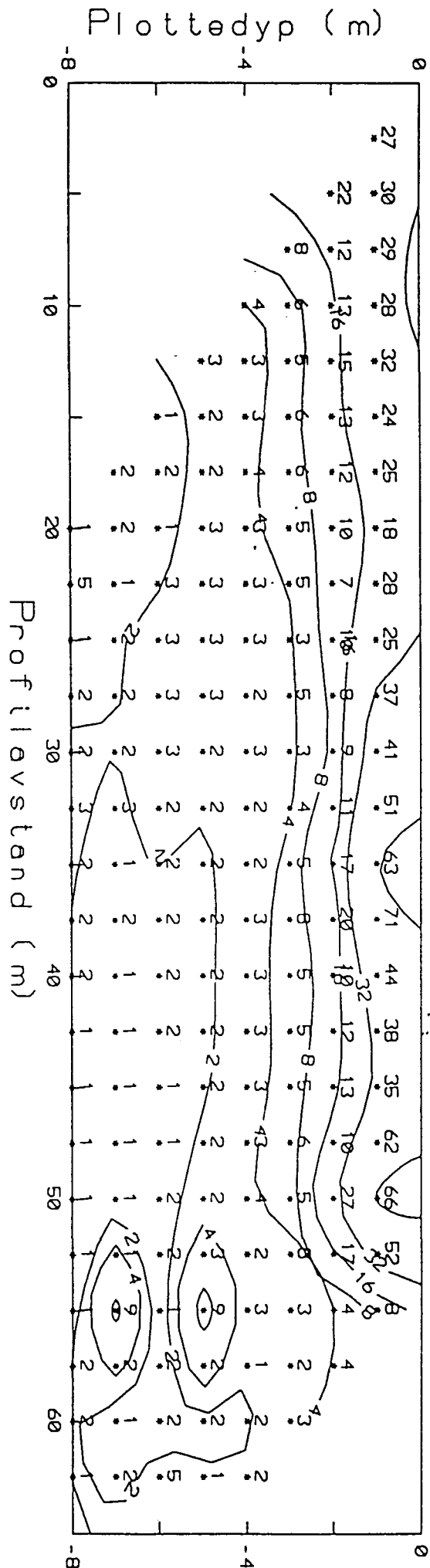


# SUNNDAL PROFIL P-6 Tverr 2 1992



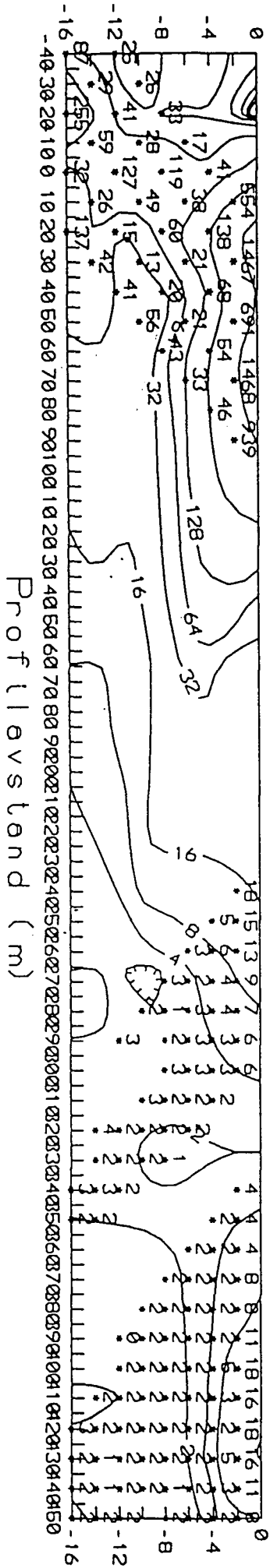
1

# SUNNDAL PROFIL P-6TVERRR 1992



Plottedyp (m)

# SUNNDAL PROFIL P-1A





# SUNNDAL PROFIL P-2 1992

