



Bergvesenet rapport nr 5719	Intern Journal nr	Intern arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
Kommer fra arkiv Grong Gruber AS	Ekstern rapport nr	Oversendt fra Grong Gruber a.s.	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

Malmgeofysiske Undersøkelser ved Renselsesvann, i Nord-Trøndelag

Forfatter Mauring, Eirik	Dato År 13.12 1984	Bedrift (oppdragsgiver og/eller oppdragstaker) Grong Gruber A/S
------------------------------------	---------------------------------	---

Kommune Røyrvik	Fylke Nord-Trøndelag	Bergdistrikt 1: 50 000 kartblad 1924 I	1: 250 000 kartblad Grong
---------------------------	--------------------------------	--	--------------------------------------

Fagområde Geofysikk Geologi	Dokument type	Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt) Renselvann skjerp
---	---------------	---

Råstoffgruppe Malm/metall	Råstofftype Cu, Zn
-------------------------------------	------------------------------

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Hovedoppgave for NTH. Malmgeofysiske undersøkelser ved Renselvann, Nord-Trøndelag. Geofysiske undersøkelser av mineraliseringer NV for Renselvann. Målemetoder CP og IP, jordet i 3 kishorisonter. Undersøkelsene viser at det sannsynligvis bare er 1 som er interessant for boring.

MALMGEOFYSISKE UNDERSØKELSER
VED RENSELVANN, I NORD-TRØNDELAG

av

Eirik Mauring

NTH

Institutt for petroleumsteknologi
og anvendt geofysikk

1984

Tekst

ERKLÆRING

Jeg erklærer på ære og samvittighet
at arbeidet med oppgaven er utført
selvstendig og i samsvar med høg-
skolens eksamensreglement.

Trondheim, 13/12-84

Eirik Mauring

Eirik Mauring

BERGAVDELINGEN

1x Skjema mottatt :
2x Hovedoppgaver mottatt :
2x Hovedoppgaver sendt til
ansvarlig institutt :

Stud.techn.: Eirik Mauring.....:

HOVEDOPPGAVEN.

Du er tildelt følgende emne for hovedoppgaven:

Malmgeofysiske undersøkelser ved Renselvann, i Nord-Trøndelag.

se vedlegg.

Arbeidet blir å utføre ved: Inst. for petroleumstekn. og anv. geofysikk.....

i tiden: 15.09.-15.12.84....

under ledelse av Ole Bernt Lile.....

Veiledere: Steinar Rønning, NGU og Arve Haugen, Grong Gruber A/S

Kandidaten har krav på minst en ukentlig konferanse med faglærer eller dennes stedfortreder.

Kandidaten skal utføre arbeidet selvstendig. Litteratur, tegninger eller andre kilder som er benyttet under arbeidet skal angis i besvarelsen. Forøvrig avgjør faglæreren hvilken støtte kandidaten kan få under sitt arbeid.

Ved arbeider som utføres ute i bedrifter, har kandidaten anledning til å søke opplysninger hos bedriftens personale. Hvis han/hun på denne måten mottar råd eller vink som er av betydning for løsning av oppgaven, må dette anføres i besvarelsen.

Besvarelsen som bl.a. skal inneholde en detaljert fremstilling av arbeidets art, utførelse og resultater, skal leveres avdelingskontoret i 2 - to - eksemplarer innen den fastsatte tidsfrist. Besvarelsen (helst maskinskrevet) skal være innbundet og forsynt med oppgavens tittel på første side. Som side 2 inntas en erklæring om at arbeidet er utført selvstendig og i samsvar med høgskolens eksamensreglement.

Søknad om utsettelse med innlevering av hovedoppgaven på grunn av sykdom eller andre dokumenterte vanskeligheter, må sendes Avdelingen i god tid før innleveringsfristen.

I henhold til eksamensreglementets § 14 blir besvarelsen høgskolens eiendom og kan av høgskolen benyttes til undervisnings- og forskningsformål. Besvarelsen kan ikke benyttes til andre formål, f.eks. økonomiske, uten etter avtale mellom de interesserte parter. Oppgaven kan heller ikke offentliggjøres uten Avdelingens samtykke.

Arbeidet oppbevares i de respektive institutters arkiv.

Ole Bernt Lile.....

faglærer

Kopi:

Bergavdelingen
innen 1. oktober.

Malmgeofysiske undersøkelser ved Renselvann i Nord-Trøndelag

Gjør en malmgeofysisk undersøkelse av feltet med tilgjengelige geofysiske metoder. På grunnlag av tidligere arbeider og egne tilleggsmålinger, skal det foretas en vurdering av følgende:

- Plassering av de geofysiske strukturer i en geologisk sammenheng. Herunder skal forslag til videre undersøkelser og boringer gis.
- Anvendbarhet av forskjellige geofysiske metoder for malmleting i dette feltet.

FORORD

Takk til alle personer som har vært til hjelp under utførelsen og bearbeidingen av de geofysiske målinger. Dette gjelder først og fremst forsker Jan Steinar Rønning som har vært min veileder under diplomarbeidet. Takk rettes også til geofysiker Torleif Lauritsen, som sammen med Rønning var ansvarlig for utførelsen av CP- og IP-målingene. Takk til feltassistentene Trond Skyseth (11 dager), Lisbeth-Ingrid Alnæs (4 dager) og Oddbjørn Skilbrei (1 dag). Takk til professor F.M.Vokes for faglig assistanse til den rent geologiske delen av arbeidet. En god del av arbeidet med oppgaven ble utført på NGU (fikk bl.a. disponere et eget rom), og jeg er denne institusjonen en stor takk skyldig. Til slutt rettes en spesiell takk til prospekteringssjef Arve Haugen hos Grong Gruber A/S, som stilte materiell og personell til disposisjon under arbeidet.

Arve Haugen

INNHALDSFORTEGNELSE

	side
1. Sammendrag.....	7
2. Innledning.....	8
3. Geologi.....	9
regionalgeologi.....	9
geologi i Renselvann-området.....	12
4. Geofysikk.....	17
innledning.....	17
teorien bak de geofysiske metoder.....	17
problemstilling og angrepsmåte.....	50
beskrivelse og forklaring av utstyr og apparatur benyttet.....	51
utførelse av de geofysiske og petrofysiske målinger.....	63
5. Resultater.....	70
innledende bemerkninger.....	70
bakgrunnsmateriale.....	71
sammenknytning av geologi og geofysikk.....	71
resultater fra overflatemålinger i område I.....	71
resultater fra overflatemålinger i område II.....	75
resultater fra overflatemålinger i område III.....	79
resultater fra overflatemålinger i område IV.....	84
resultater fra magnetiske målinger.....	89
resultater fra måling av spesifikk motstand i laboratoriet.....	90
resultater fra dobbel Wenner dybdesonderinger.....	91
resultater fra Schlumberger dybdesondering.....	93
resultater fra størrelsesberegninger av kishorisonter.....	94
resultater fra gravimetrimålinger.....	96
sammenligning av VLF og APEX ved plassering av utgående.....	98
forslag til borhullsprogram.....	100
forslag til videre undersøkelser.....	110
anvendbarhet av de forskjellige målemetoder i feltet.....	113
6. Diskusjon.....	118
7. Konklusjon.....	120
Litteratur-referanser.....	123

1. SAMMENDRAG

Oppgavens formål er å undersøke mineraliseringer med geofysikk i et område NV for Renselvann i Nord-Trøndelag med hensyn på romlig beliggenhet og økonomisk potensial. Anvendbarhet av de benyttede geofysiske metoder (hovedsakelig elektriske metoder) skal også vurderes.

Bakgrunnen for undersøkelsen er påvist interessant mineralisering (Cu og Zn) samt tidligere geofysiske undersøkelser (VLF og SP) i området. De tidligere utførte geofysiske undersøkelser klarte ikke å løse opp kishorisontenes struktur tilfredsstillende, og derfor besluttet Grong Gruber A/S å ta i bruk mer sofistikerte målemetoder som CP og IP i feltet. Resultatene som framkommer fra målingene skal kort nevnes.

Det ble jordet i 3 kishorisonter ved CP-målingene, og sannsynligvis er bare én av dem av interesse med hensyn på videre undersøkelser med boringer. Vertikale elektriske sonderinger i området viser at enkelte kishorisonter sannsynligvis bare er ca. 20cm-30cm mektige. Indikasjoner fra IP-målingene viser flere ledere i den del av området som ikke ble dekket med CP-målinger, dog uten mulighet til å påvise økonomisk interessante mineraler. En meget optimistisk tolkning av et gravimetrisk profil i området muliggjør tilstedeværelsen av hittil uoppgdaget malm på dypet. Et viktig trekk som framkommer fra målingene er at kisen synes å ligge i en overtippet anti-form innen en enhet med kalkfyllitt, og en av jordingskisene utgjør foldeombøyningen.

Angående anvendbarheten av de forskjellige målemetoder kan man si at alle metoder gir nyttig informasjon og supplerer hverandre, bortsett fra magnetometri som er uegnet til bruk i feltet.

Av videre undersøkelser anbefales diamantboringer på jordingskis III ved CP-målingene, borhullsmålinger etter eventuelle boringer, røsking (dersom egnete lokaliteter finnes), rekognoserende geofysiske målinger (VLF og SP) NØ for målefeltet og EM-dybdesonderinger i et område med høyt bakgrunnsnivå for IP-effekten.

2. INNLEDNING

2.1 STEDSANGIVELSE

Renselvann ligger i Røyrvik kommune i Nord-Trøndelag fylke ca. 5 km fra grensen til Sverige. Joma gruve som drives av Grong Gruber A/S ligger bare 5 km unna (se oversiktskartet i bilag 1).

2.2 INTERESSEOMRÅDE

Interesseområdet for de geofysiske målinger er innrammet på oversiktskartet i bilag 1. Det er dette området som med forskjellige metoder er forsøkt kartlagt i denne oppgaven.

2.3 MOTIVERING

Motiveringen bak oppgaven er soner med påvist sulfidmineralisering i interesseområdet.

2.4 FORMÅL

Formålet med oppgaven er først og fremst å forsøke å kartlegge de mineraliserte sonenes struktur og romlige forhold i feltet. Forslag til borhullsprogram skal gis på grunnlag av målingene.

2.5 BAKGRUNNSMATERIALE

Som geofysisk bakgrunnsmateriale for oppgaven er benyttet VLF- og SP-data tidligere målt i området (NGU og Grong Gruber A/S). Som geologisk bakgrunnsmateriale er benyttet resultater fra en tidligere utført hovedoppgave (6) og to geologiske kart fra hver sin del av området.

2.6 PRIORITERING

Innen interesseområdet angitt i bilag 1 er ett område spesielt interessant og kan sies å utgjøre interessesenteret i området. Senteret er angitt på kartet i bilag 2 sammen med stikningsnettet for de geofysiske målinger. Bakgrunnen for dette valg av interessesenter er vanskeligheter med å løse opp mineraliseringssonenes struktur med de tidligere anvendte metoder (VLF og SP).

3. GEOLOGI

3.1 INNLEDNING

Det vesentlige som er utført av geologisk arbeid i Grongfeltet ble utført av Steinar Foslie i perioden 1920-1940. Stortektonikken, samt oversikt over feltets skjerp og mineralforekomster er beskrevet av Oftedahl (15) (16). Sigbjørn Kollung har i de seinere år drevet et detaljert kartleggingsarbeid i Grongfeltet.

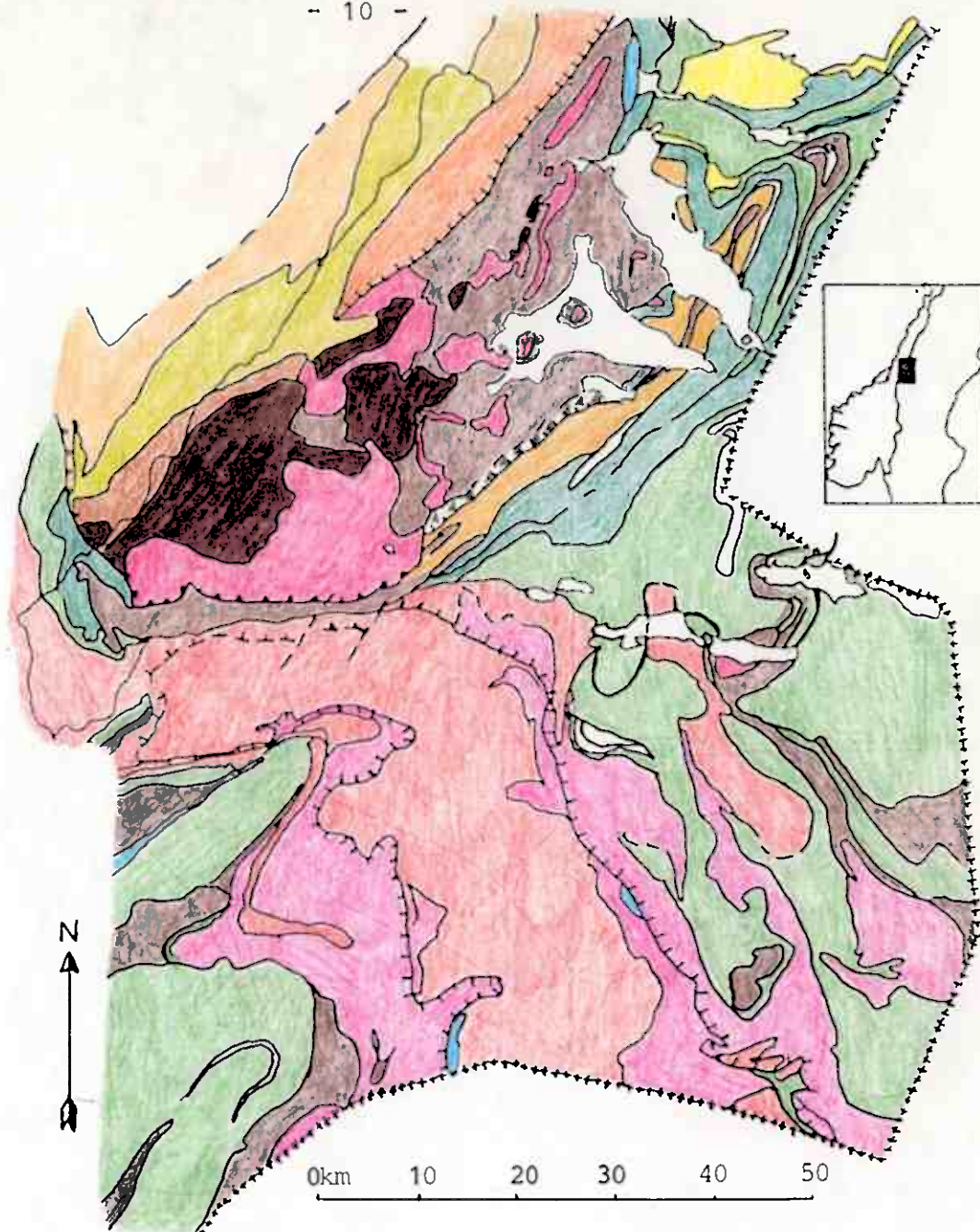
3.2 REGIONALGEOLOGI

Renselvannområdet ligger innenfor Grongfeltets kaledonske dekkekompleks, men grenser til det prekambriske Børgefjellsvinduet i nord. Dekkekomplekset har en sydvestlig grense mot Grongkulminasjonen (se fig.1) og en østlig grense mot Sverige. Vestlig har området grense mot Namsen-elva, og i nord mot Børgefjellsvinduet (17). Storgeologien i Grongfeltet er skissert på fig.1.

Kompleksiteten når det gjelder Grongfeltets tektonikk får man et inntrykk av ved å studere en tektonisk skisse over Grongfeltet (fig.2). Her skal kort nevnes hoveddekkene innen Grongfeltets skyvedekkekompleks.

1. Jævsjøgranitt utgjør det autoktone (har ikke beviselig deltatt i skyvebevegelsen) underlaget i Grongkulminasjonen.
2. Sevedekket; ligger over Jævsjøgranitten i øst. Dekket består vesentlig av glimmerskifre og fyllitt (metamorfe sedimentbergarter).
3. Grong-dekkene; oppdelingen får vi fra svensk side. Den underste enhet kalles undre Køli-dekke. Over dette ligger Gellvernokko-dekket som overleires av Leipik-dekket. Øverst i Grong-dekkene har vi så Gjersvik-dekket som vesentlig består av grønnsteiner og flysch-type sedimenter.
4. Helgeland-dekket

Angående metamorfosegrad kan det sies at de fleste Grong-dekker (bortsett fra Sevedekkets glimmerskifre) er lavmetamorfe (ikke ut over undre grønnskiferfacies metamorfose).



Fra 17.

Fig 1: Grongfeltets
litologi.

- Granodiorittisk gneis
- Granatglimmerskiifer
- Diorittisk gneis
- Granittisk gneis
- Kalkglimmerskiifer
- Sandig flysch med konglomerater
- Gabbroer
- Trondhemitt, granodioritt
- Grønnstein
- Fyllitt, glimmerskiifer
- Kalkstein
- Kvartsitt
- Leptitt, kvartsporfyr
- Granitt

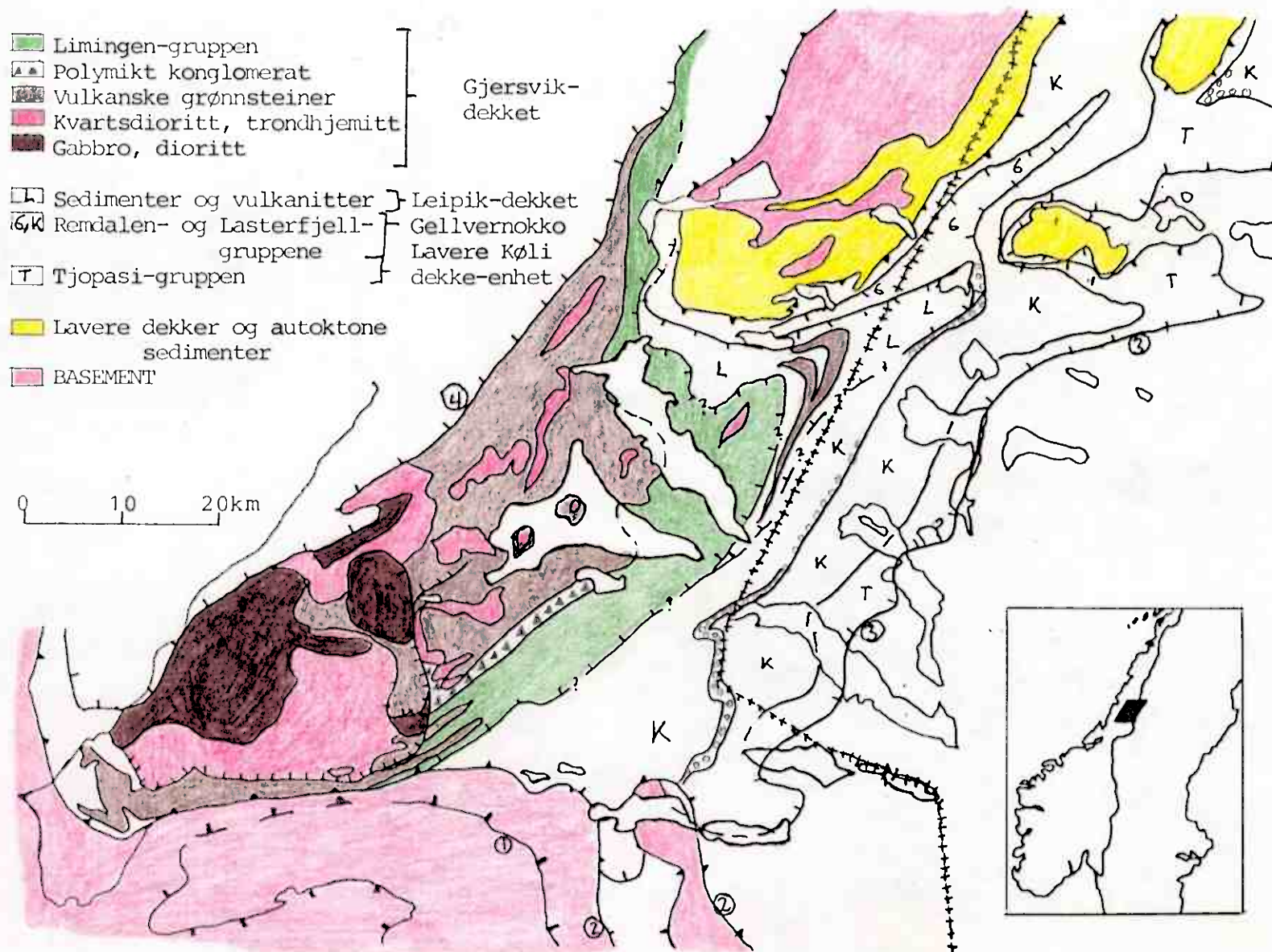


Fig.2: Tektonisk skisse over Grongfeltet. ①, Oldendekket, ②, Sevedekket, ③, Grongdekkene, ④, Helgeland-dekket (17)

3.3 GEOLOGI I RENSELVANN-OMRÅDET

3.3.1 Tidligere utført kartleggingsarbeid

Geo-rekognosering ved Renselvann skjerp ble utført i forbindelse med NGU's Grongprosjekt (12). Geologien i området har seinere blitt kartlagt av S.Kollung (1974), men området ble da noe ufullstendig kartlagt N og NØ for Renselvann. Dette området ble grovt kartlagt av to feltassistenter for Grong Gruber A/S to uker sommeren 1984. Jeg har da forsøkt å slå sammen disse to kart samt resultater fra sommerens geofysiske målinger til et sammenhengende geologisk kart over området (bilag 3). Resultater fra en tidligere utført hovedoppgave i området har også blitt benyttet (6), men det geologiske arbeid i samband med oppgaven ble i hovedsak konsentrert til området rundt Guoletis-Cokka (se bilag 3) der man har mye høyere blotningsgrad enn i denne oppgavens interesseområde. På grunn av blotninger kun langs bekker og i skjerp innen "mitt" område ble geologisk kartlegging her vanskelig, og grove interpretasjoner ble følgen av dette. Geofysikk ble først og fremst benyttet for å kartlegge hvordan malmens struktur og størrelse var, men det viste seg mulig å ta ut forskjellige geologiske enheter ved de benyttede metoder.

3.3.2 Egne direkte observasjoner i felt

Min oppgave gikk i hovedsak ut på å klarlegge malmens (og sidebergets) romlige beliggenhet i området. De viktigste direkte observasjoner var derfor strøk- og fall-målinger i feltets blotninger (som regel i bekkene). Disse målingene er påført områdets geologiske kart. Malmen og bergartene i området ble også prøvetatt for bestemmelse av mineralogi og tekstur (mikroskopering) og for måling av petrofysiske parametre (magnetisk susceptibilitet, spesifikk vekt og elektrisk ledningsevne) til bruk i geofysiske tolkninger.

Som nevnt ble direkte geologiske observasjoner vanskelig på grunn av den beskjedne blotningsgraden i området, og det er derfor de geofysiske strukturer i interesseområdet som i all hovedsakelighet er benyttet til å klargjøre geologiske strukturer innen det samme området.

3.3.3 Stratigrafi

Renselvannområdet har innslag fra to skyvedekker; Seve-dekket og Køli-dekket. Det mest dramatiske geologiske trekk man har i området er at lagrekken synes å være invertert. Bergartene har dessuten etter skyvebevegelsene i forbindelse med fjellkjededannelsen blitt foldet i en stor antiform i området. Siden stratigrafien er invertert har vi da en antiform synklinal. Et annet trekk i områdets geologi er at bergartene er forholdsvis flattliggende ($0^\circ - 45^\circ$ fall).

Øverst (topografisk) har vi Dærgafjell-kvartsitten som tolkes som eokambrisk av alder (korreleres med de eokambriske sedimenter i den østnorske sparagmittregion) og som antas å være nederst i stratigrafien. Stratigrafien kan skjematisk settes opp som følger (noe forenklet):

5. Huddingsdal-gruppen	}	Køli-dekket
4. Renselvann-gruppen		
3. Nordli-gruppen		
2. Namsen-gruppen		Seve-dekket
1. Dærgafjell-kvartsitt		Eokambrisk (?)
Basement-bergarter		Prekambrisk

I tillegg har man i området intrusjoner av gabbro og serpentinitt.

N og NV for Renselvann har man ikke alle disse enhetene representert. Man har diskordanser i lagrekken. I et område NV for Renselvann har vi en liten "flik" av basement (hovedsakelig gneiser) som stikker opp i Dærgafjell-kvartsitten (se bilag 3). Dærgafjell-kvartsitten ligger stratigrafisk over basement-bergartene og utgjør den naturlige begrensningen av det mineraliseringsfavorable feltet. Diskordant på denne ligger Namsengruppens glimmerskifer som kiler ut på sørsiden av Renselvannet, men dukker opp igjen i en tynn sone N for Renselvann (se bilag 3). Stratigrafisk over Namsen-gruppens glimmerskifer (topografisk under) ligger Nordli-gruppens bergarter, men disse er sannsynligvis ikke representert innenfor interesseområdet. Deretter følger Renselvann-gruppens fyllitter som er favorable med hensyn på sulfidmineralisering. Stratigrafisk over fyllittene har vi Huddingsdal-gruppens bergarter som heller ikke er representert like N og NV for Renselvann.

3.3.4 Metamorfosegrad

Kollung (1974) hevdet at bergartene i Namsen-gruppen og Nordli-gruppen har undergått metamorfose i albitt-amfibolitt-facies, mens resten av områdets bergarter har vært ut-satt for metamorfose i lavere grønnskiferfacies.

3.3.5 Kort beskrivelse av bergartene i interesseområdet

- Dærgafjell-kvartsitten

Det ble mikroskopert kun én prøve av kvartsitten, og denne hadde følgende mineralske sammensetning:

80% Kvarts
8% Biotitt
12% Mikroklin + plagioklas (albitt)
Aksessorisk pyritt

Bergarten må kunne kalles en feltspatisk kvartsitt.

I slip og håndstykke så man helt tydelig at kvartsitten var foliert, og den var svært finkornig.

- Namsengruppens glimmerskifer forekom i området, men ble ikke prøvetatt.
- Nordli-gruppens bergarter (amfibolitt, keratofyr og kloritt-skifer) forekom ikke beviselig i det interessante området og ble ikke undersøkt nærmere.
- Rønselvann-gruppens fyllitter

Innen denne gruppen opptrådte flere typer fyllitt som etter Kollung (1974) ble gitt en egen inndeling:

1. Kvartsrik fyllitt (lite karbonatinnhold)
2. Meget karbonatrik fyllitt
3. Båndet metasandstein/fyllitt (parallellell til Blå-sjø-skiferen på svensk side)

I tillegg opptrådte stedvis en grafittholdig, mørk fyllitt (ikke sett på i mikroskop).

Det ble sett på en del fyllitter i mikroskop (2 polerte tynnslip og 4 tynnslip) og jeg har valgt å bruke en to-deling av fyllittene der jeg har skilt mellom kvartsrik fyllitt og kvarts- og kalkrik fyllitt. I gjennomsnitt hadde den kvartsrike fyllitten følgende mineralske sammensetning (tok da ikke malmen som opptrådte i fyllitten med i betraktningen):

57% Kvarts
34% Kloritt
5% Alkalifeltspat + plagioklas
4% Biotitt
Aksessorisk serisitt

Den kvarts- og kalkrike fyllitten hadde i gjennom-
snitt følgende sammensetning:

43% Kvarts
23% Kalkspat
21% Serisitt (finkornet muskovitt)
12% Kloritt
1% Biotitt

I slip og i håndstykke så man tydelig at mineralene
var intenst foldet i bånd i liten skala. Kloritten
opptrådte tydelig som et omvandlingsprodukt fra bio-
titt (relikter av biotitt i klorittmassen). Det man
ellers kan si om fyllittene sett under ett er at de
var ujevnkornige og finkornige.

3.3.6 Malmen i den kvarts- og kalkrike fyllitten

Malmen er blottlagt i noen få skjerp og røsker i området, og
disse er tidligere prøvetatt og beskrevet av P.Kihl (6).
De viktigste og største skjerp innen interesseområdet er inn-
tegnet på det vedlagte geologiske kart (bilag 3).
Prøver fra malmen ble mikroskopert (2 polérsnip og 2 polerte
tynnsnip), og de viktigste trekk når det gjelder mineralogi
og tekstur skal kort sammenfattes:

Malmen inneholdt (gjennomsnitt i de 4 slipene):

21% Magnetkis
6% Kobberkis
3% Sinkblende
1% Pyritt

Tilsammen var det i gjennomsnitt 30 volum- % sulfider i de
mikroskoperte prøver. Sammenligner man dette resultatet med
det som er oppført i en hovedoppgave utført i samme område
(6) ser man at det er forholdsvis mye kobberkis i mine prøver
i forhold til de gamle analyser som var anrikt på sinkblende
(sinkblende 7%, kobberkis 1%). Det er sannsynlig at jeg har
tatt for få prøver av malmen til å få en representativ %- for-
deling av de forskjellige sulfidmineraler, men det er også
en mulighet for at malmen har en viss sonering når det gjelder
gehalt av kobberkis vs. sinkblende. Aksessorisk opptrer
mineralet bravoitt $(\text{Ni,Fe})\text{S}_2$ (kan muligens forklare tilstede-

værelsen av Ni i bekkesedimenter tatt fra området) og ilm-
enitt + magnetitt.

Et typisk trekk når det gjelder malmens tekstur er at berg-
artsfragmenter av fyllitt flyter i en grunnmasse av sulfider,
en typisk "durchbewegungs"-tekstur som man ofte finner i

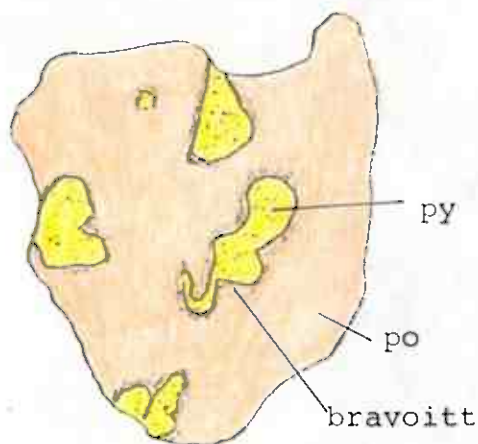


Fig.3: "Birds-eye"-tekst-
ur i magnetkis.

norske kismalmer. Et meget
markant trekk i mikrostruk-
turen er "birds-eye"-tekstur
hos magnetkisen, der denne
langs sprekker og korngrenser
er omdannet til pyritt (se
fig.3). "Birds-eye"-teksturen
antas dannet ved ekstra til-
førsel av svovel til malmen.
Magnetkis blir da ustabil, og
pyritt blir dannet (mer svovel
i gitterstrukturen) på be-
kostning av denne. Ofte sees
en rand av bravoitt rundt
pyritten.

4. GEOFYSIKK

4.1 INNLEDNING

4.1.1 Tidligere utførte målinger

Ø. Logn rapporterte etter geo-rekognosering ved Renselvann skjerp i forbindelse med Grongprosjektet (12). Det ble målt SP og magnetometri. NGU utførte VLF- og SP-målinger i området SV til NV for Renselvann i 1975 som oppdrag for Grong Gruber A/S (14). Seinere utførte Grong Gruber A/S supplerende målinger i dette området for å forsøke å få et rikere geofysisk bilde av området og for å forsøke å løse strukturelle problemer (spesielt i området rundt røsk på 878X-616Y). Disse målingene omfattet VLF-målinger (6), magnetometer-målinger (1978), samt VLF- og APEX-målinger (1978, 1979, 1980, 1982, 1983). Resultatene fra disse målingene er med tillatelse fra Grong Gruber A/S benyttet i denne oppgaven.

4.1.2 Hvorfor så omfattende geofysiske målinger?

Hovedårsaken til at geofysikk må benyttes i området er den lave blotningsgraden (<5%). Selv ved høy blotningsgrad kan det allikevel ofte være vanskelig å følge malmens forløp uten å ta i bruk geofysikk. I tillegg er den type malm som man har ved Renselvann lett å detektere med en rekke forskjellige geofysiske metoder (ofte enkle og billige metoder, slike som VLF og SP). Årsaken til at CP- og IP-målinger tas i bruk i et slikt område er fordi man har strukturer som ikke så lett løses opp ved hjelp av de enklere metoder.

4.2 TEORIEN BAK DE GEOFYSISKE METODER

4.2.1 Elektriske motstandsmålinger

Felles for alle elektriske metoder som anvendes er at man sender strøm ned i bakken mellom to elektroder og måler spenningsbildet på overflaten. Man kan da få et inntrykk av variasjoner i spesifikk motstand i undergrunnen. Det er prinsipielt to formål med elektriske motstandsmålinger;

- i) å kartlegge lateral variasjon i spesifikk motstand i jorda (lateral sondering).
- ii) å kartlegge variasjon i spesifikk motstand mot dypet (vertikal sondering).

Vi ser først på hvordan strømmen fordeler seg nedover i jordskorpa.

Sammenhengen mellom et elektrisk felt, E , og strømtettheten, j , er gitt ved Ohms lov;

$$\vec{j} = \sigma \vec{E}$$

der proporsjonalitetsfaktoren, σ , er elektrisk ledningsevne. Det elektriske feltet kan igjen uttrykkes ved;

$$\vec{E} = -\vec{\nabla}V$$

der V er det elektriske potensialet. Hvis vi slår sammen de to ovenstående ligningene får vi følgende uttrykk;

$$\vec{j} = -\sigma \vec{\nabla}V \quad (1)$$

Vi vil forsøke å komme fram til et uttrykk for spesifikk motstand i jorda målt med en strømelektrode i bakken i et punkt vi ser på (se fig.4) og den andre strømelektroden plassert uendelig langt unna (teoretisk). Vi forutsetter isotrope og homogene forhold slik at vi har uniform resistivitet i bakken. Strømmen og potensiallinjene vil da bli som angitt på figuren.

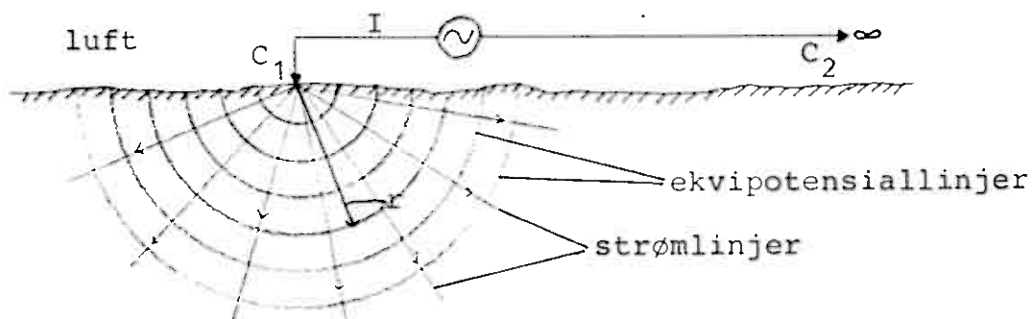


Fig.4: Strømfordeling rundt en strømelektrode ved isotrope og homogene forhold.

Den totale strømmen, I , som sendes ut antas å fordele seg jevnt over halvrommet som i avstand r har arealet (halvt kuleskall);

$$A = 2\pi r^2$$

slik at den totale strømmen blir (areal $\times$ strømtetthet);

$$I = 2\pi r^2 j \quad (2)$$

Betingelsen for ligningene er at luft har tilnærmet 0 ledningsevne slik at ingen strøm går ut i lufta. Ved geometrisk

spredning vil potensialet, V , avta som $\frac{1}{r}$ fra strømelektroden slik at vi kan sette;

$$V_r = \frac{A}{r}$$

der A er en konstant. Vi setter dette inn i ① og får på skalar form;

$$j = -\sigma \frac{dV}{dr} = \sigma \frac{A}{r^2}$$

Benytter ② for å finne konstanten, A ;

$$\frac{I}{2\pi r^2} = \frac{A}{\rho r^2} \quad (\rho = \frac{1}{\sigma})$$

$$\Rightarrow A = \frac{\rho I}{2\pi} \quad (\rho \text{ er spesifikk motstand i jorda})$$

Dette gir for V ;

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r}$$

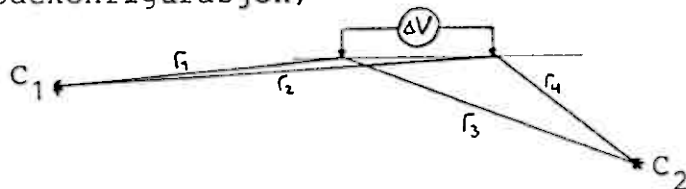
$\Rightarrow$

$$\rho = \frac{2\pi r V}{I}$$

Vi har her et uttrykk for ρ som kan benyttes til å utlede flere elektrodekonfigurasjoner. Dette kan gjøres ved i tillegg å realisere superposisjonsprinsippet som sier at vi kan summere virkningen av flere strømelektroder på potensialelektroden. (Ovenstående teori er hentet fra (10) og (20)). Dette blir nå gjort for de elektrodekonfigurasjoner som er benyttet i oppgaven (utledningene står i bilag 18).

Elektrodekonfigurasjoner:

- i) For lateral sondering av tilsynelatende (se seinere) spesifikk motstand ble det i felt benyttet gradient elektrodekonfigurasjon;



Gradient

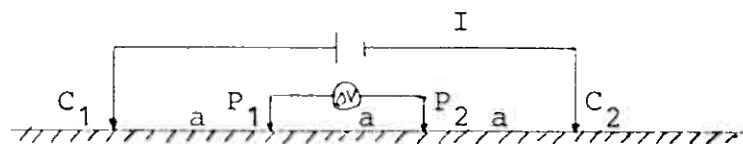
Fig.5

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot 2\pi \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)^{-1}$$

- ii) For vertikal elektrisk sondering (VES) ble det brukt følgende elektrodekonfigurasjoner:

- Wenner, for direkte bruk i beregning av tilsynelatende spesifikk motstand.

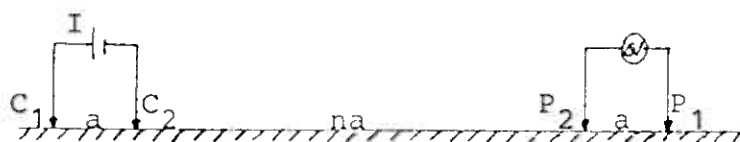
- Dipol-dipol, for måling av R_B til feilestimats-formål ved bruk av BGS-kabel (se seinere).
- To ikke standard navngitte konfigurasjoner, for måling av R_A og R_C til feilestimats-formål ved bruk av BGS-kabel.
- Schlumberger, til bruk i ett målt dybdeprofil.



Wenner

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot 2\pi a$$

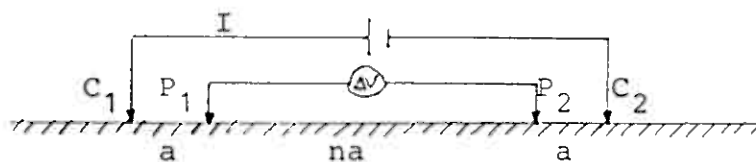
Fig.5a



Dipol-dipol

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

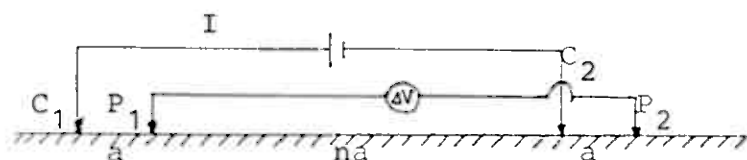
Fig.6



"R_A"

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot \pi a \left(1 - \frac{1}{n+1}\right)^{-1}$$

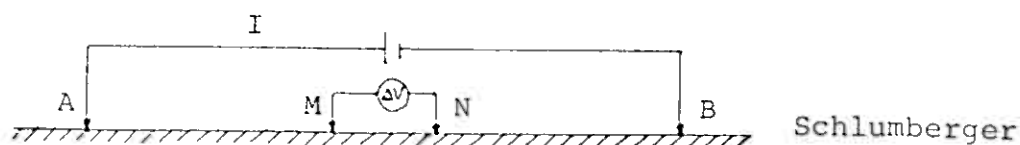
Fig.7



"R_C"

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot 2\pi a \left(2 - \frac{1}{n} - \frac{1}{n+2}\right)^{-1}$$

Fig.8



$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \pi \frac{(AB^2 - MN^2)}{4MN}$$

Fig.9

Ved bruk av ovenstående ligninger for ρ må man være klar over at den ρ -verdi som måles er tilsynelatende spesifikk motstand, derfor indeksen "a" bak (eng.: apparent = tilsynelatende). Motstanden er tilsynelatende fordi strømmen går gjennom lag med forskjellig spesifikk motstand. Vi får på en måte et vektet gjennomsnitt for ρ_a der de lag som mesteparten av strømmen går gjennom får størst vekt (se seinere under vertikal elektrisk sondering).

Felles for alle målinger av ρ_a er at det er ΔV som måles og gir indikasjoner på hva som befinner seg i undergrunnen og som påvirker ρ_a . Vi ser da bort fra den innvirkning geometrien i elektrodekonfigurasjonen har på størrelsen på ΔV . Vi må se nærmere på hva som påvirker ΔV .

Vi antar at vi måler med gradient elektrodeutlegg langs et profil og vil se på potensialets variasjoner langs profilet som vi antar er sammenfallende med X-aksen i et koordinat-system. Vi har da følgende relasjon;

$$\frac{\Delta V}{\Delta x} = \frac{j}{\sigma} \quad \Rightarrow \quad \Delta V = \frac{j}{\sigma} \Delta x \quad \otimes$$

der Δx er avstanden mellom potensialelektrodeene og ΔV er potensialforskjellen mellom potensialelektrodeene.

ΔV er målt på overflaten av bakken. Årsaken til at denne blir liten over en malm (hvilket medfører at den beregnede ρ_a blir mindre) er at hvis man har en malm under overflaten vil en god del av strømmen bli sugd inn i malmen (se fig.10 på neste side) og der får man stor strømtetthet. For å kompensere på dette blir strømtettheten målt på overflaten av bakken mindre, dvs. at "j" i $\otimes$ blir mindre, hvilket medfører at ΔV og ρ_a blir mindre.

Når det gjelder dybderekkevidden av strømmen antar man at ca. 50% av all utsendt strøm går mellom elektrodeene ned til

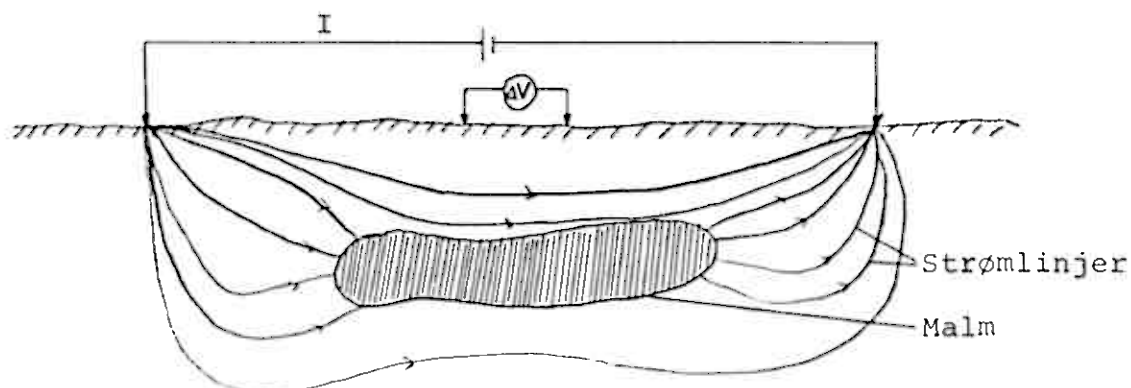


Fig.10: Man vil få liten strømtetthet på bakken over malmen fordi denne suger strømmen til seg.
(Fra (10))

et dyp lik halve elektrodeavstanden ved homogene og isotrope forhold. Dette kan man regne på matematisk, og forholdet er vist i fig.11. Man ser at strømmen ikke fordeler seg lineært med dypet, men at en stor fraksjon av den totale strømmen er samlet på grunne dyp (20).

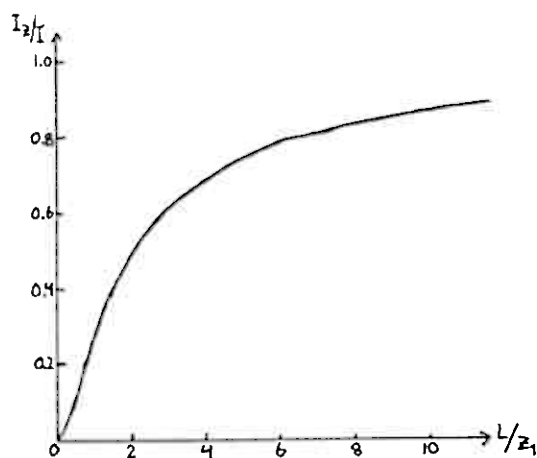


Fig.11: Fraksjon av strøm I som går under et dyp Z_1 for en elektrodeavstand L (20).

4.2.2 Vertikal elektrisk sondering

Ofte er man interessert i å finne ut om hvordan den spesifikke motstanden varierer med dypet. Hensikten med dette er å finne f.eks. dyp ned til malm, mektighet og type av geologiske lag osv.

Måten man foretar en undersøkelse på er ved å ekspandere avstanden mellom strømelektrodene slik at strømmen når dypere ned i jorda. På denne måten vil mer og mer av strømmen gå gjennom dypere lag, og dette vil påvirke potensialet på overflaten. Dette skal illustreres med utgangspunkt i et Wenner-utlegg (se fig.12 øverst på neste side).

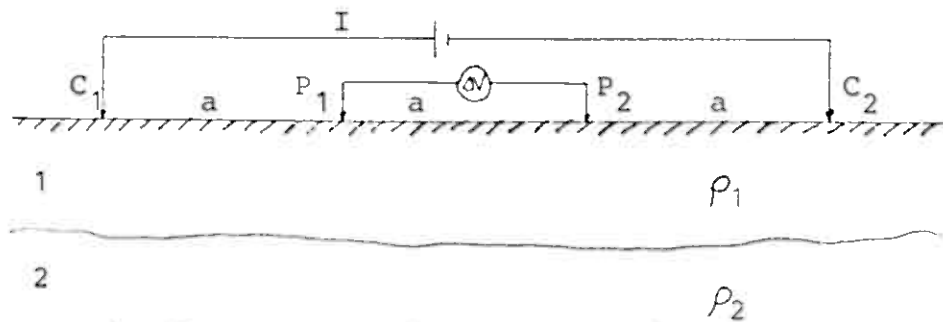


Fig.12: Wenner utlegg over to-lagsmodell (se teksten).

Ved å ekspandere C_1 og C_2 vil en større andel av strømmen gå gjennom lag 2 og den spenningsforskjell som måles på overflaten vil i større grad skyldes ρ_2 enn ρ_1 (dette gjelder dersom lag 1 ikke er svært godt ledende). Det er i denne forbindelse at uttrykket tilsynelatende spesifikk motstand kommer til sin rett, fordi det er aldri den sanne motstand i lagene man måler. All strømmen går aldri gjennom ett og samme lag. Man kan allikevel få en viss peiling på den sanne spesifikke motstanden i lagene, fordi ved å variere strømelektrodeavstanden vil ρ_a nærme seg de sanne ρ -verdiene asymptotisk. Omtrentlige lagtykkelser tas ut som vendepunkter på kurven over ρ_a som funksjon av strømelektrodeavstand a . Dette skal skisseres for et to-lagstilfelle som ovenfor, og deretter for et tre-lagstilfelle (se fig.13 og fig.14).

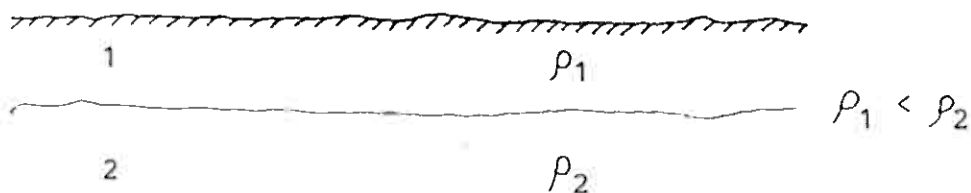
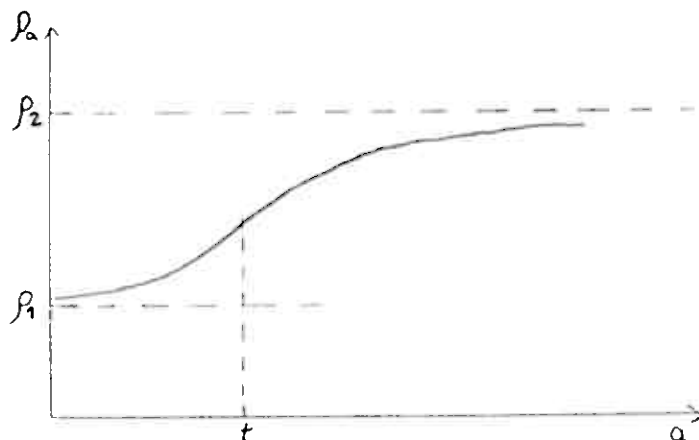


Fig.13: To-lagsmodell ved dybdesondering.



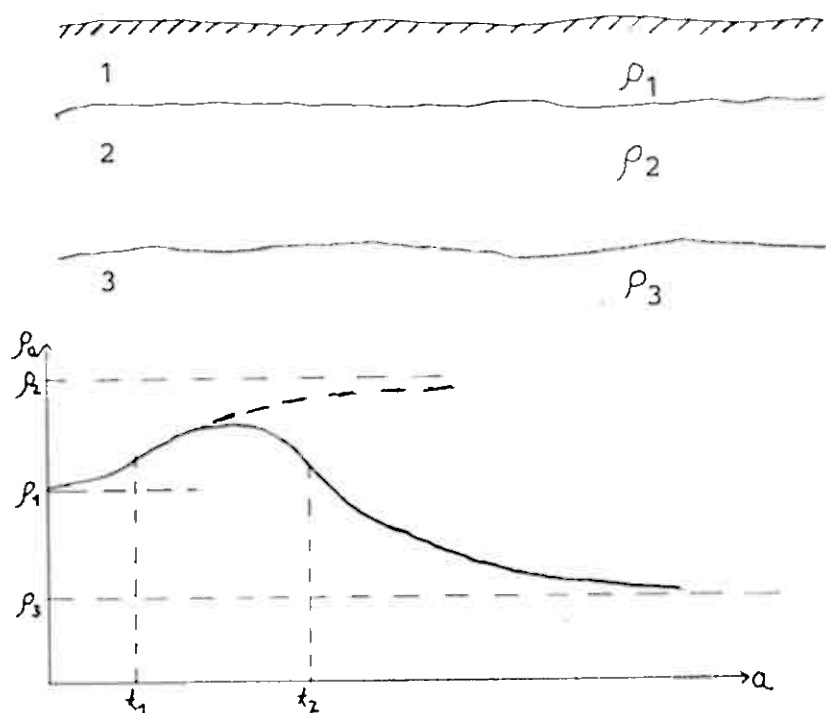


Fig.14: Tre-lagsmodell ved dybde-sondering.

Betingelsen for denne tolkningen er at man må ha lite laterale variasjoner i spesifikk motstand. Dette oppnås som regel best ved å plassere elektrodeutlegget parallelt med strøkets skjæring med topografien. Når man benytter seg av BGS-kabelen (se seinere) kan man få et godt inntrykk av den laterale inhomogenitet man har i berggrunnen.

4.2.3 Presentasjon og tolkning av motstandsmålinger

Jeg bruker som eksempler målemetoder som er anvendt i oppgaven.

i) Lateral sondering.

Tilsynelatende spesifikk motstand kan beregnes fra maksimum potensial i et målepunkt når man primært måler IP-effekt, V_{RP} (se seinere). Man beregner så ρ_a i hvert målepunkt (plottepunktet er midt mellom potensialelektrodenes for gradient elektrodeutlegg) der V_{RP} tilsvarer ΔV i fig.5 (for gradient). Man kan deretter tegne opp konturkart over målingene, og det er da vanlig å benytte den inverse størrelsen tilsynelatende ledningsevne for plotting;

$$\sigma_a = \frac{1}{\rho_a}$$

Ved tolkningen av konturkartet kan man få god greie på strukturen av en leder ved å sammenknytte områder med sammenhengende høy ledningsevne (antar at lederen befinner seg rett

under områder med lokale maksima i ledningsevne).

Det er også vanlig å tegne opp ledningsevneprofiler.

ii) Vertikal sondering.

I oppgaven er det brukt BGS-kabel (dobbel Wenner) til alle dybdeprofiler bortsett fra ett (Schlumberger). Data plottes ofte i dobbelt-logaritmisk skala med ρ_a langs ordinaten og a langs abscissen. Tolkning kan skje manuelt ved at man (som vist tidligere) ut fra kurveformen antar hvor mange lag man har og tilordner asymptotiske ρ -verdier. Man kan også få et mål på lagtykkelsene ved å ta ut vendepunktene på kurven (se fig.13 og fig.14). Det er også laget programmer for beregning av standardkurver når spesifikke motstander og lagtykkelser er gitt (vil ikke ta for meg teorien bak programmet). Man leser da inn ρ_a for hver a -verdi. Man vurderer deretter antall lag, spesifikke motstander og lagtykkelser som beskrevet tidligere. Programmet tegner opp standardkurven for de antatte spesifikke motstander og lagtykkelser og man ser da hvor godt kurven passer til de målte verdier. Man forandrer på modellens ρ - og t -verdier til man mener at man har en brukbar og fornuftig modell. Det er her BGS-kabelen kommer inn med sine fordeler angående beregning av lateral feil, i det punkter med stor lateral feil tillegges mindre vekt ved tolkningen. For det målepunktet man har benyttet får man så ut spesifikk motstand for det antall lag man har antatt, samt tykkelse av lagene. For lav-motstandslag mellom høy-motstandslag (f.eks. malm) vil σt -produktet være konstant ved tolkningen (likeverdighetsprinsippet). Ved å måle ledningsevnen, σ , på malmen i laboratoriet er tykkelsen eneste ukjente og kan finnes.

4.2.4 Notat vedrørende BGS-kabelen (Barker Ground Sounding)

R.D.Barker (1) konstruerte i 1981 en kabel med tilkoblingsmuligheter for flere elektroder. Denne kabelen blir omtalt som BGS-kabelen (Barker Ground Sounding). Det er visse fordeler med denne kabelen og dens anvendelse som skal berøres i dette avsnittet. Kabelen blir benyttet til vertikal elektrisk sondering (VES). Det praktiske arrangementet er ordnet slik at elektroder stikkes ned i jorda og kobles til kabelen i visse gitte avstander fra en sentrumselektrode, og kabelen rulles ut like langt i hver retning fra denne (retningen er

gitt. Avstanden mellom elektrodene økes eksponentielt (som oftest $a=0.5, 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64$). Man bruker Wenner elektrode-utlegg til å måle motstanden nedover i jorda (egentlig dobbel Wenner, som vi skal se seinere). Med alle elektrodene tilkoblet kan man sende strøm i jorda og måle potensialforskjeller med forskjellige elektrodekonfigurasjoner. Elektrodene fungerer både som strøm- og potensialelektroder. La oss

	1	a	2	a	3	a	4	a	5	målt resistans
konfigurasjoner	▼		▼		▼		▼		▼	
	C		P				P		C	R_A
	C		C				P		P	R_B
	C		P				C		P	R_C
	C		P		P		C			R_{D1}
			C		P		P		C	R_{D2}
										R_D

Fig.15: De forskjellige elektrodekonfigurasjoner ved bruk av BGS-kabel (1).

anta at vi har 5 elektroder utlagt som skissert og elektrode "3" er sentrums elektroden (C og P i figuren står for henholdsvis strøm- og potensialelektrode). Med BGS-kabelen kan man for en gitt verdi av a (bestemt av kabelen) finne alle motstandene som angitt i fig.15.

Det er R_D man benytter ved opptegning av dybdesonderingskurver. De andre motstandene oppgitt på figuren benyttes for å kunne si noe om størrelsen på forskjellige feil iboende måleopplegget samt for å beregne tilsynelatende spesifikk motstand for $\frac{3}{2}a$ og $2a$. Som vi ser tilsvarer både elektrodekonfigurasjon 4 og 5 et Wenner-utlegg, det er derfor man ofte sier at man måler med dobbel Wenner-utlegg. For en gitt a -verdi sammenlignes verdiene R_{D1} og R_{D2} . Forskjellen i verdiene er et uttrykk for lateral variasjon i spesifikk motstand og dermed for godheten av målingene. R_D er gjennomsnittet av R_{D1} og R_{D2} og benyttes for beregning av ρ_a til plotting av dybdesonderingskurve. For å finne tilsynelatende spesifikk motstand i jorda for $\frac{3}{2}a$ benyttes følgende formel;

$$R_D(\frac{3}{2}a) = \frac{1}{2}R_D(2a) + R_B(2a) - R_B(a) + \frac{1}{2}R_D(4a)$$

og for å finne ρ_a i jorda for $2a$ benyttes;

$$R_D(2a) = 2[R_C(a) - R_D(a)]$$

Verdien for tilsynelatende spesifikk motstand som plottes beregnes etter følgende formel;

$$\rho_a = \frac{R_{D1} + R_{D2}}{2} \cdot 2\pi a$$

-Beregning av laterale feil

Den store styrken ved BGS-kabelen ligger i det at man kan få et inntrykk av lateral variasjon i spesifikk motstand i undergrunnen. Dette fordi man måler med flere elektrodekonfigurasjoner med samme a -verdi.

"Offset"-feilen er definert ved;

$$e_f(a) = \frac{R_{D1}(a) - R_{D2}(a)}{R_D(a)} \cdot 100\%$$

Når denne feilen er vesentlig større enn 10% i tallverdi bør man legge mindre vekt på denne måleverdien ved tolkning på datamaskin.

Lateral feil er gitt ved;

$$e_l(a) = \frac{R_D(2a) - 2[R_C(a) - R_D(a)]}{R_D(2a)} \cdot 100\%$$

der man for helt horisontale lag har;

$$R_D(2a) = 2[R_C(a) - R_D(a)]$$

Generelt er e_l ofte 3x større enn e_f .

- Observasjonsfeil

Størrelsen på denne feilen beregnes ved;

$$e_{obs}(a) = \frac{R_A(a) - [R_B(a) + R_C(a)]}{R_A(a)} \cdot 100\%$$

e_{obs} ligger vanligvis innen området $\pm 5\%$ - 5% og dekker observasjonsfeil og instrumentfeil.

4.2.5 IP

Ved IP-målinger i tidsdoménet (aktuelt i denne oppgaven) sender man en firkantpuls med strøm ned i bakken og måler spenningen mellom to elektroder ved strømpulsens slutt og

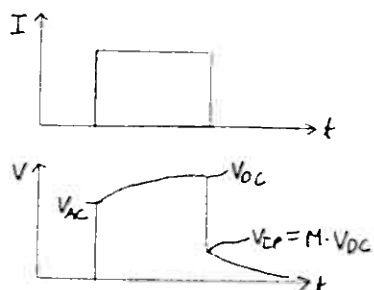


Fig.16: Strøm- og spenningskurver ved IP-målinger (9).

ved forskjellige tidspunkter etter at strømmen er slått av. Strøm- og spenningsforløpet kan illustreres som vist i fig.16. Med det samme strømmen slås på hopper

spenningen opp til et nivå V_{AC} . På grunn av IP-effekten (se nedenfor) vil spenningen bygge seg opp til et nivå V_{DC} (dersom strømpulsen er uendelig lang). Med det samme strømmen slås av faller spenningen ned til V_{IP} og dør deretter ut med et kurveforløp som;

$$V(t) = V_{IP}e^{-kt} = MV_{DC}e^{-kt}$$

IP-effekten defineres ved polariserbarheten M som er gitt ved;

$$M = \frac{V_{IP}}{V_{DC}}$$

Det bør nevnes at med NGU's utrustning (ble benyttet i felt) blir V_{IP} målt som summen av potensialforskjeller 0.21s og 1.8s i strømmens dødtidsperiode. Maksimal spenning registreres like før strømbrydd som V_{RP} (får på denne måten ikke et absolutt mål på IP-effekten). IP-effekten blir da;

$$IP\% = \frac{V_{0.21s} + V_{1.8s}}{V_{RP}} \cdot 100\%$$

IP-effekten antas å være forårsaket av to forskjellige fysiske fenomener; elektrodepolarisasjon og membranpolarisasjon.

i) Elektrodepolarisasjon

I fast fjell har man ørsmå porerom som er sammenhengende og som gir fjellet en viss permeabilitet for væsker (elektrolytt). Man kan se på ledende mineralkorn som hindringer eller blokkeringer i porerommene (se fig.17).

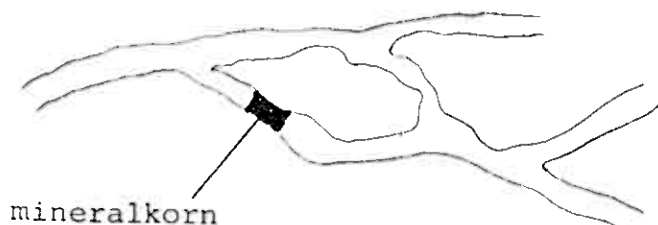


Fig.17: Illustrasjon av mulig årsak til elektrodepolarisasjon.

Hos alle mineralkorn er det alltid negative ladninger fast bundet til overflaten. Dette medfører at positive joner i elektrolytten (porevæske) hoper seg opp på hver side av mineralkornet. Det skjer utveksling av ladninger mellom elektrolytt og mineraloverflate, men det er balanse mellom tilførsel og avgivelse av ladninger. Når vi sender strøm

ned i bakken vil det begynne å gå flere ladninger den ene veien enn den andre. Det som skjer er at joner vandrer til mineralkornet der de skifter ladning med elektroner som transporterer ladningene gjennom mineralkornet. Denne ladningsutskiftningen tar tid og det hoper seg opp ladninger på den ene siden av mineralkornet. Når strømmen har stått på en stund stabiliserer denne ubalansen seg. På grunn av ubalansen i ladninger på hver side av mineralkornet vil det bli dannet en motspenning mot den påtrykte spenningen, og denne er polarisasjonsspenningen som har en størrelse avhengig av strømtettheten (som forårsaker polarisasjonen).

Vi kan illustrere dette ved å tegne opp et idealisert tilfelle med to porerom (se fig.18). Strømmen fordeler seg

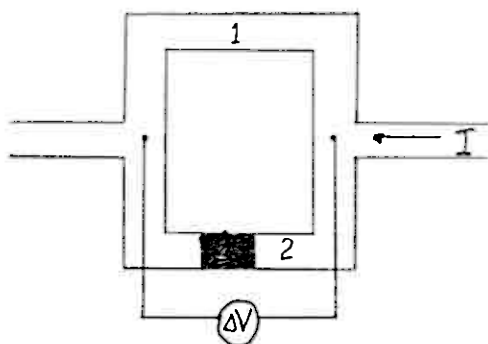


Fig.18: Forklaring av elektrodepolarisasjon ved "minste motstands vei" (9).

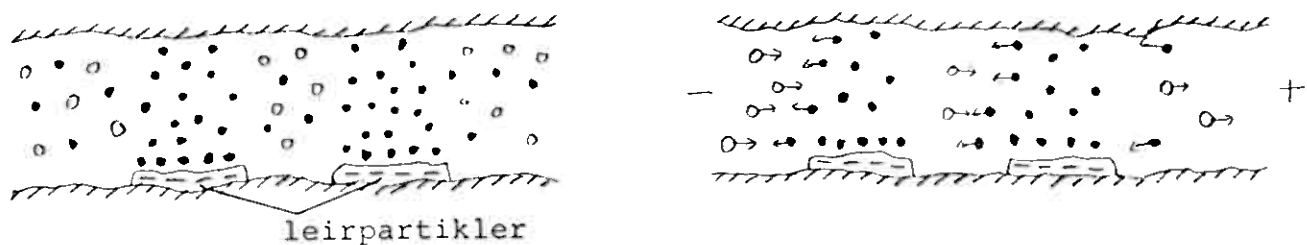
omvendt proporsjonalt med motstanden gjennom hvert porerom (9). Når strømmen går vil motstanden i porerom 2 øke pga. motspenningen som bygger seg opp, og mer av strømmen vil gå gjennom porerom 1 hvilket medfører at spenningen V for systemet (som kan sees på som en parallellkobling) øker. Når strømmen slås av vil det stå en restspenning over mineralkornet;

V_{IP} . Det er størrelsen av denne i prosent av max. spenning V_{DC} (V_{RP} med NGU's terminologi) som angir størrelsen på IP-effekten.

Mineraler som gir elektrodepolarisasjon er nesten alle sulfider og noen oksyder samt grafitt. Sistnevnte mineral skaper en del vanskeligheter ved tolkningen og mistolkes ofte som økonomisk interessant sulfid.

ii) Membranpolarisasjon

Dette fenomen forklarer IP-effekten når det er lite metalliske mineraler i jorda. Opprinnelsen til effekten skyldes tilstedeværelsen av leirpartikler. Overflaten av leirpartikler er negativt ladet og tiltrekker seg positive joner i kapillarene i et leiraggregat, vi får et elektrisk dobbeltlag (se fig.19 på neste side). Dersom den positivt ladete



a) uten ytre spenning • + ladning b) med påtrykt spenning
 ○ - ladning

Fig.19: Membranpolarisasjon (20)

sonen går tvers over kapillarene vil den virke som en ugjennomtrengelig membran. Når man sender en strøm gjennom leira vil de positivt ladete jonene (katjonene) hindre anjonene i å passere fritt fordi disse er mindre bevegelige enn katjonene. Det vil skje en opphopning av anjoner på den ene siden av leirpartiklene som vil gi tillegg i potensialforskjell.

Det må nevnes at membranpolarisasjonen er liten i størrelse i forhold til elektrodepolarisasjon og må betraktes som bakgrunnsstøy innen malmleting.

Faktorer som påvirker IP-effekten

For en gitt mineraliseringskonsentrasjon avtar polariseringen med økende bergartsporøsitet fordi jonene får alternative veier å gå (ingen opphopning ved mineralkorn). Forsøk har vist at max. IP-effekt fås når ca. 75% av porerommene er vannfylte (under ellers like forhold). Høye IP-verdier kan skyldes godt ledende overdekke og kan skygge for ledere i bakken (20).

Teoretisk skulle man tro at massive sulfider gav mindre IP-effekt enn disseminasjonsmalmer, siden IP-effekten er et overflatefenomén. Allikevel er ofte det motsatte tilfellet. Dette kan skyldes at man rundt massive forekomster ofte har en halo av disseminert mineralisering. En annen årsak kan være at en tilsynelatende massiv forekomst er brutt opp i et stort antall av små ledende soner i en ikke-ledende bergartsmatrix.

Presentasjon av IP-data

Den vanligste måten å presentere IP-data på er ved opptegning av konturkart der man forsøker å binde sammen de målte profiler med kurver som angir områder med lik IP-effekt. Man kan på den måten få et inntrykk av strukturen på den geo-

logiske årsak til IP-effekten.

Det er også vanlig å presentere de målte data i profiler med IP-effekt i % langs ordinaten og koordinat langs absissen.

4.2.6 CP

Metoden ble først beskrevet av Conrad Schlumberger i 1920 og ble da kalt "Mise à la masse". Siden har flere navn vært benyttet på metoden, men det er ofte hensiktsmessig å bruke benevnelsen CP ("charged potential") som hen- speiler på en målemetode hvor man måler potensial på over- flaten (jfr. SP, IP, RP).

CP-metoden går i all enkelhet ut på at man sender strøm ned i en malmineralisering og plasserer den andre elektroden et godt stykke unna målefeltet slik at strømmen fordeler seg jevnt i måleområdet. Man måler nå det potensialbildet man får på overflaten og kan bruke dette til å finne ut- strekning og struktur av malmen. Man kan i enkelte tilfeller også få et anslag på størrelsen av malmen med denne måle- metoden. Metoden egner seg allikevel best der man har stor kontrast i ledningsevne mellom malm og sideberg, og er der- for best egnet for sammenhengende ledere (f.eks. ikke egnet for porfyr-forekomster), og er derfor godt egnet til å kart- legge den stratabundne vulkansk-sedimentær ekshalative type forekomster vi har i den kaledonske fjellkjede.

Praktisk utføres målingene ved at man kobler f.eks. + elek- troden til malmen (det er valgfritt om man kobler + eller - til malmen) slik at man får max. potensial over denne. Dersom malmen er godt ledende vil potensialet holde seg til- nærmet konstant over malmen. Man kan da finne malmens ret- ning og lengde direkte ut fra potensialbildet ved å sammen- binde max. potensial for de målte profiler. Potensialet på malmen kalles oppladingspotensialet (V_0). For å finne opp- ladingspotensialet V_0 må man gå et særlig langt profil i retning av - elektroden (se fig.20). Der gradientverdiene

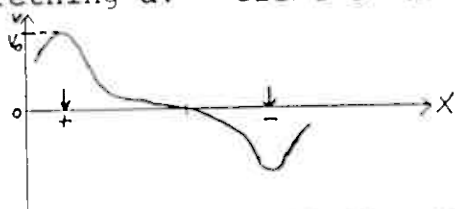


Fig.20: Valg av 0 mV i CP- målingene.

blir små velger man nullpunkt for potensial- målingene (0 mV). Pot- ensialet på malmen måles nå i forhold til dette punktet.

Presentasjon og tolkning av CP-data

CP-målingene presenteres som konturkart over ekvipotensiallinjer. Det man får ut av konturkartet er strøklengde og strøkkretning på lederen man har jordet i, samt fallretning og indikasjoner på andre ledere. Indikasjon på hvor lederen ligger fås da ved å trekke en linje langs max. potensial på kartet (se fig.21). Når det gjelder tolkning av hvor langt man kan trekke lederen er det en oppfatning at lederen går

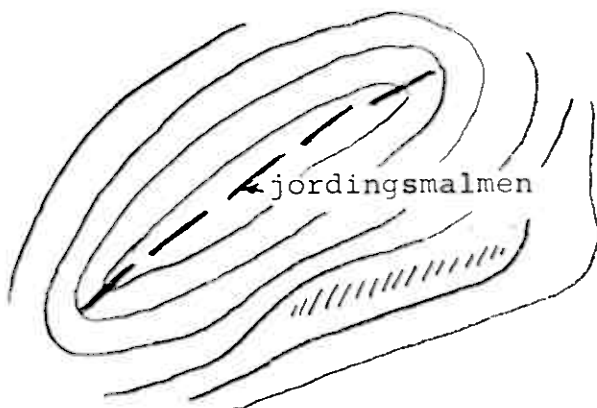


Fig.21: Potensialbildet rundt en leder, og en tilleggsleders innvirkning på bildet.

fra infleksjonspunkt til infleksjonspunkt der ekvipotensiallinjene bøyer rundt lederen. På CP-konturkartet kan man finne andre ledende strukturer i nærheten ved den påvirkning disse har på potensialbildet. Ekvipotensiallinjene bøyer rundt strukturene (se fig.21). Når man

vet at strømmen tenderer til å gå vinkelrett inn på en leder og at ekvipotensiallinjene står vinkelrett på strømlinjene kan man grovt skissere hvor den ledende strukturen ligger.

Det er også vanlig å tegne opp kurver over målte profiler. Det er da visuelt lettere å anslå fallet på lederen ved den asymmetri man får på kurven om max. potensial (kurven blir flatere over fallet). Det blir også lettere å se andre ledere enn malmen det er jordet i på denne måten. Kurven vil i dette tilfellet flate ut på vei mot max. potensial på grunn av den godt ledende sonen (se fig.22).

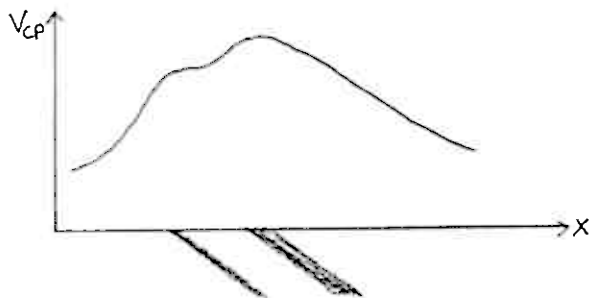


Fig.22: Kurveforløp over to ledere. Lederen lengst til høyre er jordingsmalmen.

Beregning av størrelse på malmkropper

Det kan gjøres mange matematiske beregninger over størrelse på idealiserte malmkropper på grunnlag av potensialteori. Ofte, og spesielt for flattliggende forekomster, lar det seg vanskelig gjøre å sette opp idealiserte tilfeller slik at man kan få et grovt overslag over malmkroppens størrelse. Man kan derimot få et kvalitativt inntrykk av malmens størrelse ved å se på oppladingspotensialet. Vi kan ta for oss tilfellet med en halvkuleformet ladning i overflaten av et halvrom (se fig.23). Halvkula vil være "oppladet" til et potensial, V_0 :

$$V_0 = \frac{\rho I}{2\pi r_0}$$

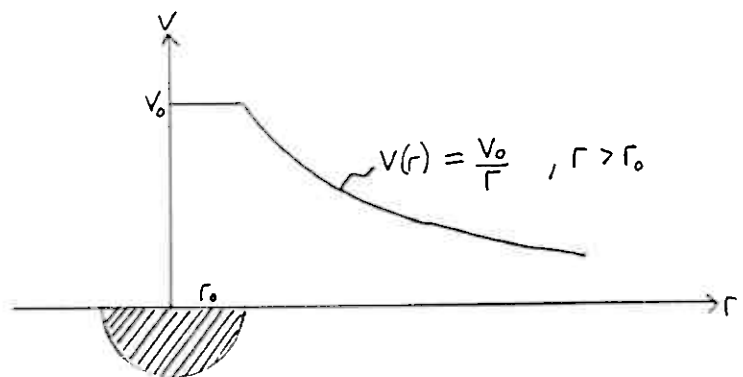


Fig.23: Potensialfall fra "uendelig" godt ledende halvkule (7).

Vi ser at for en gitt strømstyrke I vil oppladingspotensialet avta når r_0 øker. Vi får med andre ord et større oppladingspotensial over en liten malm enn over en stor malm. Dette lar seg bruke i praksis som hjelp til vurdering av en forekomst. Faktorer som virker inn på dette bildet er bl.a. malmkroppens indre motstand. Hvis malmen er usammenhengende og avbrutt vil man f.eks. få stort spenningsfall, og malmen vil virke mindre enn den egentlig er pga. at man har jordet i en avbrutt del av malmen uten elektrisk kontakt med resten av malmen. Ledere i nærheten vil også virke forstyrrende inn på potensialfallet fra en malmkropp. En måte å benytte seg av oppladingspotensialet på er å sammenligne størrelsen av denne med oppladingspotensialet på forekomster av kjent størrelse og vurdere malmkroppens størrelse ut fra dette.

Vi skal allikevel se på et par metoder velegnet til grovt å beregne størrelsen på en malm. Metodene er mer rettet mot realistiske forhold og kan ofte benyttes i tilknytning til

CP-målinger ute i naturen. Man har allikevel benyttet en teoretisk modell som bakgrunn for metodene, det triaksiale ellipsoidet (se fig.24). Denne geometriske modellen dekker dog mange malmkroppformer, slike som plater, tykke linser og plugger (3). Forutsetninger for beregningene er;

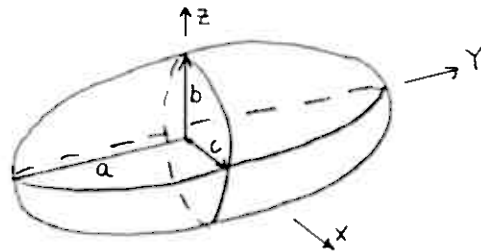


Fig.24: Det triaksiale ellipsoidet (3).

- 1) malmkroppen er en perfekt leder
- 2) vertsbergarten er homogen og isotrop
- 3) fjernelektroden må være plassert "langt borte"

Parametre som blir brukt i metodene er

- 1) karakteristiske lengder på potensialkurvene
- 2) det elektriske potensialet til malmkroppen
- 3) det elektriske feltet nær malmkroppen
- 4) motstanden i vertsbergarten

i) Tar først for oss det tilfellet der en utnytter lengden på lederen som framkommer ved CP-konturering (se fig.25).

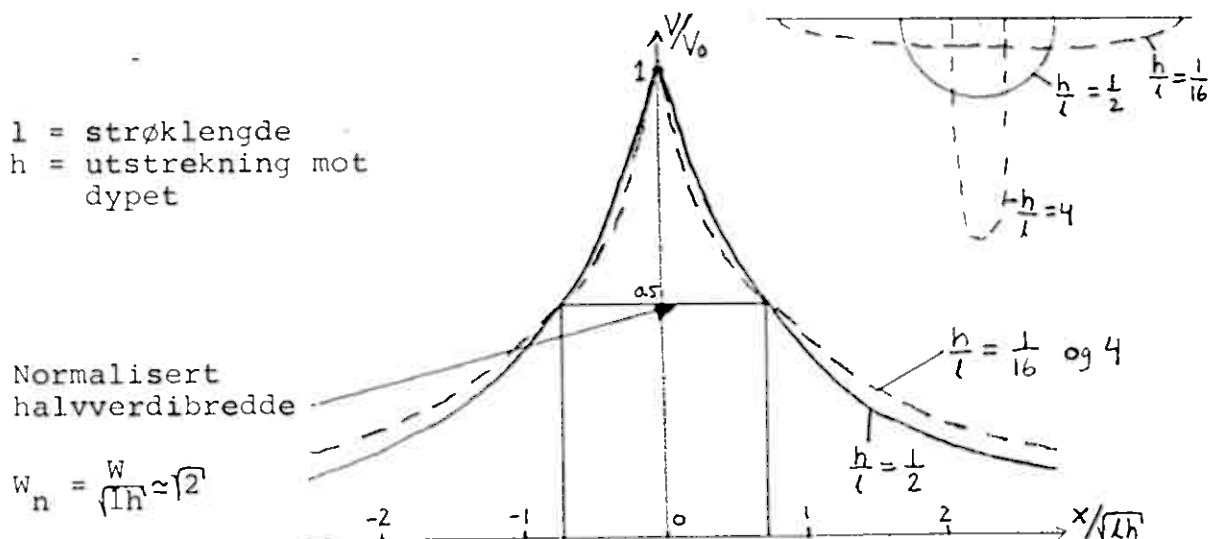


Fig.25: Normaliserte teoretiske CP-profiler over vertikale og utgående halv-elliptiske plater (3).

En utnytter da halvverdibredden av CP-kurven som framkommer ved et profil over en leder. Det forutsettes at man kjenner oppladingspotensialet V_0 . Man plotter da V/V_0 langs ordinaten og x/lh langs abscissen. Halvverdibredden er lengden av linjestykket mellom kurveflankene der linjen er lagt gjennom $V_0/2$ på ordinataksen. Utstrekning av en leder mot dypet kan da grovt bestemmes til;

$$h \approx \frac{W^2}{2I}$$

der W er halvverdibredden. Dersom lederen er bred, må denne bredden trekkes fra halvverdibredden før beregning foretas. Vi ser at halvverdibredden er den samme for ledere med forskjellig geometrisk form, bare produktet hl er konstant.

Anvendbarhet: Metoden kan anvendes på malmer med fall mellom 45° og 90° . For malmer med fall $\neq 90^\circ$ er h målt langs fallet, og ikke projisert inn på den vertikale aksene. Man må som nevnt kjenne oppladingspotensialet til malmen (V_0). Beregningene kan utføres selv om malmen ligger på dypet, men V målt på overflaten må være $>60\%$ av V_0 skal man finne halvverdibredden med tilfredsstillende nøyaktighet.

ii) Tolkning basert på potensialgradienter nær malmkroppen (se fig.26).

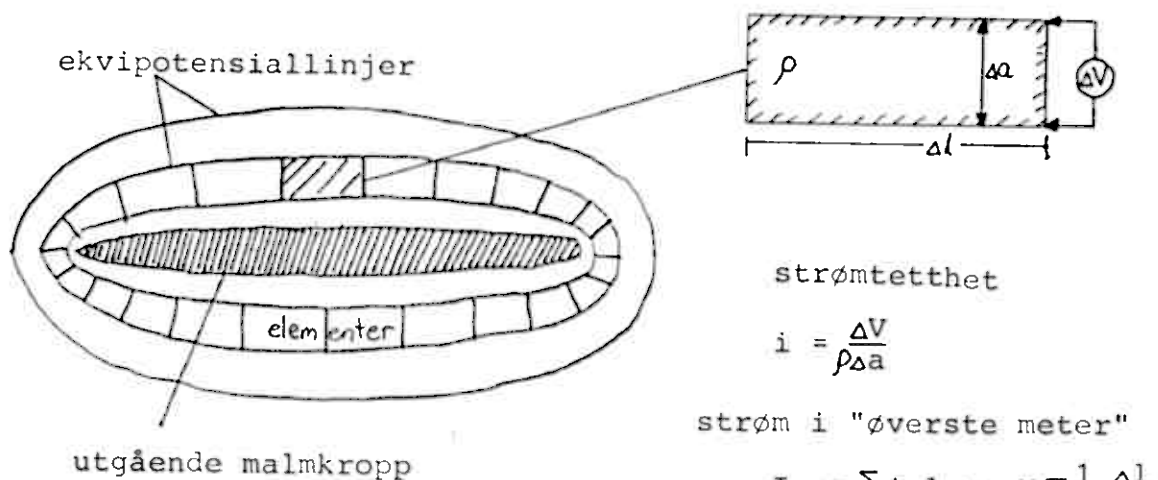


Fig.26: Tolkning av malmstørrelse basert på potensialgradienter nær malmkropp (3).

omtrentlig dyp av leder

$$h = \frac{I}{I_1}$$

I er total utsendt strøm

Vi deler opp arealet mellom to ekvipotensiallinjer i et visst antall delementer. Det forutsettes at delementene har uniform strømtetthet. Ved å anta at fordelingen av strømtettheter er konsistent mot dyptet kan omtrentlig dyp finnes ved den totale strømmen dividert på strømmen i den øverste meteren.

Når man har parallelle ledere virker metoden bedre, fordi den ene lederen vil trekke strøm fra den andre slik at man får en mer uniform strømtetthet (se fig.27).

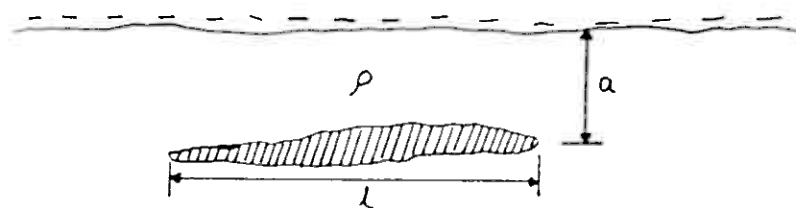


Fig.27: Innvirkningen av en lang leder på strømmen fra en jordingsmalm (11).

Dersom vi for et slikt tilfelle antar at halvparten av strømmen fra malmen går inn i den ledende sonen får vi at motstanden bort til den ledende sonen er:

$$R = \frac{V_0}{I/2} = \frac{\rho a}{lh}$$

der $I/2$ er strømmen som går ut fra jordingsmalmen bort til lederen;

$$\Rightarrow h = \frac{\rho I}{2V_0} \frac{a}{l}$$

4.2.7 Fraser-filtrering av SP-måledata

For opptegning av SP-konturkart ble det nødvendig å Fraser-filtrere måledata (for store feil ved direkte sammenknytning av SP-rådata).

Metoden ble opprinnelig brukt for filtrering av VLF-EM data (4). Praktisk utføres filtreringen ved at to ΔSP -verdier langs et profil (de to første) subtraheres fra de to neste verdiene, slik at 4 suksessive målinger er impliserte. Plottepunktet blir derfor under målepunkt 3 (se fig.28). Filtrerte data blir deretter konturert (negative verdier blir ikke konturert). Generelt kan man si at filteret øker oppløsningen på anomalien (framhever amplituden), slik at den blir lettere å

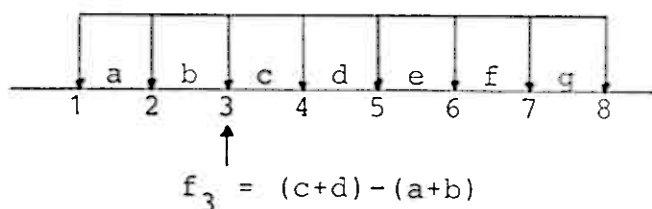


Fig.28: Prinsippet for Fraser-filtrering.

oppdage. Kriterier som filteret må oppfylle er:

- i) Toppen på anomalien er lokalisert rett over lederen, samt at
- ii) filteret skal fjerne tilfeldig støy.
- iii) Filteret må også være lett å bruke rent praktisk.

Man har funnet (4) at følgende formel tilfredsstiller de nevnte kriterier (se fig.28);

$$f_3 = (c+d) - (a+b) \quad \textcircled{*}$$

der a, b, c og d er Δ SP-verdier. i) oppfylles ved å subtrahere suksessive verdier; (b-a), (c-b) osv. Krav ii) oppfylles ved å ta med 4 suksessive Δ SP-verdier (utligning av tilfeldige målefeil);

$$f_3 = \frac{1}{4}(b-a) + \frac{1}{2}(c-b) + \frac{1}{4}(d-c)$$

Forenklet kan dette uttrykket skrives som;

$$f_3 = \frac{1}{4}(c+d-a-b)$$

For å tilfredsstille iii) fjernes konstanten slik at uttrykket forenkles til $\textcircled{*}$.

Fordeler med filtreringen:

- 1) Det blir mer iøynefallende hvor man har anomalien lokalisert ved at man trekker opp konturlinjer.
- 2) Anomalien er rett over den geologiske årsak til denne.
- 3) Filtreringen er enkel å utføre i felt.
- 4) Filtreringen framhever anomalien og svekker tilfeldig støy.

Ulemper ved filtreringen:

Dersom man har to ledere som ligger nær hverandre vil man etter filtreringen i de fleste tilfeller bare oppdage én leder i stedet for to. Man må derfor i tillegg tegne profiler på grunnlag av SP rådata for å kunne fastslå at man har flere ledere.

4.2.8 SP

Målemetoden går ut på å måle spenninger på bakken i forhold til et referansepunkt som man gir potensialverdien 0 mV. Metoden er uhyre enkel å utføre, og den er dessuten billig

og rask. Potensialene kan inndeles i to typer (2);

a) Bakgrunnspotensialer

b) Mineraliseringspotensialer

a) sees på som støy, og kan ha flere årsaker som f.eks. elektrolytter med forskjellig konsentrasjon som er i kontakt med hverandre, elektromagnetisk induuerte jordstrømmer osv. Verdiene som blir målt kan være både positive og negative og ha størrelse på noen få titalls millivolt.

b) er alltid negativ og kan i størrelse være på flere hundre millivolt. Fenoménet er iaktatt ved de fleste sulfid- og oksydmalmer og i tilknytning til grafitt-mineralisering.

Noen generelle trekk ved SP-fenoménet tilknyttet mineralisering:

- pyritt og magnetkis gir de kraftigste anomalier
- mineralene er alle elektroniske ledere, mens bergarten ellers er joneleder
- bortsett fra grafitt blir "SP-mineralene" lett oksydert
- anomaliene er negative og tidsstabile. Størrelsen er på flere hundre millivolt
- malmkropper som ligger ca. 20 m under overflaten oppdages ikke på SP
- området over grunnvannsspeilet nær lederne har vanligvis høy surhet og mye fritt O_2 , mens under grunnvannsspeilet har man nesten ikke fritt O_2 , og vannet er lett basisk
- blyglans oksyderes lett, men produserer sjelden store SP-anomalier

(Fra (2)).

Teoretisk modell for SP

I 1960 framsatte Sato & Mooney en teori på årsaken til SP-anomalier, der de så på en malmkropp som en stor elektro-

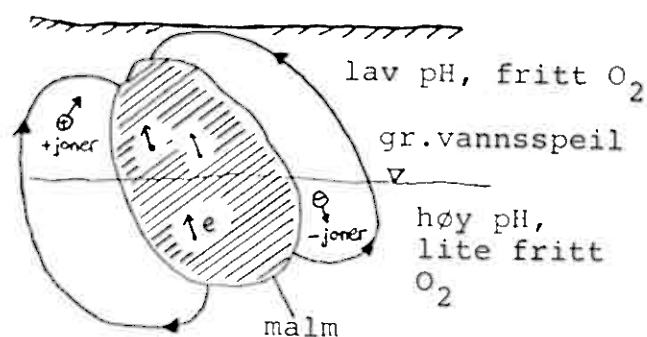


Fig.29: Teoretisk modell for SP (2).

kjemisk celle (se fig.29).

Potensialforskjellen som gir strømmene er forårsaket av forskjell i oksydasjonspotensialer ved øvre og nedre ende av malmkroppen. Øverst på denne har vi oksyderende tilstander, og nedest på kroppen har vi

reduserende tilstander. På grunn av sin oksyderte tilstand (øverst) vil vertsbergarten redusere materiale på overflaten av malmkroppen, mens nederst vil den reduserte tilstand til vertsbergarten forårsake oksydasjon på overflaten av lederen. Sistnevnte prosess frigir elektroner som vandrer gjennom malmen og opp til overflaten. Returstrømmen gjennom vertsbergarten skjer via joner som vandrer gjennom væskefylte porerom i bergarten. Det er elektronene som når overflaten på toppen av lederen som gir den negative SP-anomalien.

Geologiske implikasjoner:

- malmen må være en god elektrisk leder. Den må ha sammenheng gjennom grunnvannsspeilet for sammenknytning av oksyderende og reduserende miljø
- malmen må være kjemisk stabil og inaktiv (deltar ikke i de kjemiske reaksjonene)
- ingen isolerende film må finnes på overflaten av malmen. Dette kan forklare hvorfor man ofte ikke har SP-anomali over blyglans; isolerende hinne av blyulfat dannes ofte på overflaten.
- SP-anomalien avtar ofte med avtagende gehalt pga. avtagende ledningsevne.

Det er vanligvis ikke mulig ut fra en SP-anomali å si om man har sulfider, oksyder, grafitt o.l. Man trenger andre observasjoner (fortrinnsvis geologiske) til å si noe om dette.

Presentasjon og tolkning av SP-målinger

Det er vanlig å plote opp målingene langs profiler. Ut fra kurvene kan man finne lederens utgående som vil være rett under SP-kurvens minimumspunkt (se fig.30). Vi snakker her



Fig.30: SP-kurve over to ledere.

om lokalt minimumspunkt, et profil kan ha flere indikasjoner på ledere og således flere lokale minimumspunkter. SP er derfor velegnet til å finne utgående av leder, og er en metode som godt kan brukes som indikasjon for røsking.

Det er tidligere nevnt

at ledningsevnen til malmen til en viss grad reflekteres av anomaliampplituden. Man må allikevel være klar over at SP-metoden kan være usikker, fordi den ikke alltid gir anomali over malm.

Man kan ofte si noe om fallretningen på lederen ut fra SP-kurven, eller bedre sagt, fallets projeksjon inn på profilretningen. Man utnytter da den asymmetri man har på kurven. Kurven er brattest og har en positiv "hale" over fallet på malmen (se fig.30).

Det er vanlig å presentere SP-måledata på konturkart. SP-verdiene kan ofte plottes direkte, men av og til kan måleverdiene være gjenstand for så store feil at Fraser-filtrering av måledata er nødvendig før konturering. Ideelt sett, hvis man måler i en løkke og kommer tilbake til utgangspunktet, skal man få samme potensial. Dersom avviket blir for stort må målingene filtreres, og man konturerer de Fraser-filtrerte, positive verdiene. Ved å konturere på denne måten forsterkes anomaliene, men ledere nær større ledere forsvinner ved filtreringen. Man får allikevel satt større ledere i sammenheng mellom profilene.

4.2.9 Gravimetri

Gravimetriske målinger benyttet i geologisk sammenheng anvendes først og fremst for å kartlegge unormalt tunge bergarter i et område (bergarter med høy spesifikk vekt). Dersom man har forholdsvis store malmkropper med stor egenvektskontrast til sideberget, kan gravimetri benyttes i malmgeofysikk også.

For å se på faktorene som påvirker gravitasjonskraften tar vi utgangspunkt i Newtons gravitasjonslov som på skalar form er;

$$F = \gamma \cdot \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

der γ er den universelle gravitasjonskonstanten. m_1 og m_2 er to masser som påvirker hverandre gjensidig. r er avstanden mellom de to massenes tyngdepunkter. Antar vi at $m_1 = M_e$ = massen av jordkloden og m_2 er massen av legemet M_e virker på, kan vi sette at tyngdens akselerasjon er;

$$g = \gamma \cdot \frac{M_e}{R_e^2}$$

der R_e er jordradien. g måles vanligvis i "gal", men i

gravimetriske målinger er det mest hensiktsmessig å operere i "mgal"-skala (10^{-3} gal). Følgende faktorer påvirker g;

- tiltrekningskraft fra sol og måne
- breddegrad
- høyde over havet på målepunkt
- topografi i området rundt målepunkt
- tetthetsvariasjoner i undergrunnen

i) tiltrekningskraft fra sol og måne

I løpet av dagen (og over lengre perioder) vil innvirkningen av sol og måne på gravitasjonsfeltet variere. Når man måler i felt vil man korrigere for denne effekten. Dette gjøres ved å måle i samme punkt flere ganger i løpet av tiden man måler (f.eks. hver time). Man kan da tegne opp en kurve med Δg langs ordinaten (avlesningsforskjell mellom måling ved tiden, t , i et punkt og den første avlesning i det samme punktet) og tiden, t , langs abscissen, og man får fram en kurve over drift under måleperioden. Man korrigerer så hver måleverdi i henhold til kurven ved at man vet omtrent ved hvilket tidspunkt målingen ble foretatt.

ii) breddegrad

To faktorer medfører at tyngdens akselerasjon er 5 gal høyere ved polene enn ved ekvator (22):

- 1) sentrifugalkraften (0 ved polene og max. ved ekvator).
- 2) det faktum at jorda er flattrøkt ved polene. Dette medfører at avstanden til jordas sentrum er mindre ved polene enn ved ekvator.

Man har funnet at tyngdeakselerasjonen som funksjon av geografisk bredde φ kan skrives som;

$$g = g_0 (1 + C_1 \sin^2 \varphi - C_2 \sin 2\varphi) \quad \textcircled{*}$$

der g_0 er gravitasjonens størrelse ved ekvator = 978.0318 gal, φ er breddegrad, $C_1 = 0.0053024$, $C_2 = -0.0000058$ (20).

Disse verdiene er gitt i forhold til referansesfæroiden, som er et gjennomsnittsnivå av høyder, der landmasse over sfæroiden fyller igjen tomrom under sfæroiden (hav). Denne

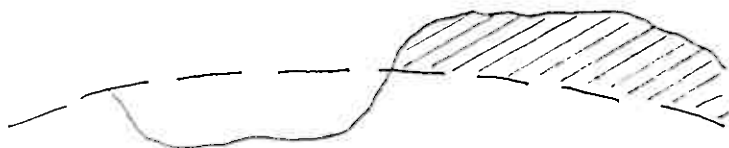


Fig.31; Referansesfæroiden.

variasjonen i tyngdens akselerasjon med breddegrad må det korrigeres for i et målt profil. Man projiserer da profilet inn på N-retningen og beregner tyngdens akselerasjon i endepunktene på profilet pga. breddegradseffekten. Forskjellen i verdiene fordeles likt på alle målepunkter slik at man får fratrekk i avlest verdi mot N-retningen. Vi har her gjort korreksjonen lineær, men ser vi på $\oplus$ så er ikke dette riktig, men feilen vi gjør for korte profiler er i praksis ubetydelig.

iii) høyden over havet på målepunkt (friluftskorreksjon)

Som vi ser av uttrykket for g ;

$$g = \gamma \cdot \frac{M_e}{R_e^2}$$

øker tyngdens akselerasjon når vi nærmer oss jordas sentrum (R_e) blir mindre. Vi er interessert i å finne hvor mye g endres per meter økning i R_e for å kunne korrigere målinger utført i felt. Derivérer derfor g m.h.p. R_e ;

$$\frac{dg}{dR_e} = -\frac{2\gamma M_e}{R_e^3} = -\frac{2g}{R_e}$$

Settes ekvatorielle verdier inn fås;

$$-\frac{2g_0}{R_{eq}} \simeq -0.3085 \text{ mgal/m}$$

La oss f.eks. anta at vi tar utgangspunkt i det laveste punktet i et profil. Ut fra det ovenstående uttrykk ser vi at alle målinger får et fratrekk på 0.3085 mgal for hver meter målepunktet ligger over referansepunktet. Denne korreksjonen kalles for friluftskorreksjon og tar hensyn til effekten med varierende avstand til jordas sentrum.

iv) masse mellom målepunkt og valgt 0-nivå (Bouguer-korreksjon)

En motvirkende effekt på g ved økende avstand til jordas sentrum er at massen ned til jordas sentrum blir større. Tenker seg da en skive av uendelig utstrekning mellom referansepunkt og målepunkt med tykkelse lik høydeforskjellen mellom punktene (se fig.32). Antar man spesifikk egenvekt på 2.67 g/cm^3 på skiva, blir fratrekket i måleverdi dersom målepunktet er over referansepunktet 0.1115 mgal/m. Tilnærmingen med skive av uendelig utstrekning holder aldri, man må i tillegg

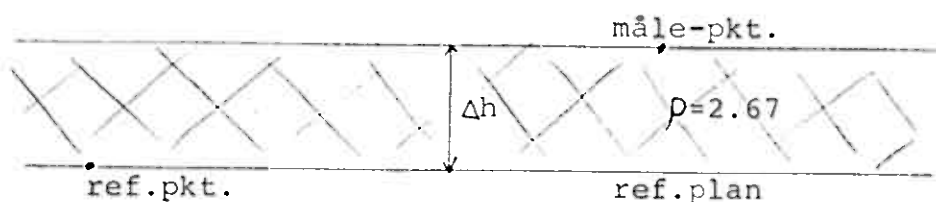


Fig.32: Bouguerskive (22).

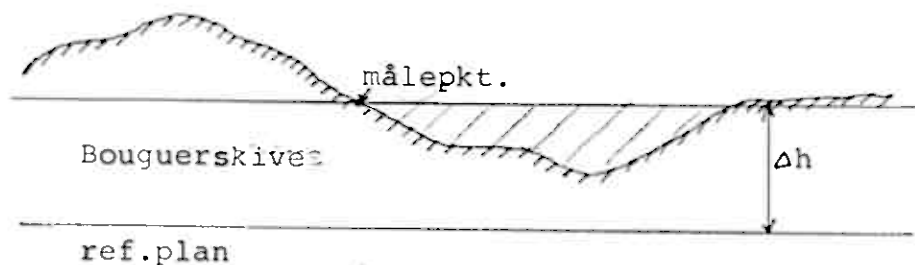


Fig.33: Terrengkorreksjonen (22).

ha en terrengkorreksjon.

v) terrengkorreksjonen

La oss nå anta at vi har foretatt Bouguer-korreksjonen (fig. 32) og vil eliminere effekten av varierende topografi. Vi antar at vi har målt i "målepkt." på fig.33. Massen over Bouguerskiva vil medføre at denne massen vil trekke på gravimeterfjæra (oppover), slik at en for liten verdi blir avlest. Vi må gi et tillegg i den målte verdi. På samme måte vil tomrom under Bouguerskivas øvre begrensning medføre et tillegg i måleverdi. Årsaken til dette er at her skulle det ha vært en masse som ville gitt et positivt bidrag til gravitasjonen. Når denne massen ikke er der må man legge til den verdi tiltrekningen av denne massen ville ha gitt. Konklusjonen blir at terrengkorreksjonen alltid er positiv. Denne korreksjonen er omfattende og tidkrevende, og kan utføres praktisk på følgende måte:

- For hvert målepunkt slår man en sirkel med en bestemt radius rundt punktet på et topografisk kart (man gjør det praktisk ved at man har en sirkel opptegnet på transparent som man legger over kartet) og leser av 8 høydeverdier i lik avstand på sirkelbuen. Man kan så tenke seg at disse 8 avlesningene tilsvarer at man inndeler sirkelen i 8 sektorer, hver med sin gjennomsnittshøyde. Man beregner så hver av disse sektorenes tilleggsbidrag til den målte verdi. Man kan benytte flere radier, og får en mer nøyaktig korreksjon.

Presentasjon av gravimetriske data

Det man er ute etter ved gravimetriske målinger er effekten av tetthetsvariasjoner i undergrunnen. Ved målingene får vi fram bidraget pga. variasjoner i egenvekt ved Bouguer-anomalien, som blir;

$$\Delta g_{\text{Bouguer}} = \text{Avlest verdi (korrigert for drift)} \\ + \text{friluftskorreksjon} + \text{Bouguer-korreksjon} \\ + \text{terrengkorreksjon} - \text{teoretisk verdi (gitt} \\ \text{breddegraden)}$$

Δg skyldes en unormalt tung eller lett masse i undergrunnen. Denne verdien tas fra ordinaten i den endelige anomalikurven, og målepunkt-koordinat tas fra abscissen.

Tolkning av gravimetriske data

Denne utføres ofte på datamaskin som er matet med teori om hvordan forskjellige masser gir forskjellige anomalikurver. Det er i denne forbindelse viktig at man kjenner tetthetskontrasten mellom sidebergart og det tyngre (eller lettere) geologiske objekt. Tettheten kan måles ved at man veier en prøve i vann, og veier prøven tørt etterpå. Tettheten framkommer da som;

$$\rho = \frac{w_{\text{luft}}}{w_{\text{luft}} - w_{\text{vann}}} \quad w \text{ er prøvens tyngde}$$

Tolkningen foregår ved at man ved stadig å forandre den geologiske modellen kommer fram til en teoretisk kurve som passer best mulig til den observerte kurve.

Dersom man ikke får anomali over en malm, er det viktig å bestemme, for den gitte egenvektkontrast mellom sideberg og malm, største størrelse på malm som ikke gir anomali.

4.2.10 VLF

VLF er en elektromagnetisk målemetode som utnytter elektromagnetiske bølger fra fjerne sendere. Frekvensen på bølgene er høy i EM-sammenheng (20000Hz-30000Hz), men lave i radioteknisk sammenheng (derav navnet VLF="very low frequency"). Når måleområdet er langt fra senderen, og dette er oftest tilfelle, kan vi betrakte bølgene som plane. Bølgene er sammensatt av to komponenter; en elektrisk og en magnetisk komponent (se fig.34) som står vinkelrett på hverandre og

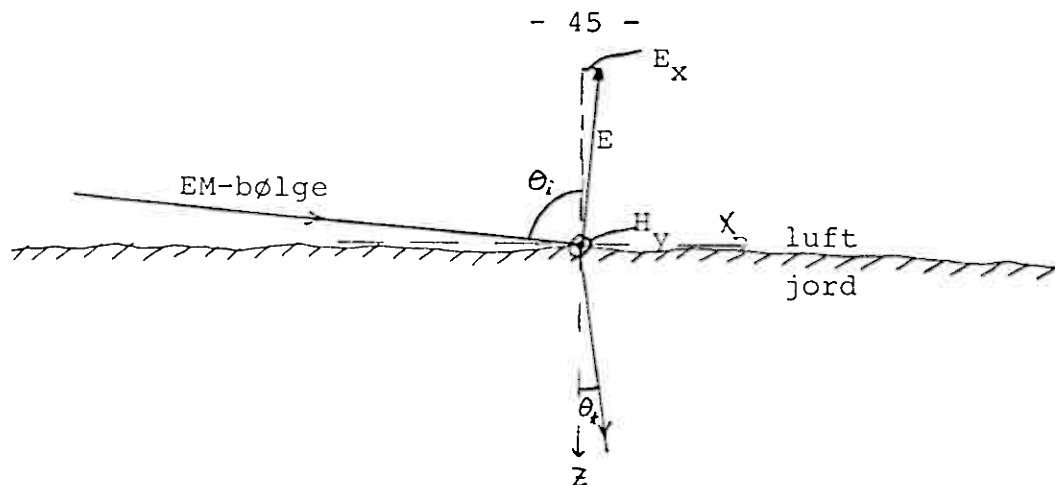


Fig.34: EM-bølge på grenseflaten mellom jord og luft (8).

vinkelrett på utbredelsesretningen.

Jorda er ikke perfekt ledende, da ville vi ikke ha hatt komponenten E_x , hvilket sees av følgende uttrykk (8);

$$\frac{E_x}{E_z} = \frac{1}{\tan \theta_i} = \sqrt{\epsilon_0 \rho_g \omega}$$

θ_i = innfallsvinkel til EM-bølgen
 ϵ_0 = dielektrisitetetskonstanten i vakuum
 ρ_g = sp. motstand i berggr.
 $\omega = 2\pi f$, vinkelfrekvensen
 f = radiobølgens frekvens

Dersom $\rho_g = 0$ hadde vi hatt $E_x = 0$, og EM-bølgen ville ha gått parallelt med jordoverflaten.

Det er først og fremst konduktive strømmer forårsaket av E_x som er av betydning i VLF, men den magnetiske komponenten H_y vil indusere kantstrømmer (induktive strømmer) som kan gi sekundære magnetfelt som er kraftige nok til å vises på VLF-profiler ved grunne ledere. E_x gir opphav til et elektrisk felt som brer seg nedover i jorda. Inntrengningsdypet (skinndypet δ) defineres som dypet der feltstyrken har avtatt til $1/e$ av feltstyrken på overflaten;

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho_g}{\omega\mu_0}}$$

μ_0 = magnetisk permeabilitet i vakuum

En leder i undergrunnen vil virke som en antenne for EM-bølgen, og antennevirkningen blir best mulig dersom lederens strøkretning er i retning mot senderen, og lengden er tilnærmet en halv bølgelengde lang eller lengre.

Ved VLF-målinger undersøker man dip-vinkelen på det magnetiske totalfelt som en sum av primært (fra sender) og sekundært (fra jorda) magnetfelt. Det sekundære magnetfeltet har

bidrag fra både konduktive (E_x) og induktive (H_y) strømmer, hvorav førstnevnte har størst betydning, men der sistnevnte vil ha betydning for grunne og steiltstående ledere.

Siden vi har et magnetisk totalfelt som svinger vil vi ha en polarisasjonsellipse (se fig.35) der vi måler dip-vinkelen på den store aksen som reell komponent (Re) og forholdet (b/a) mellom den lille og den store aksen (i %) som imaginær komponent (Im).

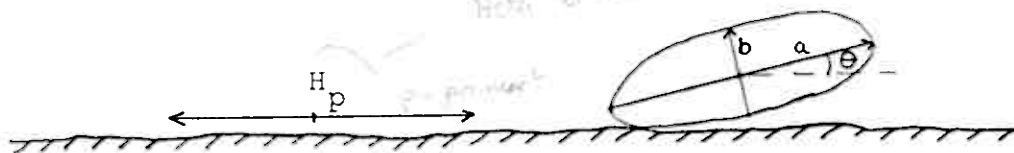


Fig.35: Polarisasjonsellipsen i vilkårlig punkt (8).

Tradisjonell tolkning av VLF-kurver går ut på at man antar at øvre kant på leder er rett under der VLF-kurven er brattest (vendepunktet på kurven). Dette tilsvarer egentlig det punkt der strømkonsentrasjonen i ledere er størst. Helt i toppen av ledere vil ofte de induktive strømmene fra det primære magnetfeltet gjøre seg gjeldende og vil overlages på det totale magnetfeltet. Dette vil gi en ekstra "bøy" på VLF-kurven som vil være en mer nøyaktig angivelse av utgående for leder. Avledet fra dette kan man ut fra tradisjonell tolkning si noe om utgående i forhold til VLF-kurvens vendepunkt rent kvalitativt (se fig.36). Dersom man



Fig.36: VLF-indikasjonens plassering i forhold til utgående ved forskjellige fallretninger.

vet fallretning på leder, kan man ofte anta at VLF-indikasjonens plassering i forhold til ledere er som angitt på figur 36, fordi de konduktive strømmer samles litt inn på ledere.

Mange faktorer har betydning for Im-kurvens utseende, men kvalitativt kan vi ved tolkning vurdere ledningsevnen i leder

ved å sammenligne kurveformen for Re- og Im-komponent. Dersom Re og Im følger hverandre i form, er dette ofte en indikasjon på at man har en middels god til dårlig leder. Dersom Re og Im har motsatt forløp indikerer dette ofte at man har en god leder.

Asymmetri i dip-vinkelkurven kan benyttes til å bestemme kvalitativt fallretning på leder ved at dip-vinklene på hengsiden er mindre i absoluttverdi enn dip-vinklene på ligg-siden av malmen.

Det man ellers kan si om anvendelsen av VLF, er at metoden egner seg best til å kartlegge forholdsvis lange ledere. Korte ledere vil i de fleste tilfeller ikke gi anomali.

4.2.11 APEX

APEX er egentlig navnet på et geofysisk måleinstrument som vanligvis er godt egnet til å plassere utgående av en leder. Instrumentet er en ca. 2m lang "planke" med en senderspole i den ene enden og en mottakerspole i den andre. APEX er et EM-instrument der man induserer strømmer i leder i bakken fra senderspoken. Det primære magnetfeltet overlages av sekundærfeltet fra leder i bakken, og man måler dette feltet i ppm (parts per million) av primærfeltet. Her nevnes bare at man får max. utslag i ppm rett over utgående av leder. Man kan med instrumentet gå å måle kontinuerlig, slik at man kan finne lokaliteten for max. anomaliampplitude temmelig nøyaktig. Dette skyldes den korte spoleavstanden, som medfører at man kun "ser" helt lokale og grunne ledere. Det er spesielt interessant å sammenligne max. utslag i ppm med APEX og anomalikurven for VLF for å finne utgående på VLF-kurven. Ofte er det slik at man har en VLF-indikasjon, og man går over området for indikasjonen med APEX for nøyaktig å kunne finne utgående (for røskelokalitet).

4.2.11 Ledningsevne målinger

I laboratoriet blir målingene utført på prøvestykker av regulær form (i oppgavens tilfelle på rektangulære prøvestykker med firkantete tverrsnitt). Skjematisk blir målingene utført på følgende måte (se fig.37). Prøvestykket blir spent fast mellom to metallplater av Cu som er i kontakt med energiseringsenhet. Metallplatene har kontaktflate A

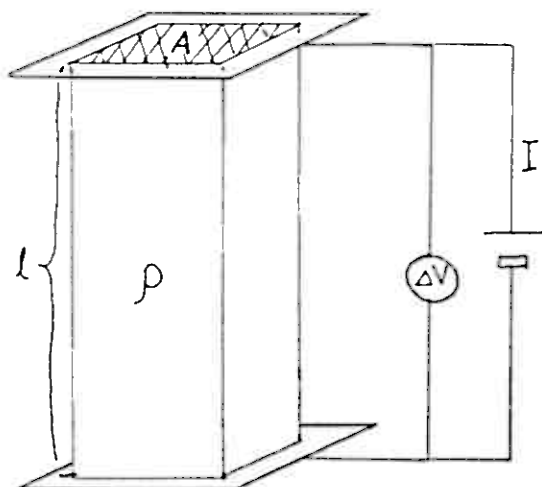


Fig.37: Eksempel på oppsett for måling av ledningsevne.

med prøvens endeflater. Vi har fuktet filt (eller svamp) mellom bergartsprøve og metallelektroder for å få optimal elektrisk kontakt mellom elektroder og prøve. Måler så potensialet mellom endeflatene på prøvestykket samtidig med at strømmen blir sendt gjennom disse. God kontakt med prøvens endeflater oppnås ved å sølvmale disse. Potensialelektrodene er ad-

skilt i avstand l fra hverandre. Arealet på prøvens tverrsnitt er A . Spesifikk motstand i bergartsprøven blir da;

$$\rho = R \cdot \frac{A}{l} = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{A}{l} = \frac{1}{\sigma}$$

4.2.12 Måling av magnetisk susceptibilitet

Man kan si at magnetisk susceptibilitet for en bergart er en like avgjørende faktor å kjenne i magnetometri som spesifikk vekt i gravimetri.

Styrken på jordas magnetiske felt i et område kaller vi H . Når en magnetisk kropp plasseres i dette feltet, vil polene i kroppen produsere et eget felt I . Dette feltet adderes til H . Proporsjonalitetskonstanten mellom I og H for en gitt bergart er magnetisk susceptibilitet;

$$k = \frac{I}{H}$$

Magnetisk flukstetthet B er definert som;

$$B = H + I = (1+k) \cdot H$$

Jo større k er, jo større vil B bli, og det er størrelsen på B vi måler med et magnetometer. Det er derfor av betydning å finne k .

Selve målingene blir (på NGU) utført med 4 sonder som ligger i plan parallelt med jordas magnetfelt på stedet (i Trondheim

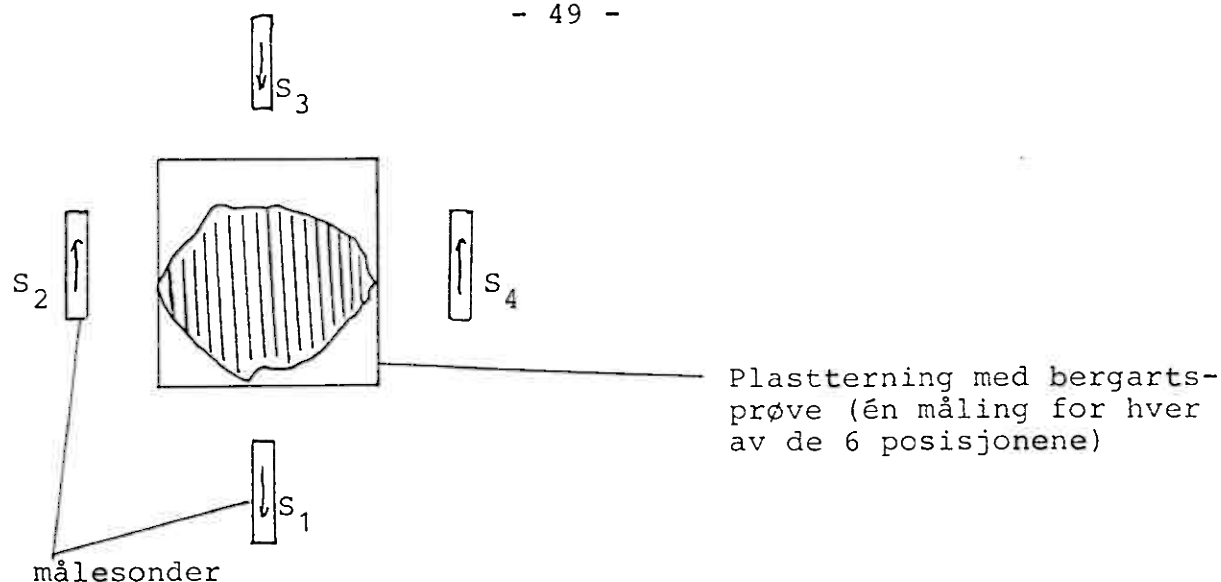


Fig.38: NGU's oppsett for måling av magnetisk susceptibilitet.

ca. 75%). Dette er Fluxgate-type målinger. Ved å orientere prøven i seks forskjellige stillinger fås fram induisert magnetisme $I=B \cdot H$ i alle seks stillinger (se fig.38). Alle 4 sonder måler magnetfeltet parallelt med sondenes lengdeakse i hver av kubens (terningens) 6 stillinger. I blir;

$$I = S_1 + S_3 - (S_2 + S_4) = P$$

Vi har gitt følgende formel;

$$k' = \frac{R^3}{12VT} \sum_{i=1}^6 P_i$$

R = minste radius fra prøve til sonde

V = volum av prøven

T = totalfeltets styrke

P_i = enkeltmålinger

Susceptibiliteten kan så utregnes ved;

$$k = \frac{k'}{1 - Nk'} \quad , \text{ for } k < 1$$

$$k = k' (1 + Nk') \quad , \text{ for } k > 1$$

N er en konstant for systemet

4.3 PROBLEMSTILLING OG ANGREPSMÅTE

4.3.1 Problemstilling

Oppgaven går ut på å knytte de geofysiske strukturer, som framkommer fra måleresultatene, til geologien i området, samt å vurdere de enkelte geofysiske metoders anvendbarhet i feltet. Det er da først og fremst malmens romlige forhold i området man er interessert i å kartlegge. Bergartsenheter blir også forsøkt tatt ut fra geofysiske målinger. Kriterier for å si noe om metodenes anvendbarhet er først og fremst hvor godt de forskjellige metodene kan diskriminere malm fra sideberget, samt hvilke parametre om malmen og dens romlige dimensjoner de forskjellige metodene gir informasjon om.

4.3.2 Angrepsmåte

For å løse strukturelle problemer i tilknytning til malmen, ble det jordnet i 3 kishorisonter (CP-målinger). I den resterende del av interesseområdet (se bilag 1) ble det benyttet IP, RP og SP for geofysisk kartlegging (ikke tilgjengelige jordingspunkter i malm). Det ble også målt et Schlumberger dybdeprofil.

Da disse målingene var fullført, ble det på bakgrunn av måleresultatene satt opp et program for supplerende målinger;

- Supplerende SP-målinger i området som ikke ble dekket ved SP-målingene i tilknytning til IP. Dette ble gjort for å få dekket hele interesseområdet med SP (rask og enkel metode å benytte) i tillegg til at SP-kurver over malm ofte er godt egnet til å bestemme retningen på malmens fall.
- Et gravimetrisk profil ble målt over malmen i det området malmen ble antatt å ha størst mektighet. Bakgrunnen for dette var å se om man fikk Bouguer-anomali over malmen, og deretter modellere for grovt å kunne si noe om størrelsen på malmen.
- Dybdesonderinger ble målt i punkter nær utgående for kishorisonter for å forsøke å få et bilde av hvordan malmen gikk på dypet.
- I tillegg ble det målt meget tett (hver 5-6 m) med VLF og APEX over utgående av kishorisonter for å se om man kunne plassere VLF-anomali i forhold til APEX (som gir max. utslag rett over utgående). Formålet var å se om man

kunne se noe fellestrekk for VLF-kurvens form eller oppførsel over utgående av ledere, og deretter bruke resultatet for retolking av tidligere målte VLF-kurver.

4.4 BESKRIVELSE OG FORKLARING AV UTSTYR OG APPARATUR BENYTTET

4.4.1 Jordingselektroder

Til jording i malm for måling av CP ble det brukt ekspanderende elektroder som vist i figuren. Det ble boret flere små hull med en elektrisk drevet bormaskin (Hilti) for feste av elektrodene. Flere elektroder ble benyttet for å få så god elektrisk kontakt med malmen som mulig.



Fig.39: Jordingselektroder i skjerp på 1210X-988Y (Jording I).

Fjernelektrodene ble jordet i myr og vann. For jording i vann ble det benyttet en lang kobbertråd for å oppnå god elektrisk kontakt og god strømfordeling. For jording i myr ble benyttet flere elektrodessett (8-10 stk.) for å oppnå tilfredsstillende elektrisk kontakt.

4.4.2 Potensialelektroder

Det ble brukt to typer potensialelektroder, der disse i prinsipp er likt oppbygd (se fig.40).

En fuktet, porøs treplugg har kontakt med jord. Inne i selve elektroden er det mettet CuSO_4 -løsning med fast CuSO_4 i

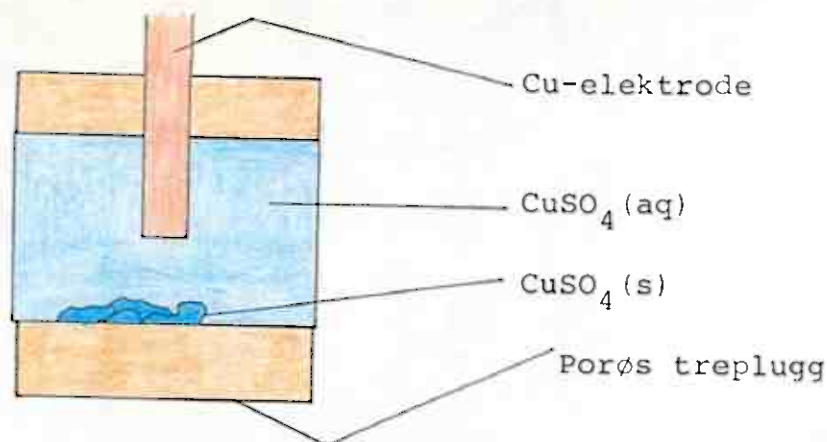


Fig.40: Prinsipiell oppbygning av potensialelektrode.

bunnen for å være sikker på å ha mettet CuSO_4 -løsning. Metning er viktig for å unngå et konstant polariseringspotensial mellom elektrodene. Kontakt med det ytre systemet (ledninger og måleboks) oppnås via en Cu-elektrode dyppet i CuSO_4 -løsningen.

Utformingen av elektrodene var bestemt av anvendelsen. Ved



CP-målinger ble det benyttet lange staver (se fig.41) slik at man slapp å bøye seg ned for hver måling, fordi måleboksen kunne bæres på magen (effektivt!). For ledningsevne- og IP-målinger måtte måleboksen settes på bakken for hver måling, og det var da mest praktisk å benytte 8 cm høye elektroder (se fig.40) til disse målingene.

Fig.41: Potensialelektroder til bruk i CP-målingene.

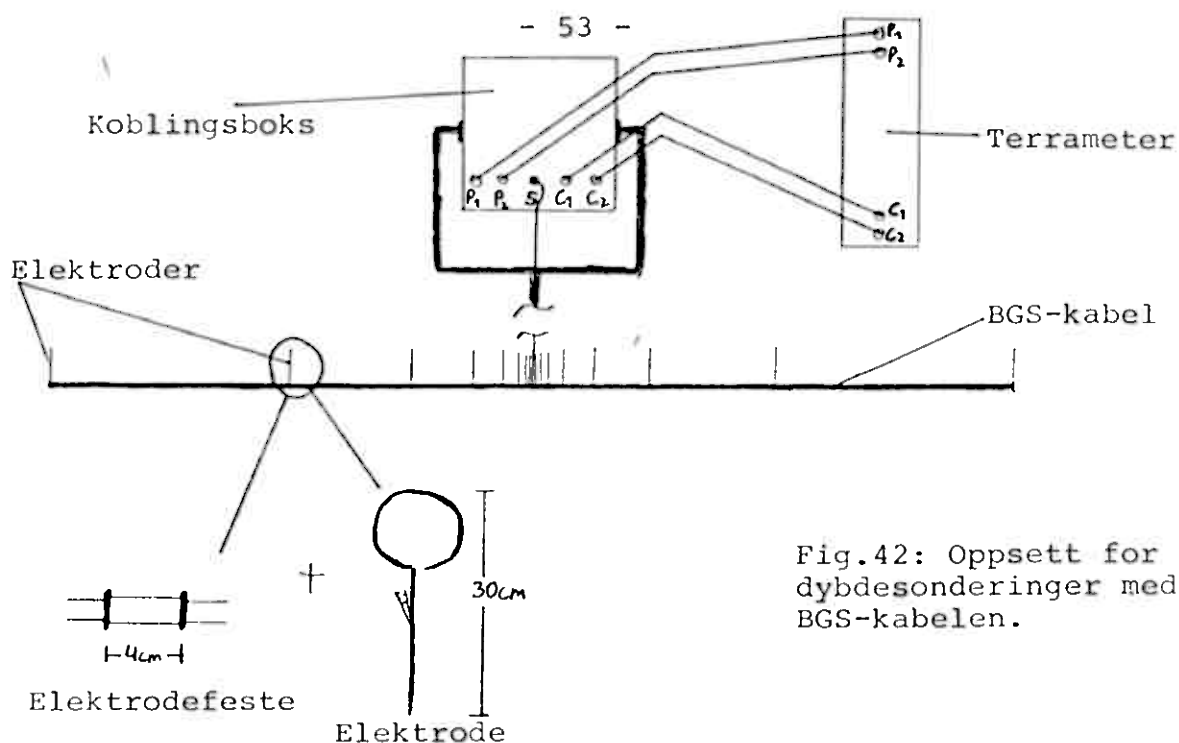


Fig.42: Oppsett for dybdesonderinger med BGS-kabelen.

4.4.3 Utstyr for dobbel Wenner dybdesonderinger (BGS-kabel)

i) BGS-kabelen: Kabelen er ca. 128 m lang i hver retning ut fra målepunktet. Koblingspunkter for elektrodene på kabelen har følgende avstand fra sentrumselektroden: 0.5m, 1.5m, 3.5m, 7.5m, 15.5m, 31.5m, 63.5m, 127.5m. Hver av disse punkter har en metallsyylinder blottet for tilkobling til krokodilleklemme på elektroden (se fig.42). Hver elektrode fungerer som både strøm- og potensialelektrode.

ii) Koblingsboks: Hver ende av kabelen kobles til en boks for valg av elektrodekonfigurasjon og a-verdi. Koblingsboksen (se fig.43) har også uttak til sentrumselektroden og til P_1 , P_2 , C_1 og C_2 på Terrameteret, som fungerte som både strømkilde og voltmeter.

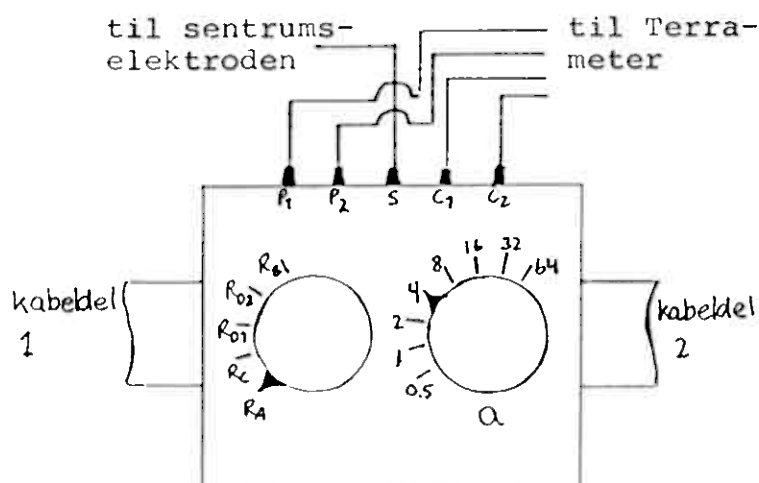


Fig.43: Skisse av koblingsboks til BGS-kabelen.

iii) Terrameter: Instrumentet ble benyttet til dybdesonderinger og til måling av spesifikk motstand på malm- og bergartsprøver. Instrumentet er avbildet på fig.44. P_1 og P_2 er



Fig.44: Terrameter. Instrumentets viktigste funksjoner er nevnt i teksten.

uttak til potensialelektroder (①), og C_1 og C_2 er uttak til strømelektroder (②). Nederst har instrumentet påmontert en kasse med oppladbare batterier, som samlet gir en spenning på 12-14V. Strømstyrken kan velges i trinn (③). Instrumentet gir feilmelding dersom det ikke får sendt ut den valgte strømstyrken. Man kan via en bryter velge om man vil avlese spenningsforskjellen mellom elektrodene eller motstanden i bakken ($\Delta V/I$). Man kan også velge nøyaktighet på avlesningen med den samme bryteren (④). Man får feilmelding dersom den målte verdi ligger utenfor det valgte skalaområdet. Man kan også velge om man vil ha 1, 4, 16 eller 64 kontinuerlige avlesninger (⑤). Måleverdier og feilmeldinger avleses fra et digitalt display (⑥).

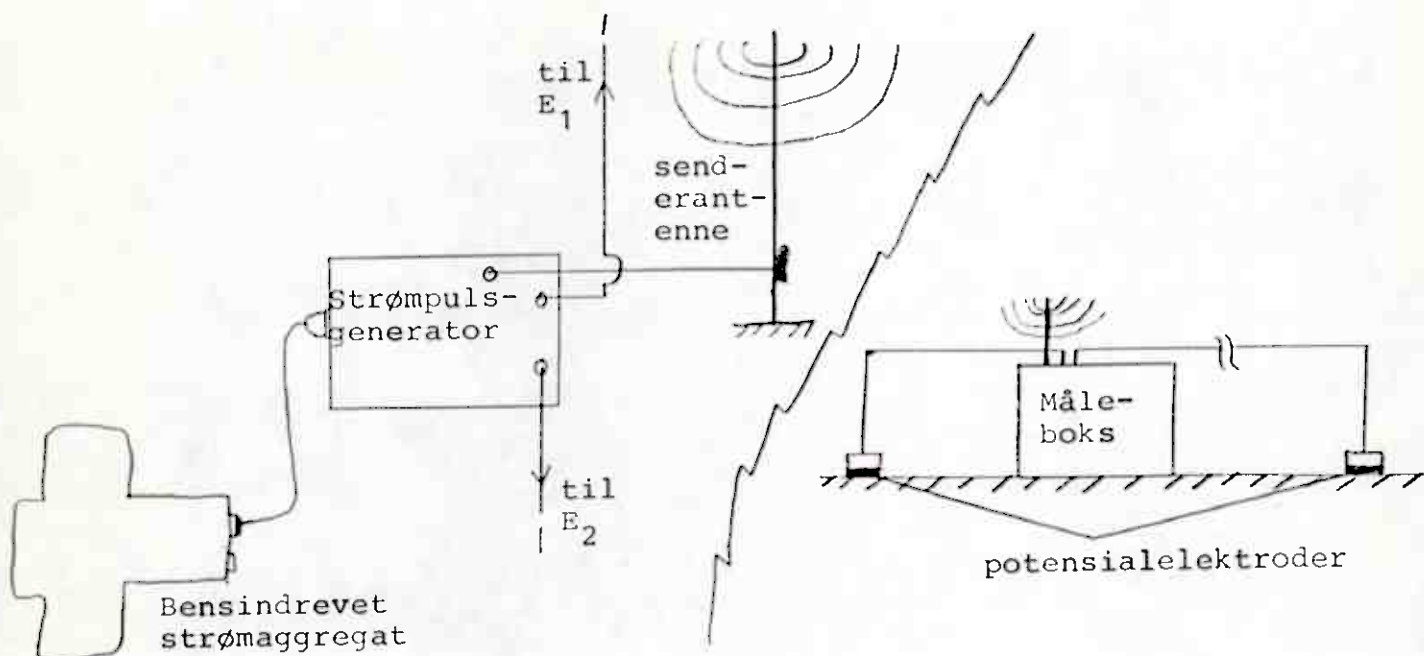


Fig.45: Oppsett for måling av IP og ledningsevne.

4.4.4 Utrustning for måling av IP og ledningsevne

i) Strømpulsgenerator: Instrumentet er avbildet i fig.46. Generatoren tapper et bensindrevet aggregat for strøm ved forskjellige tidsintervaller, og med forskjellig varighet av strømpulsens lengde. Strømstyrken velges på generatoren.

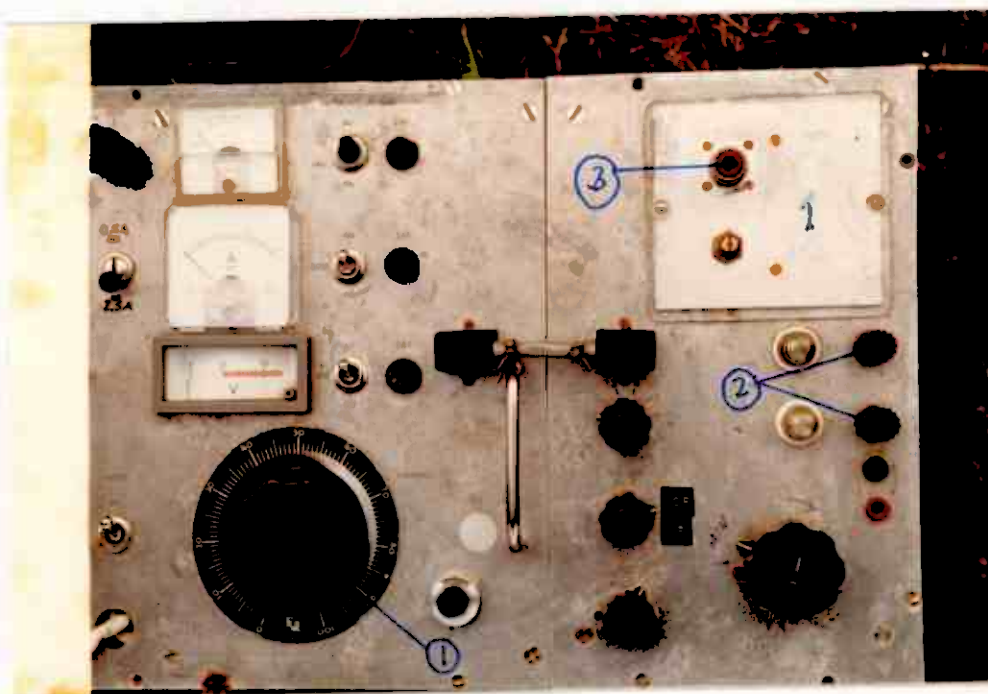


Fig.46: Strømpulsgeneratoren som ble brukt til IP- og ledningsevнемålingene (+ Schlumberger dybdeprofil).

For å oppnå den strømstyrken som velges, kan man regulere spenningen trinnløst til spenningen er stor nok til å få sendt ut den valgte strømstyrken (①). Oftest har man en

viss overspenning for å være sikker på å få sendt ut den strømstyrken man har valgt. Generatoren har uttak til strømelektrodene (②), samt til en senderantenne (③). Antennen blir brukt til tidssynkronisering med måleboksen (registrerer når strømmen slås på og av) som måler restspenning i gitte tidspunkter i strømmens dødtid.

For kontroll av strømstyrke ble denne avlest digitalt med et amperemeter. For kontroll av ledningskontakt og størrelse på motstand i strømkrets ble det brukt et AVohm-meter.

ii) Måleboks ved IP- og ledningsevne-målinger: En av de to like måleboksene som ble brukt, er avbildet i fig.47.

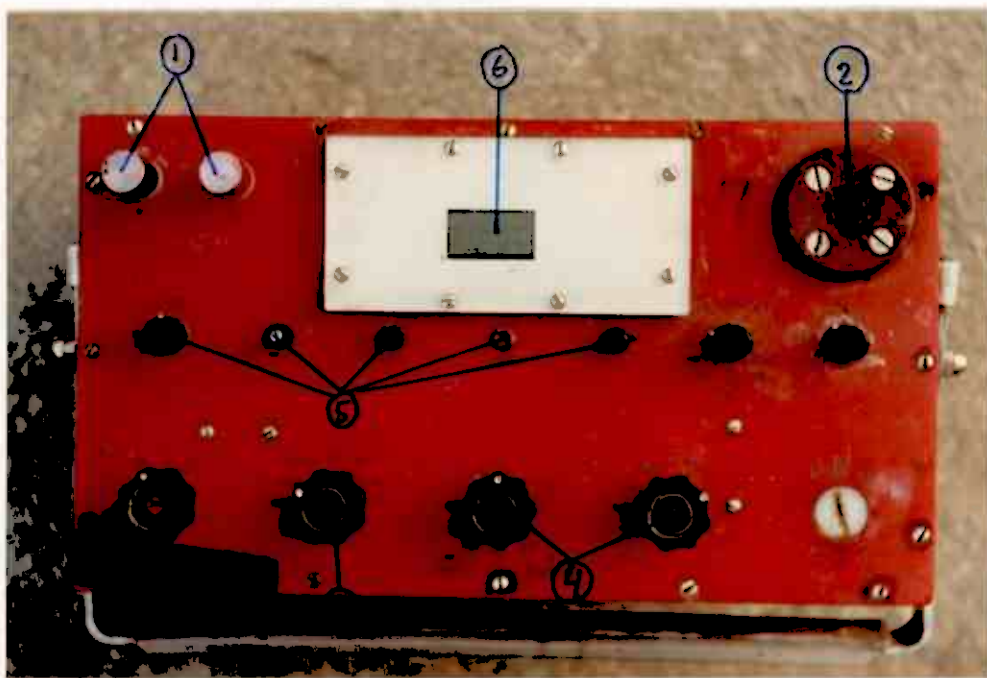


Fig.47: En av de to like måleboksene som ble brukt til måling av IP og ledningsevne.

På måleboksen er det uttak for potensialelektrodene (①). Det er også uttak for mottakerantenne for tidssynkronisering med sender (②). Instrumentet har videre en bryter for valg av målemetode (SP, IP, RP); (③). Valg av skalaområde ved avlesning skjer via to brytere; én for IP og RP, og én for SP (④). På instrumentet fins ellers en del brytere og skruer (⑤) for justering av 0-nivå før målingene starter. Midt på boksen øverst avleses måleverdiene digitalt (⑥). Ved måling av V_{RP} (potensialforskjellen mellom målelektrodene pga. de påtrykte strømmene i bakken) kompenserer instrumentet automatisk for selvpotensialet i bakken, og størrelsen på denne kompensasjonen tas ut som V_{SP} . V_{IP} måles som summen

av potensialforskjellene mellom elektrodene (etter kompensasjon for SP) 0.21s og 1.8s i strømmens dødtid (dette gjelder når strømmen står på i 2s og har 2s dødtid). Instrumentet summerer selv disse to verdiene, og V_{IP} avleses direkte. Instrumentet "vet" når strømmen slås av og på via antennekontakt med sender.

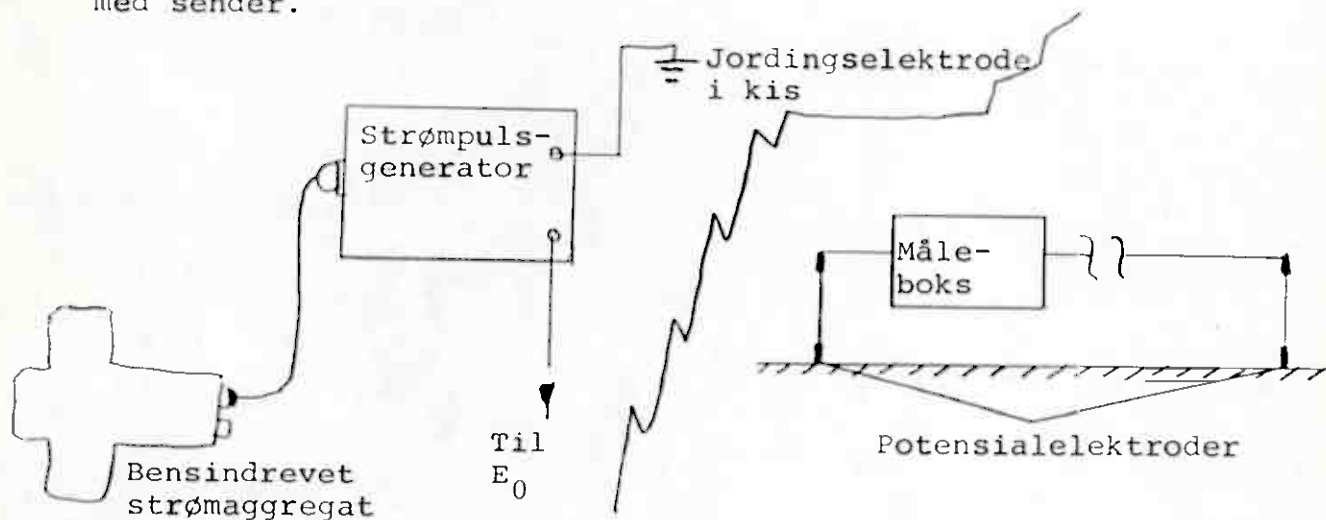


Fig.48: Oppsett for måling av CP.

4.4.5 Utrustning for måling av CP

Vi ser av figur 48 at oppsettet for CP-målingene er ganske likt det for IP- og ledningsevne-målingene. Andre potensial-elektroder og et annet måleinstrument ble benyttet.

i) Måleboks for CP-målinger (og supplerende SP-målinger): Instrumentet som ble benyttet til målingene er avbildet i fig.49.

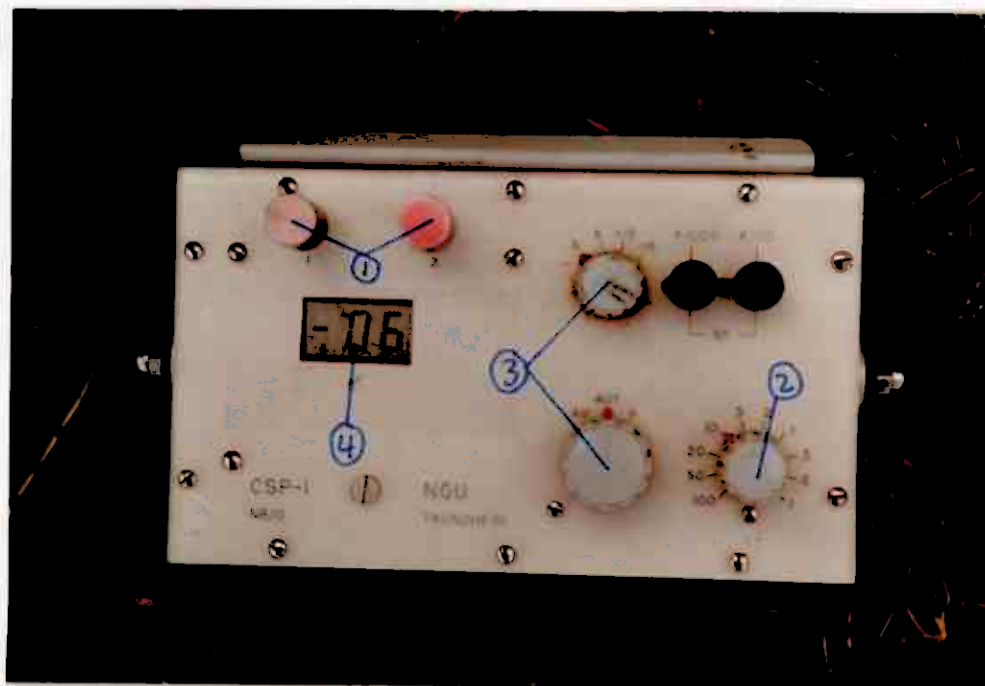


Fig.49: Måleboks for CP (og supplerende SP-målinger).

Instrumentet har uttak til potensialelektroderne (①), bryter for valg av skalaområde (②), samt to brytere som kan innstilles på måling av CP eller SP (③). Ved innstilling på måling av CP vil instrumentet automatisk kompensere for SP. Avlesningen skjer fra digitalt (④) eller (for noen modeller) analogt display.

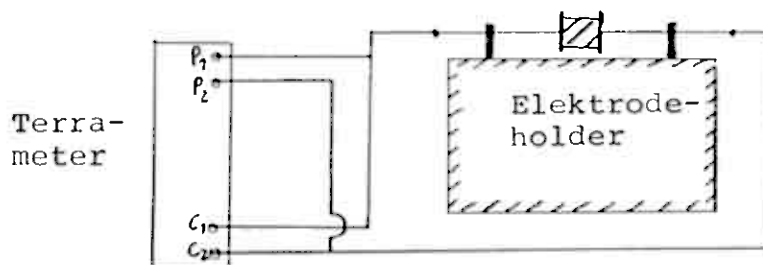


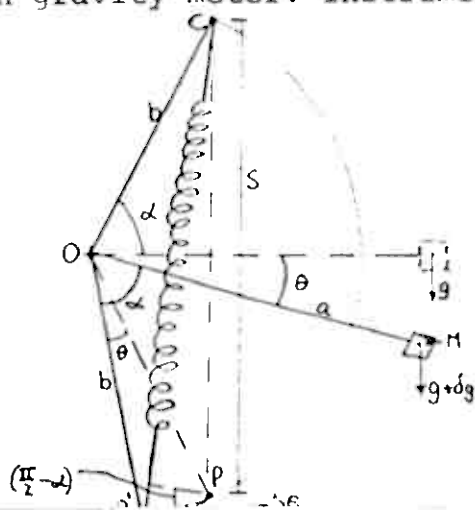
Fig.50: Oppsett for måling av spesifikk motstand på malm- og bergartsprøver.

4.4.6 Måling av spesifikk motstand i laboratoriet

Oppsettet er som skissert på figur 50. To kobberstaver har kontakt med hver sin rektangulære kobberplate. Kobberplatene er kledd med fuktet filt for å oppnå god kontakt med prøvestykket som er oppspennet mellom platene. Prøvestykkets kontaktflater med kobberflatene er malt med sølv, for å unngå overgangsmotstand på kontaktflatene. Kobberstavene er via bananplugger og ledninger tilkoblet et Terrameter. Strøm sendes ut, og spenningsforskjell mellom elektrodene måles via de samme elektrodene. Motstanden i systemet blir avlest på Terrameteret, og spesifikk motstand utregnes ved at man vet prøvestykkets kontaktareal og avstand mellom kontaktflatene (målt med skyvelær).

4.4.7 Utstyr for gravimetri

i) Worden gravity meter: Instrumentet er avbildet øverst på



neste side (dessverre et noe dårlig bilde). Prinsippet bak instrumentets virkemåte skal kort nevnes (20,21). Instrumentets vitale deler er nedsenket i en vakuumflaske

Fig.51: Prinsippskisse

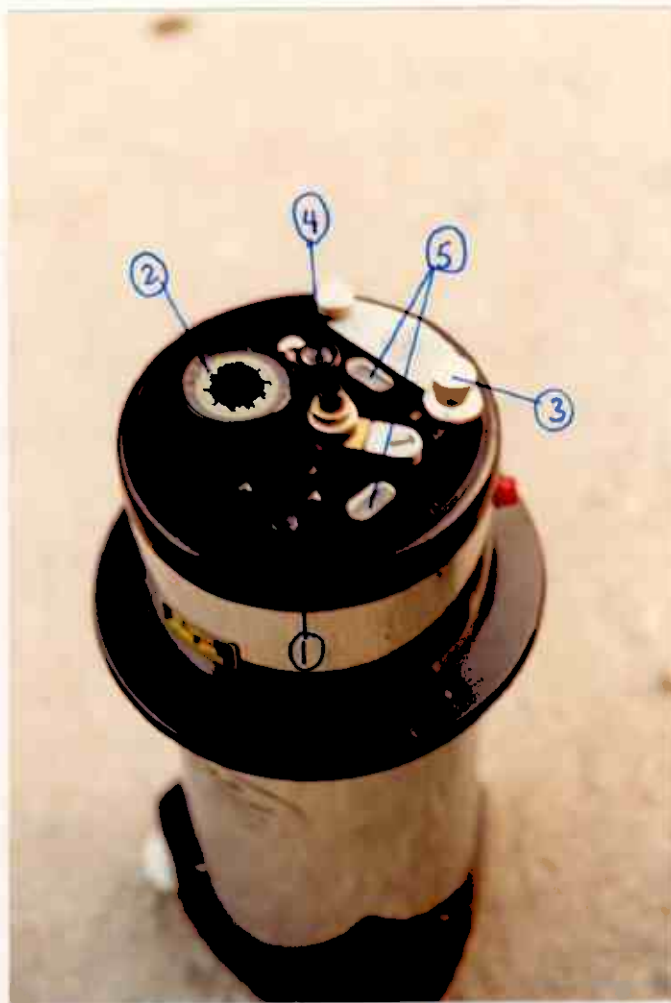


Fig.52: Worden gravity meter
① :Skrue for grovjustering
av målenivået ②:Avlesnings-
skive ③:Av/på-knapp for
observasjonslys ④:Kikke-
hull for observasjonene
⑤:libeller

for å eliminere påvirkning
fra trykk- og temperatur-
forandringer. En prinsipp-
skisse for apparatets
virkemåte er vist på
fig.51. Fjæra på figuren
får et utslag proporsjon-
alt med økning i gravi-
tasjon som virker på
massen M i gravimeteret.
Dette tillegg i gravitasjon
finner man størrelsen på
ved å dreie på en skive

med tallinndeling (② på fig.52) til en lysstråle i instru-
mentet faller sammen med sentrumslinjen, slik at kompenser-
ingens størrelse kan avleses og omformes til δg -verdi.

Med utgangspunkt i fig.51 blir δg teoretisk;

$$\delta g = \frac{k}{M} \frac{b}{a} \frac{\cos 2\alpha}{\cos \alpha} \delta s \quad , \text{ der } k \text{ er fjærstivheten}$$

Instrumentet har en avlesningsnøyaktighet på ± 0.01 mgal.

Gravimeterets ytre deler og funksjoner er nevnt i samband
med figur 52.

For å få gravimeteret til å stå stødig, ble det anbragt på
en skål med trebein for hvert målepunkt.

ii) Utstyr til nivellering: Til nivellering ble det benyttet
nivelleringskikkert m/stativ, og en 4 meter lang nivellér-
stang (mm-skala på én side og cm-skala på den andre).

iii) Utstyr til måling av egenvekt: Til dette formål ble det
benyttet en vekt med analog avlesning, og med en avlesnings-
nøyaktighet på $\pm 0.1g$.

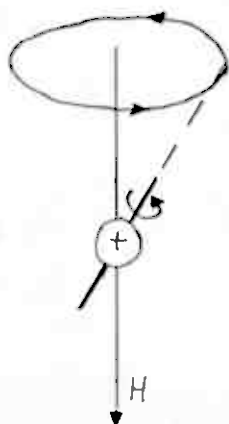
4.4.8 Utstyr_for_magnetometri

i) Til feltmålinger: Til magnetometriske målinger i felt ble det brukt et "UNIMAG portable proton magnetometer, model G-836" (Geometrics). Instrumentet er avbildet i figur 53.



Fig.53: UNIMAG proton-magnetometer. ①:Avlesningsvindu, ②:Trykk-knapp for målinger, ③:Kalibreringskrue

Prinsippet for instrumentets virkemåte nevnes kort (20). Den vitale delen av instrumentet er en beholder fylt med blyfri bensin eller kerosen. Beholderen har viklet en spole rundt. Ved måling sendes strøm gjennom spolen en meget kort tid. Når strømmen er avslått, vil protonene i væska (H^+) spinne rundt en akse. Denne aksen vil igjen ha en sirkelbevegelse rundt retningen for jordas totalfelt (se fig.54). Dette kalles presesjon. Analogien er en kjeGLE som settes



i rotasjon på et bord (kraftfeltet er i dette tilfellet gravitasjonen). Presesjonsfrekvensen er proporsjonal med styrken på jordfeltet. Man kjenner proporsjonalitetskonstanten, og instrumentet måler presesjons-

Fig.54: Et protons spinnbevegelse (20).

frekvensen og presenterer totalfeltets styrke. Instrumentet måler totalfeltet i γ , med en nøyaktighet på $\pm 10\%$.

ii) Utstyr for måling av magnetisk susceptibilitet i lab.: Oppsettet for målingene er vist i figur 55. Man kan dele



Fig.55: Oppsett for måling av magnetisk susceptibilitet.

måleutrustningen inn i 3 hoveddeler:

- 1: Oerstedmeteret (①); dette instrumentet utfører de magnetiske målinger på prøvestykkene, og er i kontakt med
- 2: kontrollboksen (②); fra denne utføres kalibrering og kompensering. Det er på denne boksen måleverdiene avleses digitalt og lagres.
- 3: Målesonder; det er i alt 4 sonder plassert rundt prøven (③). Prøven man skal måle magnetisk susceptibilitet på legges i terningformet plastkasse som plasseres mellom sondene. Hver sonde registrerer indusert magnetisme langs lengdeaksen. Sondene forsøkes orientert med lengdeaksen pekende parallelt med jordas totalfeltretning.

4.4.9 Utstyr for elektromagnetiske målinger

i) VLF: Egne målinger ble utført med måleboks utlånt fra NGU (se fig.56). De indre vitale deler av VLF-apparatet består av to spoler som står vinkelrett på hverandre. Ved måling orienteres instrumentet slik at minimum strøm induseres i hovedspolen. Da er hovedspolens akse parallell med



Fig.56: VLF-instrumentet.
①: Avlesning av helningsvinkel (Re), ②: Avlesning av Im-komponenten, ③: Av/påknapp, ④: Bryter for valg av senderstasjon, ⑤: Regulering av signalets styrke, ⑥: Avlesning av signalets styrke, ⑦: Uttak til hodetelefoner.

minste akse i polarisasjonsellipsen (fig.35). I hjelpespolen tas ut et signal som motvirker reststrømmen i hovedspolen. Størrelsen på denne kompenseringen tas ut som "b" i prosent av "a".

Praktisk utføres målingene ved å helle på måleinstrumentet, og lese av helningsvinkelen (①) ved minimum signal, samt å av-

lese kompenseringens størrelse (b/a) ved minimum signal (②). Helningsvinkelen er reell-komponenten (den lengste akse i polarisasjonsellipsen), og b/a er imaginærkomponenten (lengden av den korteste akse i polarisasjonsellipsen i % av den lengste akse). Minimum signal kan enten avleses på et amperemeter (⑥), eller finnes ved minimum lydstyrke (⑦). Måleboksen kan motta signaler fra forskjellige fjerne sendere ved å skifte kretskort signifikant for hver senders frekvens.



Fig.57: Grov skisse av APEX-instrumentet.

ii) APEX: Instrumentet ser i prinsipp ut som i figur 57. Foran på instrumentet har man innebygd en senderspole, og bak har man en mottakerpole. Forstyrrelser som påvirker feltet mellom sender og mottaker avleses analogt i ppm-verdier av primærfeltet. Både Re- og Im-verdier kan avleses.

4.5 UTFØRELSE AV DE GEOFYSISKE OG PETROFYSISKE MÅLINGER

4.5.1 Generelt

På grunnlag av tidligere utførte målinger besluttet Grong Gruber A/S å få utført elektriske målinger. Målingene skulle utføres i et område med indikasjoner på malm (fra VLF- og SP-målinger) i de områder der tidligere utførte målinger ikke kunne løse opp malmens struktur og sammenheng. Da malmen var blottlagt i skjerp og røsker, var det naturlig å benytte CP-metoden for å klarlegge malmens struktur. IP ble benyttet i de deler av området der man ikke hadde tilgjengelige jordingspunkter i malm.

Vi var to målelag à to personer som målte i feltet (CP- og IP-målinger), og vi brukte til sammen 9 effektive dager på CP-målingene (3 jordinger) og IP-målingene. 11 dager ble deretter benyttet til egne supplerende målinger av forskjellig art. NGU var hovedansvarlig for utførelsen av CP- og IP-målingene, og de sendte to mann (forsker Jan Steinar Rønning og geofysiker Torleif Lauritsen). Det ble besluttet og godtatt at CP- og IP-målingene i tillegg til mine supplerende målinger skulle benyttes som bakgrunn for min hovedoppgave.

4.5.2 Stikningsnettet

Det ble forsøkt å følge NGUs stikningsnett fra 1975 (oppgått med siktetrommel). Basis i dette stikningsnettet var satt opp med solide påler for hver 100 meter, og alle profiler tok utgangspunkt i denne basislinjen. Der det ikke ble funnet gamle stikker langs et profil, ble det satt opp nye stikker (forreste mann med kompass, stikker og en potensialelektrode). Det ble da satt opp stikker for hver 25 meter. Hvert målepunkt er for øvrig inntegnet på de vedlagte konturkart.

4.5.3 Utførelse av de geofysiske målinger

i) CP-målinger: Det ble først jordnet i et skjerp som lå i den lengste kishorisonten indikert på VLF-kartet (14). I forhold til stikningsnettet lå dette skjerpet på 1210X-988Y (se bilag 1,2). Denne jordingen ble kalt jording I. Fjern-elektroden ble plassert i ei myr N for Renselvann (E_0 i bilag 1) med koordinater ca. 1720X-÷630Y. Det ble benyttet den konvensjon at man koblet +elektroden til malmen, slik at potensialet fikk maksimum verdi over malmen. Strømmen ble

tilført fra bensindrevent aggregat, via strømpulsgenerator og ut til elektrodene. Dette utstyret ble plassert (gjaldt alle jordingspunkter i malm) ved jordingspunktet til malmen. Strømstyrken som ble benyttet i jording I var 0.9A (litt dårlig kontakt med malmen medførte at det var vanskelig å få sendt ut 1.0A, hvilket er det vanlige ved CP-målinger utført av NGU). Det ble sendt ut en strømpuls av varighet 1s, med 3s pause (dødtid) før neste strømpuls. Potensialet ble så målt på overflaten med gradient elektrodeutlegg (forreste elektrode blir flyttet 25m i profilretningen, mens den bakerste elektroden tar den forreste elektrodens tidligere plassering). For å knytte målingene til et nullpunkt, ble profil 1000X målt til ÷175Y. Nullpunkt ble valgt der gradientverdien (potensialforskjellen mellom potensialelektrodene) var liten; i punkt 575Y. Etter dagens målinger ble måledata bearbeidet (dvs. konturkart tegnet) for planlegging av neste dags målinger. Potensialbildet rundt kishorisonten tilknyttet jording I var klarlagt etter at følgende profiler var målt:

- 700Y, 800X-1400X	800Y, 700X-1100X
- 900Y, 700X-1225X	1000Y, 800X-1900X
- 800X, 400Y-1000Y	900X, 400Y-1000Y
- 950X, 600Y-900Y	1000X, ÷175Y-1200Y
-1050X, 700Y-1000Y	1100X, 750Y-1000Y
-1150X, 850Y-1100Y	1175X, 900Y-1050Y
-1200X, 700Y-1250Y	1225X, 900Y-1050Y
-1250X, 900Y-1100Y	1300X, 700Y-1400Y
-1350X, 900Y-1000Y	1400X, 700Y-1200Y
-1425X, 1000Y-1100Y	1450X, 900Y-1100Y
-1475X, 900Y-1050Y	1500X, 800Y-1150Y
-1550X, 850Y-1000Y	1600X, 800Y-1200Y
-1700X, 900Y-1200Y	1800X, 900Y-1000Y

Utstyret ble deretter rigget ned, og flyttet til jordingspunkt II for CP-målinger (1235X-975Y). Det ble jordnet i et skjerp i en kishorisont indikert ved tidligere målinger. Formålet var å kartlegge denne kishorisontens utstrekning (og om mulig størrelse). Det ble ved jording til malmen oppnådd god kontakt, slik at det var mulig å få sendt ut en strøm med styrke 1.0A. Det ble benyttet samme fjernelektrode som for jording I. 0-punktet for potensialmålingene ble som for jording I valgt ved å gå profil 1000X i retning mot fjernelektroden for å finne der gradienten var liten (÷150Y). For å kartlegge kishorisonten tilfredsstillende, ble det

nødvendig å måle følgende profiler:

- 700Y, 800X-1400X	850Y, 1150X-1250X
-1000Y, 800X-1600X	800X, 700Y-1000Y
- 900X, 700Y-1000Y	1000X, 700Y-1000Y
-1100X, 700Y-1150Y	1150X, 850Y-1000Y
-1200X, 700Y-1150Y	1250X, 850Y-1050Y
-1300X, 700Y-1100Y	1400X, 700Y-1000Y

Det tredje jordingspunktet utgjorde interessesenteret i måleområdet. Her gav ikke tidligere VLF-målinger entydige resultater. Det ble derfor besluttet å jorde i ei røsk på 878X-616Y. Formålet var som tidligere å løse opp strukturen av kishorisontens utgående. Utstyret ble rigget opp, og det ble benyttet samme fjernelektrode som for jording I og II. Strømstyrken var 1.0A. 0-punktet for CP-verdiene (0mV) ble valgt i 1000X-÷200Y. Følgende profiler ble målt:

- 400Y, 700X-1300X	500Y, 550X- 800X
- 600Y, 650X- 800X	700Y, 650X-1200X
- 800Y, 600X-1100X	1000Y, 800X-1000X
- 800X, 300Y-1000Y	850X, 400Y- 900Y
- 875X, 500Y- 700Y	900X, 400Y- 900Y
- 950X, 400Y- 700Y	1000X, ÷200Y-1000Y
-1050X, 400Y- 700Y	1100X, 400Y- 800Y
-1150X, 400Y- 800Y	1200X, 400Y- 800Y
-1300X, 400Y- 800Y	

ii) IP-, RP- og SP-målinger: For å dekke hele interesseområdet med elektriske målinger (se bilag 1), var avtalen mellom oppdragsgiver og NGU at det området som ikke ble dekket av CP-målinger, skulle dekket med IP-målinger. IP-målinger ble valgt fordi det ikke var blotning i malm i denne delen av interesseområdet (ved IP-målinger får man også målt ledningsevne i bakken, samt selvpotensial). Det ble benyttet gradient elektrodeutlegg også for denne metoden. Fjernelktrodene ble plassert i myr (E_2 , ÷350X- ÷100Y) og i vannkanten av Renselvann (E_1 , 2000X-300Y). Senderstasjonen ble satt opp ved NV-enden av Renselvann. Som før ble strømmen til målingene levert fra strømaggregat, via strømpulsgenerator og ut til elektrodene. Strømmens styrke var 1.2A, og strømpulsens varighet var 2.0s med 2.0s dødtid. Strømmen skiftet polaritet for hver puls. Det ble også benyttet en stor senderantenne til bruk for tidssynkronisering med måleboksen (radiosignaler). Utdøingskurven for IP-effekten ble målt 0.21s og 1.8s i strømmens dødtid, og verdiene ble lagt sammen for å gi V_{IP} (avlest direkte). Det ble i tillegg avlest

potensialforskjell mellom potensialelektrodene i strømmens sendetid (V_{RP}) og jordas selvpotensial (V_{SP}). Avstanden mellom potensialelektrodene var 25m. Begrensninger på profilenes lengde (som alle ble målt i retning 150^g) var Renselvannets bredd i SØ og kvartsitten i NV. Profilavstanden var 100m, og følgende profiler ble målt for å kartlegge området grovt:

- ÷100Y, 200X-1225X	0Y, 200X-1000X
- 100Y, 275X-1375X	175Y, 400X-1400X
- 300Y, 400X-1470X	400Y, 500X-1300X
- 500Y, 700X-1200X	600Y, 700X-1100X
-1000X, ÷100Y-1200Y	

iii) Supplerende SP-målinger: For grovt å få dekket hele interesseområdet ble supplerende SP-målinger utført. To upolariserbare elektrodestaver med kabel, samt voltmeter ble utlånt fra NGU til dette arbeidet. Grong Gruber A/S stilte en feltassistent til disposisjon. I de fleste profiler ble det målt på den måten at bakerste elektrode overtok forreste elektrodens opprinnelige plass da denne ble flyttet 25m i profilretningen. For å få et system på + og ÷elektrodene ble + valgt på høyeste koordinat.

Enkelte profiler ble målt uten assistent. Praktisk ble da målingene utført ved at én elektrode ble satt igjen ved filets begynnelse, mens den andre ble flyttet 25m av gangen for hver måling. En 200 lang kabel utlånt fra NTH knyttet elektrodene sammen. Følgende profiler ble målt:

- 800Y, 825X-1150X	1000Y, 800X-1600X
- 800X, 500Y-1200Y	900X, 500Y-1200Y
-1100X, 500Y-1100Y	1150X, 850Y-1100Y
-1200X, 500Y-1100Y	1400X, 725Y-1175Y
-1500X, 825Y-1150Y	1600X, 800Y-1125Y

Ved opptegning av SP-profilkurver ble 0-punkt (0mV) valgt i 1000X-825Y.

iv) Dybdesonderinger: Det ble i NGUs regi målt ett dybdesonderingsprofil (tilsynelatende spesifikk motstand og IP) med Schlumberger elektrodeutlegg i 1000X-100Y i retning 50^g , og med max. strømelektrodeavstand på 400m (200m i hver retning fra utgangspunkt). Samme energeringskilde ble benyttet som for IP-målingene, men med varierende strømstyrke.

I tillegg ble det målt 8 dybdesonderinger (tilsynelatende spesifikk motstand) med dobbel Wenner-utlegg (BGS-kabel).

En sondering viste seg imidlertid å være mislykket og ubruk-

bar for tolkning pga. for store laterale feil.

Apparatur utlånt fra NTH ble benyttet til disse sonderingene.

Apparaturen bestod av:

- 1: Terrameter for utsending av strøm og for måling av motstand i bakken ($\Delta V/I$).
- 2: BGS-kabel med elektroder.
- 3: Koblingsboks for skifting mellom de forskjellige konfigurasjoner.

Praktisk ble målingene utført ved at to kabelruller ble rullet ut fra et målepunkt i hver sin retning. Hver kabelrull var 128m lang, og ble fra målepunktet rullet ut i en retning tilnærmet parallell med strøkets skjæring med topografien (for å måle med liten lateral variasjon i spesifikk motstand). Elektrodene ble deretter festet til kabelen, og kabelen ble festet til koblingsboksen. Koblingsboksens uttak for C_1, C_2 og P_1, P_2 ble tilkoblet C_1, C_2 og P_1, P_2 på Terrameteret. Motstanden i bakken ble avlest på Terrameteret. For hver "a"-verdi i Wenner-utlegget ble det målt med 5 elektrodekonfigurasjoner. Det ble målt dybdesonderinger i følgende punkter (tall i parentes angir retningen på kabelens utlegg):

-1050X-1035Y (390 ^g)	800X- 650Y (50 ^g)
-1100X- 500Y (155 ^g)	1094X- 625Y (155 ^g)
-1200X- 900Y (390 ^g)	1100X-1025Y (390 ^g)
-1200X- 975Y (390 ^g)	1500X-1100Y (390 ^g), mislykket

Sonderingene utført med BGS-kabelen ble tolket på HP-85C datamaskin.

v) Magnetometri: Tidligere målinger i feltet (1971, 1978) viste at området er magnetisk flatt, mineraliseringen gir ikke store nok magnetiske anomalier til å kunne bli detektert med måleinstrumentets (UNIMAG G-836) nøyaktighet ($\pm 10\%$). Dette ble bekreftet ved måling av profil 1200X fra 500Y til 1100Y med samme instrument (over to utgående soner av malmen).

vi) Gravimetri: Ett profil (1200X, 400Y-1225Y) ble nivellert og målt i feltet. Dette ble gjort for å undersøke om malmen var stor nok til å gi Bouguer-anomali. To assistenter for Grong Gruber A/S stod for nivelleringen. Ved nivelleringen ble det tatt utgangspunkt i bekkemøte ved 1240X-1035Y (730 m.o.h.), og dette punktet ble ved nivelleringen knyttet til

1200X. Til nivelleringen ble det benyttet nivelleringskikkert og 4m lang målestav utlånt av NGU. Utstyret som ble brukt ved gravimetri-målingene var;

1: Worden gravity meter (Texas instruments)

2: Skål m/trebein til å plassere gravimeteret i.

I gravimetriske målinger må man korrigere for daglig drift (pga. sola og månens tiltrekningskraft på jorda). Dette ble gjort ved å måle på ett og samme punkt (1200X-800Y) ca. hver 1½ time i løpet av den tiden det tok å måle hele profilet. Det ble deretter opptegnet kurve over forskjell i avlesning i punkt 1200X-800Y med tiden t (t langs abscissen og Δg langs ordinaten). Hver måling ble deretter korrigert ved å ta ut Δg for det tidspunktet målingen ble foretatt.

Det ble målt tett (hver 12½ m) mellom 850Y og 1150Y, ellers ble det målt hver 25 m. Målingene ble ikke tilknyttet det gravimetriske landsnett. Etter å ha korrigert for daglig drift, ble verdiene multiplisert med faktoren 0.905 for å få de reelle Δg -verdiene (proporsjonalitetskonstant mellom avlest Δg og reell Δg). Resten av korreksjonene (breddegradskorreksjon, Bouguer-korreksjon, friluftskorreksjon og terrengkorreksjon) ble utført på NGUs data-anlegg. Før kjøring på datamaskin ble målepunktene digitalisert i UTM-koordinater, og 8 sirkelhøyder (radius=300m) ble avlest for hvert målepunkt. Etter at alle korreksjoner var utført ble tolkningen også kjørt på datamaskin.

vii) VLF og APEX: For å undersøke plassering av utgående på malm i forhold til VLF-kurven, ble det målt 3 profiler med VLF over utgående soner. Det ble målt meget tett; hver 5-6 m. For å finne utgående nøyaktig, ble det målt med APEX. Dette instrumentet gir vanligvis max. utslag rett over utgående. Pga. at man kan registrere kontinuerlig med APEX, ble det kun registrert hvor denne gav lokale maxima (ingen måleverdier registrert). Følgende profiler ble målt på denne måten:

- 1000Y, 1125X-1250X (VLF-stasjon JXZ, retning 5^g)
- 1000X, 800Y- 950Y (VLF-stasjon GBZ, retning 160^g)
- 1300X, 1000Y-1200Y (VLF-stasjon GBZ, retning 160^g)

4.5.4 Utførelse av de petrofysiske målinger

Fra en del lokaliteter i interesseområdet ble det tatt prøver fra sideberget og malmen. Formålet var å mikroskopere dem, samt å måle en del petrofysiske parametre til bruk i den geofysiske tolkningen.

i) Måling av magnetisk susceptibilitet: Bergartsprøven som skulle undersøkes, ble plassert i en plastboks med form som en terning. 4 sonder (fluxgate) ble plassert over, under og på sidene av boksen. Sondene og boksen ble satt i et plan parallelt med jordas totalfelt (ca. 75°). Denne konfigurasjonen ble benyttet til å måle bergartsprøvens induerte magnetisme ($i\chi$) ved hjelp av et Förster-meter. Prøven ble målt i 6 retninger tilsvarende plastkubens 6 flater. Avlesningen foregikk raskt fra en kontrollboks med lagringsmuligheter av data.

ii) Måling av egenvekt ρ : For tolking av gravimetrisk profil ble det målt egenvekt på sideberg- og malmprøver. Prøvene ble lagt i bløt i over ett døgn før måling for å få vannmettede prøver (tilsvarende forholdet i felt). Prøvene ble først veid i vann, og deretter i luft.

iii) Måling av spesifikk motstand: Prøvene ble før måling kappet til regulær form med roterende diamantsag. Alle seks flater på hver prøve ble etter sagingen firkantete og plane, og prøvenes dimensjoner (A og l) ble målt med et skyvelær. Hver prøves kontaktflater ble sølv malt for ikke å få motstand i overgangen mellom elektroder og prøve. Elektrodene var av Cu, og var firkantete og plane. De var videre dekket med fuktet filt mot prøven (for å få best mulig kontakt). Motstanden i hver prøve ble målt med ABEM Terrameter.

5. RESULTATER

5.1 INNLEDENDE BEMERKNINGER

Ved sammenknytning av de geofysiske strukturer til geologien, blir området delt opp i 4 delområder. Område I (begrenset av koordinatene 1900X-750Y, 1300X-750Y, 1300X-1450Y, 1900X-1450Y) velges på grunn av forandring i strøketretning og utkiling av grafittholdig, mørk fyllitt i dette området. Område II (begrenset av koordinatene 1300X-1400Y, 1300X-750Y, 450X-1400Y, 450X-750Y) avgrenses der den lengste kishorisonnten blir avbrutt. Område III (begrenset av koordinatene 1400X-750Y, 1400X-250Y, 50X-750Y, 50X-250Y) inneholder jording III for CP-målingene, og områdets begrensning mot avtagende Y utgjøres av disse målingenes rekkevidde. Område IV (begrenset av koordinatene 1300X-÷100Y, 1300X-250Y, 50X-250Y, 50X-÷100Y) utgjør den resterende del av interesseområdet. Måle metodene som i større eller mindre grad dekker områdene er CP, SP, VLF, IP og ledningsevne. For hvert enkelt delområde tar jeg for meg hver måle metode som er benyttet til kartlegging innenfor dette området, og ser hvilken informasjon disse gir. Som en oppsummering for hvert delområde ser jeg på hvordan de forskjellige metodene supplerer hverandre, og hvilken informasjon det legges størst vekt på for de forskjellige metodene. Jeg vil deretter ta for meg resultater for de mer spesielle metoder:

- Magnetiske målinger
- Vertikale elektriske sonderinger (dobbel Wenner og Schlumberger) og måling av spesifikk motstand på bergartsprøver og kisprøver
- Størrelsesberegninger fra CP-målinger
- Gravimetri
- Sammenligning av VLF og APEX når det gjelder plassering av utgående på VLF-kurven

Forslag til borhullsprogram blir deretter gitt. Så gis et forslag til oppfølgende geofysiske målinger i feltet. På grunnlag av resultatene blir til slutt anvendbarheten av de forskjellige måle metodene i feltet vurdert.

5.2 BAKGRUNNSMATERIALE

De geofysiske målinger som er benyttet i oppgaven omfatter:

- CP, jording I (bilag 4,13)
- CP, jording II (bilag 5)
- CP, jording III (bilag 6,14)
- IP (bilag 8,16)
- RP (bilag 9,16)
- SP, målinger fra 1975 og målinger fra 1984 (bilag 7,15)
- VLF, målinger fra 1975,1978,1979,1980,1982,1983 (bilag 17)
- VLF + APEX (bilag 17a)
- Gravimetri (bilag 11,21)
- VES (Schlumberger, bilag 10)
- VES (dobbel Wenner, bilag 12,20,23)

Konturkartet for Fraser-filtrert SP er konturert på grunnlag av målinger utført i 1984.

VLF-data fra målinger utført i Grong Grubers regi ble benyttet i oppgaven, men presenteres ikke (referanse: 4H-21F-143 III2-81, 4H-21F-197 III2-109).

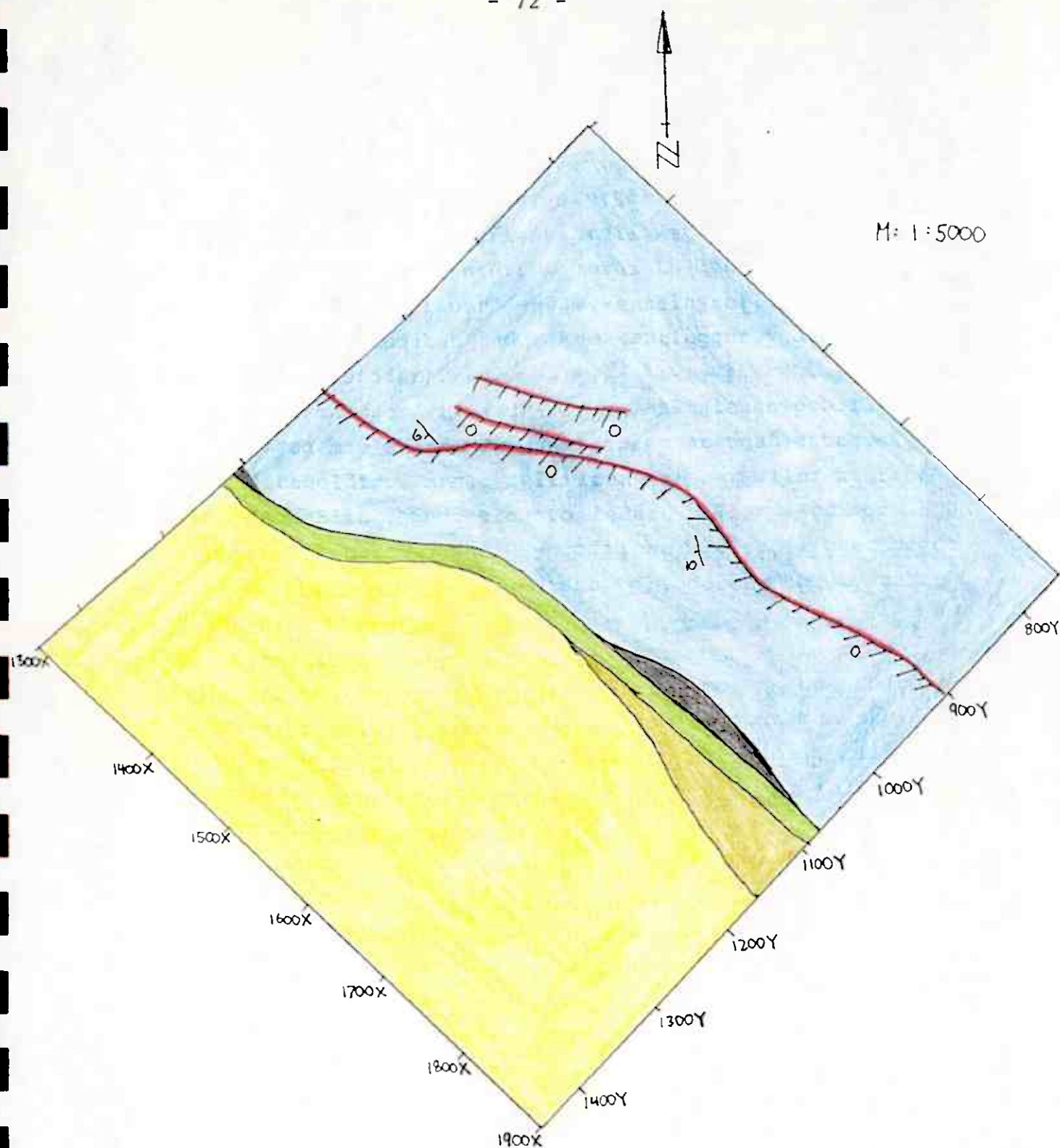
Det bør ellers nevnes at der geofysikken ikke er egnet til å plassere geologiske enheter, beholdes bergartsgrenser fra geologisk kartlegging i området.

5.3 SAMMENKNYTNING AV GEOLOGI OG GEOFYSIKK I OMRÅDET

5.3.1 Resultater fra overflatemålinger i område I

Det endelige tolkningskartet for dette området er vist i fig.58. Området er målt med SP, VLF og CP. Alle målinger som til sammen er utført i dette området er benyttet ved tolkningen.

- CP-målinger: CP-konturkartet for jording I (bilag 4) viser tydelig at kishorisonten det er jordet i er sammenhengende også i område I. Av konturkartet ser vi også at malmen fortsetter ut av området mot økende X (har ikke målt videre med CP). Strukturen på malmens skjæring med topografien kommer meget godt fram på konturkartet ved å trekke en linje mellom max. potensialverdier for profiler målt over kishorisonten i området. Vi antar (i de tilfeller man ikke har SP-anomali, eller der det ikke er målt SP) at CP-målingene gir max. anomaliamplitude rett over utgående. En indikasjon på at man har flere ledere i området får man



M: 1:5000

- Kalkrik fyllitt
- Mørk, grafittholdig fyllitt
- Kvartsrik kalkfyllitt
- Glimmerskifer
- Feltspatisk kvartsitt
- Sterk indikasjon på ledende materiale
- Svak indikasjon på ledende materiale
- Fallretning på leder
- Angivelse av dyp til leder

Fig.58: Tolkningskart for område I.

ved å se på profilene 1600X og 1700X. CP-kurvene for disse to profilene flater litt ut mot 1100Y. Lederene sees ikke på andre profiler målt i nærheten. I dette området har S.Kollung tidligere kartlagt en utkiling av Namsen-gruppens glimmerskifer. Det er derimot trolig at en grafittholdig, mørk fyllitt er representert i området (denne geologiske enheten er kartlagt i område II, se seinere). Grensene til den mørke fyllitten kan indirekte kartlegges ved hjelp av CP (og andre metoder).

Det samme trekk ser vi på CP-kurven målt langs profil 1300X fra 1225Y og mot økende Y, og vi antar at også dette skyldes den grafittholdige, mørke fyllitten som her kiler ut fra område II. Ellers indikeres to ledere mellom 1400X og 1500X som to lokale maksimum på CP-profilene. Disse ligger meget tett (se fig.58). Ingen av disse to lederene har kontakt med jordingskisen.

Den asymmetri man ser på profilene som er målt i området indikerer en komponent av fallretningen mot økende Y (bortsett fra profil 1300X, men dette kurveforløpet kan skyldes at den mørke fyllitten trekker mye strøm til seg, slik at kurven blir brattest på denne siden), strøk- og fallmålinger i området bekrefter dette.

- SP-målinger: Den grafittholdige, mørke fyllitten indikeres på følgende profiler: 1600X og 1500X. De øvrige profiler mot økende X er ikke gått langt nok til å få indikert enheten. SP-anomalien i 1500X-1125Y er såpass svak ($\pm 40\text{mV}$) at det er sannsynlig at den mørke fyllitten ligger like under den kvartsrrike fyllitten her. SP målt over malmen viser at man ikke har like store SP-anomalier over jordingskisen i de forskjellige profiler. I profil 1600X er det knapt SP-anomali over jordingskisen ($\pm 20\text{mV}$), mens utslaget over den mørke fyllitten er mye større ($\pm 100\text{mV}$).

Et viktig trekk ved SP-målingene er at man lettere ser fra SP-profilene enn fra CP-profilene at det er to ledere i tillegg til jordingskisen i området mellom 1400X og 1500X. Asymmetri på SP-kurvenes form indikerer samme fallretning som for CP-kurvene; mot økende Y (dette gjelder også for profil 1300X). Ellers ser det ut som om SP-kurvenes indikasjoner på utgående av ledere omtrent faller sammen med CP-kurvenes

indikasjon på utgående soner. Størrelsen på SP-anomaliene ligger i området $\pm 20\text{mV}$ - $\pm 400\text{mV}$. Jeg vil ikke på grunnlag av anomaliamplituden si noe om kisens ledningsevne, da en rekke parametre kan gjøre dette usikkert.

- VLF-målinger: Benytter måleresultater fra 1975 (14) til tolkningen. VLF-metoden gir tydelige anomalier over den mørke fyllitten. Motsatt forløp på Re- og Im-komponentene indikerer at den mørke fyllitten er en god leder. Den kiler ut ved ca. 1600X-1125Y og fortsetter i retning av økende X. Profil 1700X viser anomali både over heng- og ligg-grensen til den mørke fyllitten. Denne antas å kile ut i området rundt 1900X-1162Y, fordi anomalien blir svakere her. Det må presiseres at VLF-kurvens vendepunkt ikke indikerer utgående for meget flattliggende ledere (fallmålinger viser 15° - 20° fall), fordi de konduktive strømmer som gir VLF-anomalien går et stykke inn på lederen (hovedtyngden av de konduktive strømmer), og indikasjonene er ofte på malmens hengside. SP- og CP-indikasjoner benyttes derfor til plassering av utgående av leder. VLF-anomaliene over jordingskisen gir like forløp på Re- og Im-kurvene, hvilket indikerer at den er en middels til dårlig elektrisk leder.

Lederene mellom 1400X og 1500X kommer svakt fram på VLF-profilene, men SP er bedre egnet til å plassere disse.

Asymmetri i kurveformen på profilene (store dip-vinkler over kisens ligg) indikerer en fallkomponent mot økende Y, i samsvar med de andre metodene.

- Oppsummering: Ut fra indikasjoner på ledende materiale som de forskjellige metodene gir, har jeg prøvd å trekke opp grensene til den mørke fyllitten og indikasjoner på kishorisonter. Kollungs geologiske kart over området er nyttig til å forklare noen av de anomalier som framkommer ved de forskjellige målemetodene. Det er interessant å se hvordan geofysikken er egnet til å kartlegge den mørke fyllitten. Grensene til den kvartsrike fyllitten, kvartsitten og glimmer-skiferen er beholdt fra Kollungs geologiske kart. Strukturen på utgående av kishorisonten det er jordet i kommer best fram ved CP-målingene, men ledere i nærheten av denne horisonten kommer bedre fram på SP-målingene (1400X-1500X), og til en viss grad VLF-målingene. Ser man på CP-

konturkartet kan man allikevel få en mistanke om flere ledere, fordi bredden av konstant potensial er ganske stor mellom 1400X og 1500X, og konturlinjene blir bøyd rundt lederene.

Der man har SP-anomali tilknyttet ledende horisont, benyttes plassering av denne til lokalisering av utgående.

De tre målemetodene viser også at fallet på lederene har en komponent i retning av økende Y, og at det er flatt. Strøk- og fallmålinger i området bekrefter dette (strøketretning mellom 100^g og 200^g, og fall i gjennomsnitt på 15^a-20^a). Et viktig trekk er at den mørke fyllitten ser ut til å være en god leder (Im- og Re-kurvene har motsatt forløp).

5.3.2 Resultater fra overflatemålinger i område II

- CP-målinger: Området inneholder jordingspunkt I og II for CP-målingene (se bilag 4 og 5). Ved å sende strøm ned i kishorisonten i jordingspunkt I (1210X-988Y) framkom det konturkartet over ekvipotensiallinjer som vist i bilag 4. Det er tydelig at jordingspunktet ikke har god kontakt med den lange kishorisonten. Dette sees av det potensialfallet man har rundt jordingspunktet. Det man ellers legger merke til er at ekvipotensiallinjene 600mV og 500mV blir bøyd ned og sammentrykt i området rundt 1200X-900Y, og dette indikerer ledere i tillegg til jordingskisen. En av disse er kisen som jordingspunkt II er koblet til.

I området rundt 950X-700Y ser vi at kisen som har kontakt med jordingspunkt I blir brutt av. Her står ekvipotensiallinjene meget tett. Det ser derimot ut til at kisen fortsetter igjen rundt 950X-650Y. Her blir potensiallinjene bøyd rundt en ny leder (strømmen suges inn mot lederen. Dette er kisen som jordingspunkt III (i område III) er tilkoblet.

Potensiallinjene 500mV og 400mV blir avbøyd i området rundt 950X-900Y i retning vest. Man kan i dette tilfelle bli fristet til å tro at malmen har dragning i felt i denne retningen. Det er derimot trolig at det er den mørke fyllitten (som er en god leder) som forårsaker det flate potensialbildet ved at den suger strømmen til seg.

Jordingskisens utgående finnes ved å trekke en linje gjennom max. potensial for de målte profiler.

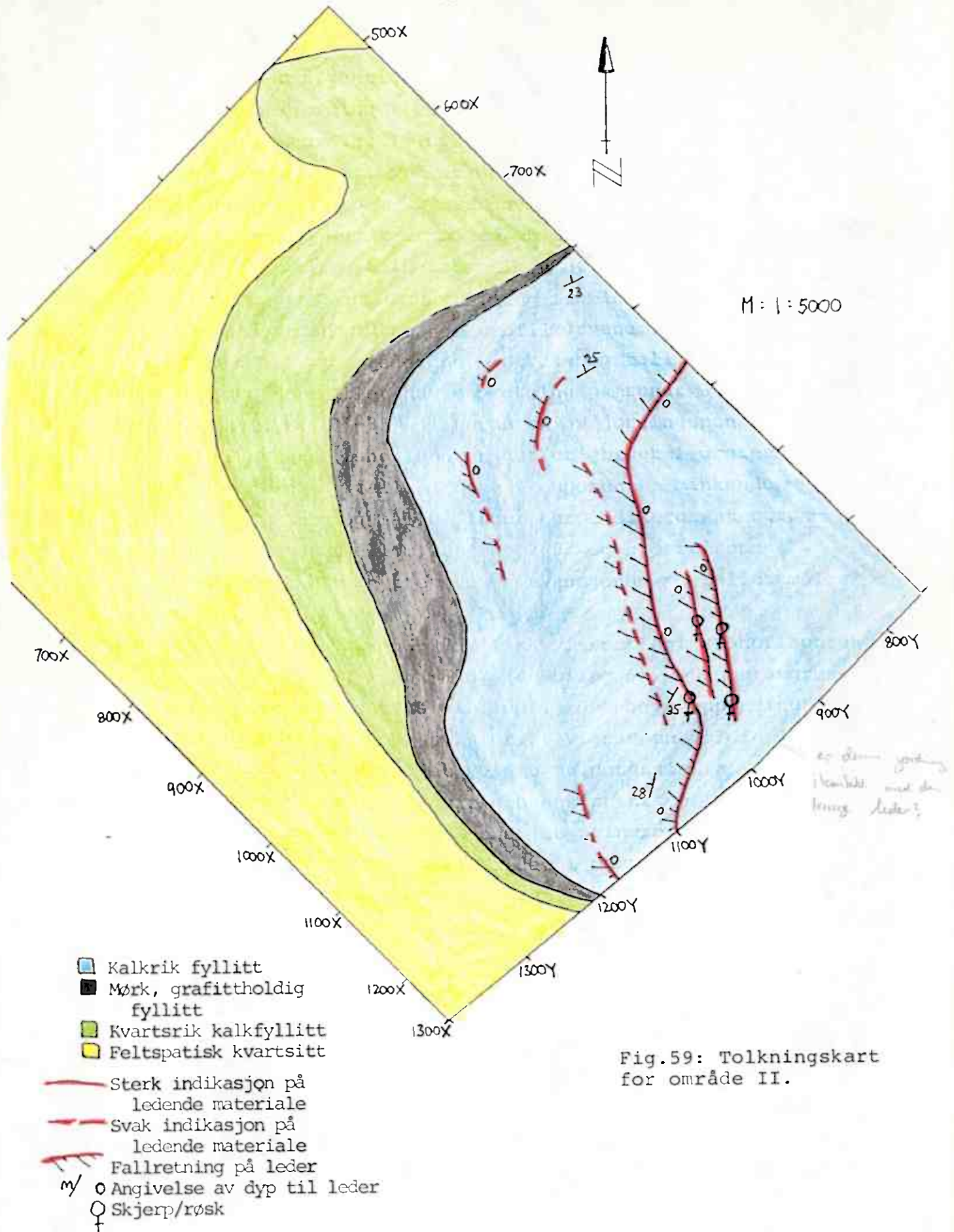


Fig.59: Tolkningskart for område II.

For å få en mer nøyaktig plassering av ledere i tillegg til jordingskisen (jording I) kan vi se på profilene som er tegnet opp for jording I (bilag 13). Kishorisonten for jording II kommer fram ved at CP-profilene flater ut over sonen i de profiler som krysser over. Den mørke fyllitten i vest kommer også godt fram ved at CP-kurvene flater ut når denne skjæres. Fallbestemmelser ut fra CP-profilene er vanskelig på grunn av påvirkning fra ledere rundt jordingskis I. Den asymmetri som profilkurvene viser skyldes påvirkning fra disse lederene. Strøk- og fallmålinger i området viser at fallet har en retning på rundt 340° og en størrelse på ca. 30° - 35° (i nærheten av jordingspunktet). Strøkretningen på kishorisonten det er jordet i dreier ved ca. 1000X-900Y, slik at fallet får en komponent i minkende Y-retning. Strøk- og fallmålinger her indikerer at strøkretningen varierer mellom 200° og 280° og størrelsen på fallet er 23° - 35° (benytter den konvensjonen at fallet måles mot høyre).

Ved å jorde i kis i 1235X-975Y fikk vi kartlagt kishorisonten mellom 1250X-980Y og 1125X-875Y (se bilag 5). Denne avgrenser seg helt tydelig på potensialbildet. Det høye oppladingspotensialet (ca. 22000mV) tilsier at vi har en veldig liten kis her. Vi ser tydelig det voldsomme potensialfallet man har mot vest på grunn av påvirkningen fra kisen i jording I, og en leder mellom jordingskisene (se seinere). Andre ledere synes ikke å påvirke potensialbildet i nevneverdig grad. Jeg har valgt å unnlate å tegne profiler over denne kishorisonten, fordi man ser de fleste interessante trekk fra konturkartet. Fallbestemmelse av kissonen på grunnlag av konturkartet er vanskelig på grunn av påvirkningen fra kisen i jording I.

- SP-målinger: Benytter her resultater fra SP-målinger utført i 1975, samt egne målinger. Den mørke fyllitten kommer meget godt fram ved SP-målingene. Anomalienes størrelse ligger i området $\pm 25\text{mV}$ - $\pm 100\text{mV}$.

Over kisen i jording II får man svake anomalier (0mV - $\pm 150\text{mV}$). Man får også SP-anomalier over en sone mellom kisen for jording II og kisen for jording I (gjelder profilene 1150X og 1200X). Sannsynligvis har vi også her lokal anrikning av

sulfidmineraler. Over kisen i jording I er det verdt å merke seg at man bare har SP-anomalier på enkelte profiler. Størrelsen på SP-anomaliene ligger her mellom 0mV og ± 100 mV.

Ellers har vi noen få SP-anomalier midt mellom kisen i jording I og den mørke fyllitten i vest. Årsaken til SP-anomaliene her (0mV- ± 50 mV) er dessverre ikke kjent, men siden anomaliene opptrer i den mineraliseringsfavorable kalkfyllitten er det trolig at man også her har lokale oppkonsentrasjoner av sulfidmineraler.

Fallbestemmelser på grunnlag av SP kan tillegges stor vekt, på grunn av ingen påvirkning fra ledere i nærheten. SP-kurven har en positiv flanke over fallet (hengsonen) på en leder dersom fallet er forholdsvis flatt. I området på vestsiden av kisen i jording I viser SP-profilene positive flanker, slik at vi får en indikasjon på at fallet har en komponent i økende X-retning.

- VLF-målinger: Den grafittholdige, mørke fyllitten kommer klart fram på de profiler som krysser denne. Indikasjonene opptrer alltid på hengsiden av fyllitten (i forhold til indikasjonene fra SP og CP). Re- og Im-komponentene har motsatt forløp (den mørke fyllitten er en god leder). Kisen i jordingspunkt II kommer også godt fram ved å måle med VLF. Også her "bommer" VLF-indikasjonene på utgående av kisen (sett i relasjon til SP- og CP-indikasjonene). Alle indikasjoner ligger på østsiden av kisen og "bommer" med ca. 10m. Det samme gjelder for VLF-indikasjoner over kisen i jording I. VLF-kurvene gir også indikasjon på en leder like vest for kisen i jording I. Denne lederen er ikke indikert ved andre metoder. Lederen er omtrent parallell med kishorisonten i jording I. Lederen kan på grunnlag av VLF-anomaliene følges ca. 250-300m. Årsaken til anomalien er ikke kjent.

- Oppsummering: CP-målingene gir et klart bilde av strukturen på kishorisontene tilknyttet jordingspunkt I og II. Den mørke fyllitten kan kartlegges på grunn av innhold av grafit som gjør den godt ledende. Kisen i jording I som strekker seg inn i område I detekteres ved alle anvendte metoder, selv om SP er variabel med hensyn på anomalistørrelsen. VLF-indikasjonene "bommer" konsekvent på utgående, en effekt som tilskrives det flate fallet. Ellers oppdages to ledere i

tillegg til kisen i jording I ved hjelp av VLF; en V og en Ø for denne. Den ene er kishorizonten i jording II (Ø), og den andre oppdages ikke ved andre metoder. Det er trolig at denne sonen er en dårlig leder, men at den oppdages ved VLF på grunn av sin lengde (200m-300m).

Man har SP-indikasjoner lokalt i områder der man ikke har anomali ved CP eller VLF. Bl.a. oppdages en leder mellom kishorizontene i jording I og II ved SP. Ellers skyldes sannsynligvis indikasjonene fra SP små og lokale konsentrasjoner av sulfidmineraler. Metodene som er benyttet indikerer en komponent av fallet mot økende X. Direkte observasjoner gir strøkretning rundt 340° og med 23° - 35° fall.

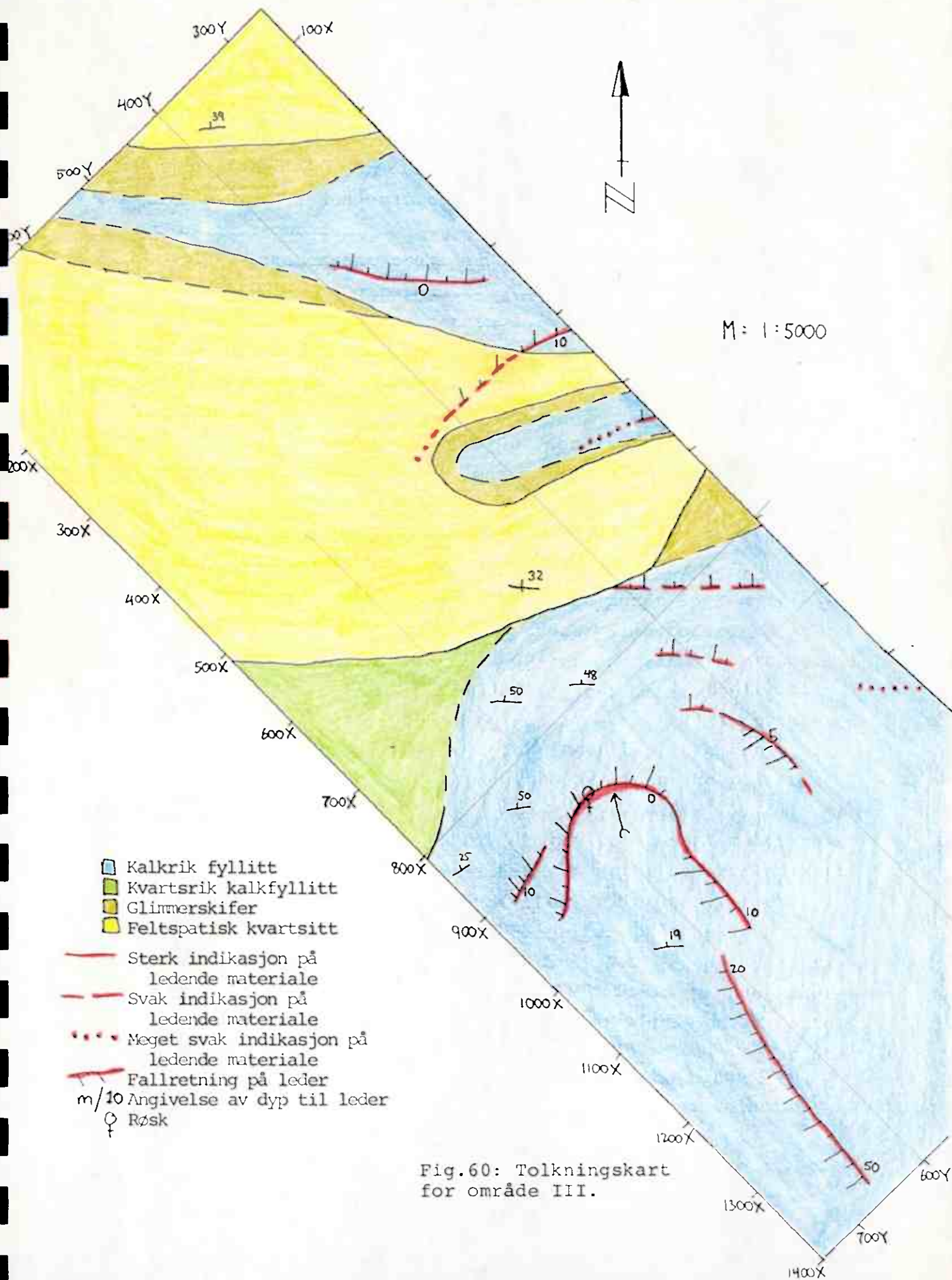
5.3.3 Resultater fra overflatemålinger i område III

Området inneholder jordingspunkt III for CP-målingene. Geologiske enheter som grovt er kartlagt ved siden av kis er kalkrik fyllitt, kvartsrik kalkfyllitt, kvartsitt og glimmer-skifer. Vi starter med å se på resultatene som framkommer fra CP-konturkartet og profilene for jording III. Det endelige tolkningskartet for området er presentert i fig.60.

- CP-målinger: Som nevnt ble det jordnet i røsk på 878X-616Y for primært å få kartlagt strukturen på den kishorizonten som ble indikert på VLF-profiler målt tidligere.

Vi ser først på konturkartet over ekvipotensiallinjer for jording III (bilag 6). Dette viser strukturen og lengderetningens dimensjon på jordingskisen. Vi ser at potensialet er størst nær jordingspunktet, men det antas at kisen strekker seg langs maksimum innen området for $V_{CP} > 900\text{mV}$ og ut til vendepunktene på ekvipotensiallinjene. CP-bildet viser helt tydelig en ombøyning av jordingskisen. Dette kan ikke være en topografisk effekt, fordi terrenget ikke er ekstremt bratt ($<10^{\circ}$ helning), og fordi fallet på bergarten er rundt 40° - 50° . Vi har trolig en foldeakse akkurat i ombøyningen. Fallbestemmelser i området rundt viser at vi trolig har en antiformal. Bergartenes beliggenhet og relative aldre bekrefter dette, i tillegg til at man vet at lagrekken er invertert.

Påvirkning fra ledere i nærheten kommer godt fram på CP-kartet. Mest dramatisk ser man påvirkningen fra kisen i jording I, der vi ser hvordan kote 400mV bøyer rundt denne. Kishorizonten i jording III



ser ut til å være en naturlig fortsettelse av kishorisonten i jording I, men de er ikke i kontakt med hverandre. En opprinnelig sammenhengende kishorisont antas å ha blitt revet opp under en foldefase.

I profil 800X mellom 700Y og 800Y ser vi at ekvipotensiallinjene for 500mV og 600mV får en bøy som trolig skyldes påvirkning fra den grafittholdige, mørke fyllitten som kiler ut i dette området.

Et meget interessant trekk er at ekvipotensiallinjene blir dratt vestover. Dette kan tyde på at kishorisonten har dragning i felt i denne retningen. Det er i det vestlige området ingen indikasjoner på ledende bergartstyper eller kishorisonten (kun kvartsrik kalkfyllitt og kvartsitt er kartlagt).

I profil 875X mellom 650Y og 700Y ser vi at ekvipotensiallinjene bøyer rundt ledende materiale. Dette skyldes sannsynligvis mineralisering utenfor jordingskisen som antydte på tolkningskartet (fig.60). Likeledes ser vi påvirkning fra en leder i området 1100X-1200X mellom 600Y og 700Y.

Profil 400Y gir indikasjoner på ledere rundt 850X og 975X, men disse kommer bedre fram ved andre målemetoder.

NV for jordingskisen indikerer CP-kurvene fall i retning av minkende Y. Strøk- og fallmålinger i området gir fallretning omtrent i retning N og med 40^g - 50^g fall i dette området. Profiler Ø for foldelukningen bør ikke benyttes til å se på fallretninger, på grunn av kisens kompliserte form i området rundt.

- SP-målinger: Benytter egne måleresultater samt måleresultater fra 1975 (NGU). Alle kishorisonten som er indikert på CP-profilene har tilknyttet SP-anomalier som varierer i størrelse (0mV-÷100mV). Fallretning på jordingskisen og dens sideberg kan anslås ved å se på SP-kurvenes asymmetri over kisens utgående. Fra ombøyningen og mot økende X ser det ut som om fallet har en komponent mot økende Y. Dette gjelder profilene 1100X og 1200X, mens det omvendte ser ut til å være tilfelle i profil 1000X. Ved ombøyningssonen på kisen har sideberget og kisen fall mot N (se tolkningskartet).

Man har et par spredte SP-anomalier ellers i området. Dette

gjelder spesielt langs 300Y, der vi har indikasjon på leder ved 500X ($\pm 200\text{mV}$). Lederen observeres ved svake anomalier på profiler i nærheten. Lederen kan kartlegges bedre ved andre metoder (se seinere).

- VLF-målinger: Jordingskisen kommer godt fram på VLF-profilene. VLF-indikasjonene "bommer" på utgående av leder pga. effekten med flatt fall. Ser man på Re- og Im-komponentenes kurveforløp finner man at enkelte profiler viser at disse kurvene har motsatt forløp, mens andre har likt forløp, slik at kisen sannsynligvis har varierende lednings-evne. VLF-kurven indikerer et fall mot økende Y på profil 1000X over jordingskisen.

I tillegg til SP-anomali har vi også VLF-anomali over en leder som fortsetter mot økende X nær jordingskisen. Re- og Im-kurvene indikerer en god leder. Sannsynligvis har vi igjen en avrevet del av selve hovedkisen. Anomaliamplituden og brattheten på dip-vinkelkurven avtar mot økende X, og det antas at kishorisonten går mot dypet.

Grensen mot glimmerskiferen indikeres på flere profiler ved at små VLF-anomalier ofte ligger nær eller faller sammen med den antatte bergartsgrensen som grovt er kartlagt. Dette medfører at en del svake VLF-anomalier kan forklares ved at man får anomali ved bergartsgrenser. En leder kommer fram rundt 900X-1000X, 400Y. Denne ligger i den kalkrike fyllitten, og anomalien den gir kan muligens skyldes sulfidmineralisering (sonen er også indikert ved CP). Det ble forsøkt røsket på denne sonen i 1982, men uten at fast fjell ble nådd. Videre framkommer en leder fra VLF-målingene rundt 300X-400X, 350Y. Også denne sonen ble det forsøkt røsket på i 1982, med samme resultat som i tilfellet over.

- IP-målinger: Ser på konturkartet over IP i bilag 8. Det er målt ett profil over kisen i jording III for CP-målingene. Man får en meget kraftig IP-anomali over kisen. Fallretningen kommer tydelig fram på konturkartet; nemlig mot minkende X (større avstand mellom kotene på hengsiden enn på liggsiden). På liggsiden av kisen får vi negative IP-verdier. De ledende sonene indikert med VLF og SP nord for kisen i jording III kommer ikke fram på IP-kartet. Derimot får vi fram en sone som gir IP-effekt rundt 750X-850X, 300Y-400Y, grensende opp mot kvartsitten. Fra kotenes asymmetri

ser vi at den geologiske årsak til IP-effekten (opptil 7%) har fall mot nord. Anomalien opptrer kun på profil 300Y. Beveger vi oss NV-over ser vi to soner med anomale IP-verdier. Begge sonene fortsetter inn i område IV. Sonen lengst mot NV er indikert i et område med kvartsitt. Trolig skyldes anomalien mineralisering i den kalkrike fyllitten som ligger under kvartsitten. Siden strømelektrodene ved målemetoden er meget langt fra hverandre går strømmene så dypt at sonen med mineralisering allikevel gir IP-respons. Man har VLF- og SP-anomalier der mineraliseringen stikker ut i dagen rundt 500X-300Y. Fra konturkartet ser vi at den geologiske årsak til IP-effekten har fall mot NV. For den andre sonens tilfelle ser vi at IP-anomaliens størrelse tiltar inn i område IV. Sonen har klart et fall mot NNV. Det er vanskelig å si hvor langt inn i område III anomaliens geologiske årsak strekker seg, men det er på bakgrunn av VLF-indikasjon forsøkt røsket på sonen (600X-400Y) i 1982, men uten å finne mineralisering (kun varianter av kalkfyllitt).

- Ledningsevнемålinger: Det er alltid tilsynelatende ledningsevne det er snakk om når det sies at man måler ledningsevne i bakken.

Vi ser på konturkartet i bilag 9 (konturkurvene har logaritmisk gradering). Kisen i jording III kommer meget godt fram på konturkartet som en godt ledende sone ($\sigma_a > 32 \cdot 10^{-4} \text{ S/m}$). En annen ledende sone kommer fram i området rundt 800X-350Y, dvs. i et område med IP-anomali. Vi har altså samsvar mellom σ_a - og IP-indikasjon her. En leder har sannsynligvis utgående. Anomaliene er imidlertid svake.

Ledningsevnenivået fra sonen fortsetter nordover på tvers av kvartsitten. Denne sonen har ikke høye IP-verdier assosiert, og det er lite trolig at denne sonen er av betydning m.h.p. mineralisering. Sonen drar seg imidlertid nordover til ca. 650X-300Y og skifter drastisk retning mot NØ og faller sammen med IP-anomalien man har her. IP- og σ_a -anomaliene fortsetter sammen inn i område IV og tiltar i styrke.

Vi har også samsvar mellom høyt IP- og ledningsevnenivå når vi fortsetter mot NV. Her har vi godt ledende materiale som stikker under kvartsitten og som i tillegg gir IP-effekt (500X, 250Y-400Y) og som sannsynligvis skyldes grafitt- eller sulfidmineralisering.

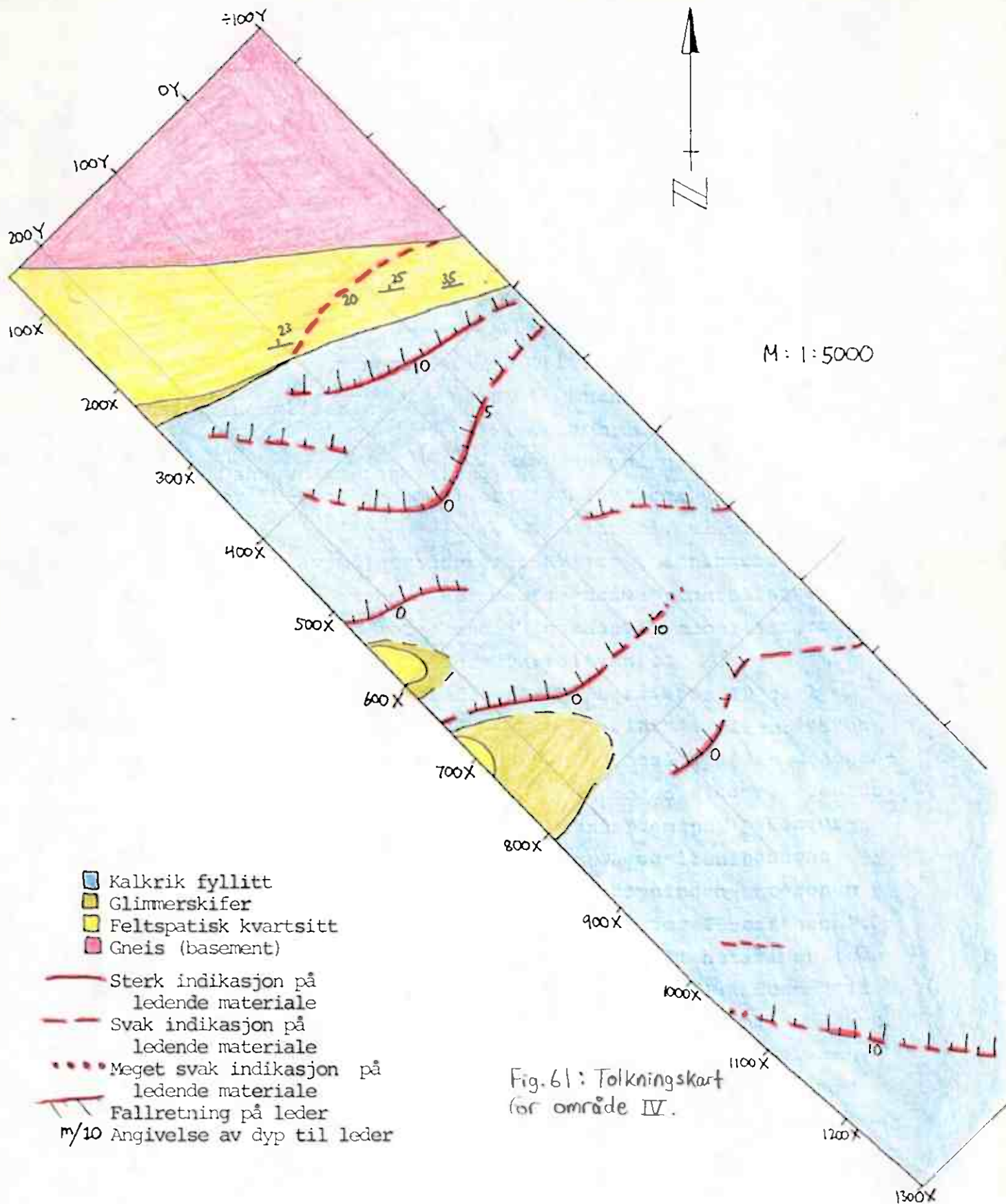
- Oppsummering: I alt 5 forskjellige geofysiske målemetoder er benyttet i området eller deler av området. CP-målingene er først og fremst benyttet for kartlegging av kishorizonten i jording III (878X-616Y). Vi får her klart avgrenset en mineraliseringssone som tydelig viser foldelukning nær jordingspunktet. Man kan også grovt plassere ledere i nærheten av jordingskisen på grunnlag av den påvirkning disse har på konturlinjene og på kurveprofilene. Disse lederene framkommer også ved andre metoder. SP-metoden er godt egnet til fallbestemmelse i dette området, og viser i store trekk et fall mot nord, bortsett fra i området nær jordingskisen og mot økende X der bergarten faller mot sørøst. En fortsettelse av jordingskisen mot økende X er indikert ved SP og VLF, og mineraliseringen går mot dypet i denne retningen. Andre ledere i nærheten av jordingskisen framtrer på σ_a - og IP-konturkartene og på enkelte VLF- og SP-profiler. Det man ellers legger merke til er at VLF-indikasjoner som ikke kan plasseres i sammenheng med ledere indikert ved andre metoder ofte ligger nær bergartsgrenser som grovt er kartlagt.

Strukturen på sideberg og ledere i område III et stykke unna jordingskisen, kommer brukbart fram på konturkart over IP og ledningsevne. Fallretning på ledere kommer meget godt fram på IP-konturkartet. Det er som regel samsvar når det gjelder lokalitet av IP- og σ_a -anomalier i området, og disse sonene tolkes som grafitt- eller sulfidmineraliserte.

5.3.4 Resultater fra overflatemålinger i område IV

I dette området har man benyttet følgende målemetoder: SP, ledningsevne (σ_a eller RP), IP og VLF. Kartlagte (påviste) bergartsenheter i dette området er kalkrik fyllitt, glimmerskifer, kvartsitt og gneis (basement).

- IP- og σ_a -målinger: Tolkingskart over området er vist på fig.61. Over enkelte soner synes IP- og σ_a -anomali å følge hverandre (anomali over samme lokalitet). I de fleste tilfeller legger man allikevel merke til det fenomen at IP- og σ_a -anomaliene ikke faller sammen. Årsaken til forskyvning av IP-anomali i forhold til σ_a -anomali skyldes sannsynligvis at en forholdsvis massiv mineralisering som gir σ_a -anomali har en halo av disseminert mineralisering rundt som gir



IP-effekt. Denne haloen er ofte, på grunn av fallet på mineraliseringssonen, forskøvet lateralt i forhold til den massive mineraliseringen (se fig.62). Sannsynligvis har

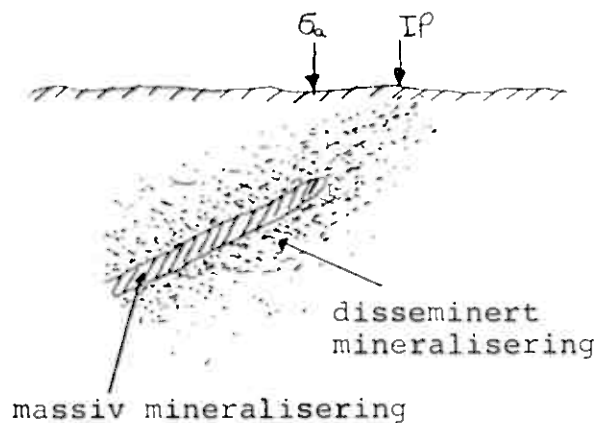


Fig.62: Sannsynlig forklaring på hvorfor IP- og σ_a -anomalier ofte er forskøvet.

vi da utgående av lederen der IP- og σ_a -anomalier faller sammen. Rundt 400X-0Y framkommer en leder fra σ_a -konturkartet. Ledningsevnen her ligger på rundt $8 \cdot 10^{-4} \text{ S/m}$. Lederen har strøk i retning NØ-NV. Det er uklart om lederen har en ombøyning rundt 300X-50Y (stikker under kvartsitten), eller om den

fortsetter ut av måleområdet mot NV (se tolkningskartet). IP-anomalien som antas å stamme fra samme mineralisering er forskøvet ca.25m mot økende X og har en anomalistørrelse på 8%-9% (avtar til 5% under kvartsitten). Det mest interessante området når vi betrakter IP og σ_a ser ut til å være rundt 500X-100Y. Her ligger IP-effekten på 11%. Av konturkartet for IP ser vi også hvordan den geologiske årsak til IP-effekten er bøydd med den konvekse side mot økende X. Denne sonen kommer også fram på σ_a -konturkartet, og her faller anomaliene for IP og ledningsevne sammen (sannsynligvis utgående). I ombøyningen har sonen et fall mot NV (asymmetri på kotekurvene for IP-effekten).

Fra område III har vi en leder som fortsetter inn i område IV (fra 500X-300Y). Denne gir i område IV bare svake σ_a - og IP-anomalier som faller sammen.

Fra σ_a -konturkartet ser man en sone med ledningsevne rundt $4-8 \cdot 10^{-4} \text{ S/m}$ som bukker seg i området rundt 600X-700X, ÷100Y-250Y. Dette blir tolket som to ledende soner, fordi man ikke har mulighet til å fastslå at den ledende sonen fortsetter mellom profil 0Y og 100Y. Bakgrunnen for antakelsen om at man har to ledende soner er at man har IP-anomali bare i tilknytning til én av sonene (700X-175Y), mens man har lav IP-effekt (<5%) over

den andre ledende sonen (650X-0Y). IP-effekten over den ledende sonen i 700X-175Y ligger på over 11% og asymmetrien i kotekurvane indikerer et fall mot NNV. Denne ledende sonen fortsetter inn i område III. Det man ellers legger merke til ved denne sonen er at σ_a - og IP-anomali er sammenfallende i området rundt 700X-175Y, men skilles deretter (har trolig utgående rundt 700X-175Y).

En annen horisont med ledende materiale framkommer fra σ_a - og IP-konturkartene i området rundt 875X-100Y. Anomaliene for de to metodene er sammenfallende i dette området, men går deretter fra hverandre (lederen går trolig på dypet). Sonen stryker i retning VSV og faller mot NNV. Max. IP-effekt over sonen ligger på ca. 7% og max. σ_a på $4 \cdot 10^{-4}$ S/m. Fra σ_a -konturkartet ser vi at ledningsevnenivået mellom $2 \cdot 10^{-4}$ S/m og $4 \cdot 10^{-4}$ S/m ser ut til å bule ut mot NV, men denne utbulingen tolkes som innvirkningen fra ledere i området rundt 700X-175Y.

Vi har en svak IP-anomali rundt 950X-150Y (6%). Vi har også en IP-indikasjon rundt 1200X-100Y (7%). Denne sonen strekker seg mot vest, men anomaliens styrke avtar til 5%. Ingen av sonene er ledsaget av ledningsevne-anomali. Anomaliene skyldes sannsynligvis svak disseminert mineralisering. Man legger ellers merke til at bakgrunnsnivået på IP-effekten er ganske høyt (rundt 5%).

- SP-målinger: Det blir lagt liten vekt på disse målingenes betydning innenfor området, delvis fordi de fleste anomalier her er svake, og fordi man i området har myrer og overganger mellom forskjellige typer vegetasjon. Denne vegetasjonen kan forklare noen av de svake SP-anomaliene man har her (størrelsen på SP-anomaliene ligger som regel mellom ± 25 mV og ± 50 mV). De fleste steder faller derimot SP-anomaliene sammen med indikasjoner fra σ_a - og IP-målingene, og forsterker mistanken om ledende mineralisering. Der dette er tilfelle antas at lokaliteten for SP-anomalien angir mest nøyaktig plasseringen av utgående for den geologiske årsak til anomalien. Et interessant trekk som framkommer når man ser på SP-kurvane ± 100 Y, 0Y og 100Y er hvordan jordas selvpotensial øker gradvis mot avtagende X på grunn av overgang fra myrområder til mindre vannholdig vegetasjon og fast fjell.

- VLF-målinger: Målingene er tidligere foretatt i Grong Grubers regi og dekker en større del av området enn det som er målt med SP, σ_a og IP. VLF-metoden kan ikke tilføre mye tilleggsinformasjon angående ledere innenfor det området som er målt med de elektriske metoder.

Det framkommer dog en god leder (Re- og Im-komponentene har motsatt forløp) i området rundt 300X-400X, 175Y. Lederen stryker i retning øst-vest og kan ha interessant mineralisering. Sonen kan ikke bekreftes ved andre metoder (ikke dekket med de elektriske metoder).

Glimmerskiferens grense mot den kalkrike fyllitten gir på enkelte profiler svake VLF-anomalier, og de tidligere stiplete bergartsgrenser kan korrigeres litt. Andre bergartsgrenser gir kun meget svake anomalier som blir for usikre å bruke i tolkningen. I disse tilfeller beholdes de tidligere kartlagte bergartsgrenser.

Oppsummering: 4 målemetoder er benyttet i måleområdet. Det er først og fremst IP- og σ_a -konturkartene som benyttes ved tolkningen, da disse gir best informasjon om struktur på de ledende soner. Anomaliens lokalitet over en ledende sone faller sjelden sammen for σ_a - og IP-profilene, og dette henger sannsynligvis sammen med en disseminasjonshalo rundt de massive mineraliseringer, der σ_a gir anomali over den massive kisen og IP gir anomali over den disseminerte mineraliseringen der denne er nærmest dagen. Der anomaliene faller sammen har sannsynligvis den massive mineraliseringen utgående i dagen, og mineraliseringshaloen på toppen er erodert bort.

Fra konturkartet over IP-effekt ser man best fallretningen på anomaliårsaken ved at koteavstanden er større over lederens heng.

SP-målingenes bidrag er i stor grad basert på den antakelse at man har SP-anomalien lokalisert rett over utgående av en leder, slik at denne nøyaktigere kan plasseres på kartet. Svake SP-anomalier uten tilknytning til IP, σ_a - eller VLF-anomalier tolkes som rene vegetasjonseffekter (myr og overgang fra myr til skog osv.).

VLF-målingene fra tidligere år dekket en større del av området enn de elektriske målinger, slik at en leder framkom

i tillegg til de indikert ved de elektriske målinger. Glimmer-skiferens grense til den kalkrike fyllitten gir respons på enkelte målte VLF-profiler.

5.3.5 Resultater fra magnetiske målinger

Som tidligere nevnt har man ikke magnetiske anomalier i interesseområdet (målinger fra 1978 og egne målinger 1984). Det anvendte måleinstrumentets nøyaktighet er $\pm 10\%$. For å få en bekreftelse på del lave induserte magnetisme ble det målt magnetisk susceptibilitet i laboratoriet på håndstykker fra malm og sideberg.

Det vi får fram fra rådata fra disse målingene er indusert magnetisme i 6 forskjellige retninger på håndstykket som blir målt. Resultatene fra disse målingene er listet opp i bilag 22. Fra resultat-tabellen sees at vi har max. indusert magnetisme i malm fra jording II (6.2%). Sannsynligvis vil denne verdien være for liten til å kunne detekteres med det usikkerhetsområdet feltinstrumentet har ($\pm 10\%$). Her har vi sannsynligvis en bekreftelse på hvorfor man ikke kan kartlegge magnetiske strukturer med et slikt instrument i feltet. Mikroskopiske undersøkelser viser at det er spor av magnetitt, og magnetkis (opptil 50% i en prøve) som forårsaker de høyeste verdier (sannsynligvis er innholdet av magnetitt helt avgjørende for størrelsen på den induserte magnetisme i prøvene). Ved bruk av formelverket for utregning av magnetisk susceptibilitet som nevnt under teoridelen, får man følgende verdier for malm og sideberg:

$$k_{\text{malm}} = 1.18 \cdot 10^{-4} \pm 1.07 \cdot 10^{-4}$$

$$k_{\text{kalkfyllitt}} = 2.17 \cdot 10^{-5} \pm 7.8 \cdot 10^{-6}$$

For å sette disse verdiene i en sammenheng, presenteres en liste over magnetisk susceptibilitet for viktige mineraler og bergarter:

Fyllitt:	$0 - 1.3 \cdot 10^{-4}$	
Gneis:	$1.0 \cdot 10^{-5} - 2.0 \cdot 10^{-3}$	
Kvartsitt:	$0 - 3.5 \cdot 10^{-4}$	
Gabbro:	$8.0 \cdot 10^{-5} - 7.2 \cdot 10^{-3}$	(tabellen er hentet fra (20))
Magnetkis:	$1.0 \cdot 10^{-4} - 1.0 \cdot 10^{-1}$	
Magnetitt:	$0.1 - 1.6$	

Det som med en gang slår oss når vi sammenligner gjennomsnittlig k-verdi for malmen med k-verdiene for magnetkis og magnetitt oppgitt i litteraturen, er at den type magnetkis man har i malmen neppe er særlig ferrimagnetisk og at innholdet av magnetitt i malmen er meget lavt. Sistnevnte tilfelle stemmer godt med det som er observert; kun noen få korn med magnetitt er observert (<0.1%).

5.3.6 Resultater fra måling av spesifikk motstand i laboratoriet

Det ble målt spesifikk motstand på prøvestykker fra felt, og resultatene er listet opp i bilag 23.

Av disse resultatene ser vi at spesifikk motstand varierer mye for prøvene som er tatt innen den kalkrike fyllitt-enheten. Dette kan ha sammenheng med orientering av de tilkappede prøvers lengdeakser i forhold til foliasjonsretningen. Ved mikroskopering av de samme prøvene ser man ikke noen sammenheng mellom mineralselskap, prosentvise fordelinger av mineraler og størrelsen på den spesifikke motstanden. Gjennomsnittlig spesifikk motstand i kalkfyllitt-prøvene er:

$$\bar{\rho}_{\text{fyllitt}} = 2511 \pm 744 \Omega\text{m}$$

Når det gjelder den spesifikke motstand i de tre kishorisontene det ble jordnet i ved CP-målingene, ser vi at denne ikke varierer så mye, og vi kan bruke samme data for spesifikk motstand for de tre kishorisontene ved dybdesonderings-tolkningen (se seinere):

$$\bar{\rho}_{\text{kis}} = 3.03 \pm 0.95 \Omega\text{m}$$

En må være klar over at denne spesifikke motstanden er målt på prøver med sulfidmineraler som grunnmasse. I mindre massive deler av kisen er det ikke sikkert at man har sammenhengende mineralisering. Dette vil gi seg drastiske utslag på den spesifikke motstanden (øker kraftig). Det er bare den delen av kisen som har massiv mineralisering som framkommer som lavmotstandslag ved dybdesonderingskurvene. I tillegg kan en kishorisont være brutt opp på dypet, noe som vil gi en høy spesifikk motstand i dybdesonderingene.

5.3.7 Resultater fra dobbel Wenner dybdesonderinger

- Innledende bemerkninger: Tolkningene er utført på HP-85c datamaskin. Ved tolkningene er det tatt hensyn til beregnede Offset-feil (se bilag 20). For samtlige punkter (så nær som ett) ligger observasjonsfeilen innenfor toleranseområdet ($\pm 5\%$). Man vil ellers legge merke til at jeg bare sjelden har beregnet ρ_a for $a > 64$ m (ikke oppført i tabellen i bilag 20), på grunn av de Offset-feil man har iboende måleresultatene og som ville gitt ganske tilfeldige ρ_a -verdier for $a > 64$ m.

Da kurvene ble modellert ble det anslått en spesifikk motstand på 4Ω m for kisprøvene (hadde ennå ikke utført målinger av spesifikk motstand da kurvene ble modellert). Den spesifikke motstanden målt i laboratoriet er ca. 3Ω m. Vi vet at $\sigma \cdot t$ -produktet er konstant ved tolkning av lavmotstandslag mellom høymotstandslag, slik at den beregnede tykkelse blir noe mindre enn angitt i modellen.

- Punkt 1200X-900Y: Dybdesonderingen er utført i område med kalkrik fyllitt som eneste kartlagte bergartsenhet. Øverst har vi 1 m overdekke, med spesifikk motstand på ca. 3100Ω m. Deretter følger den kalkrike fyllitten. Fyllittens motstand er modellert til ca. 8000Ω m. Denne verdien er over 3x større enn spesifikk motstand målt i laboratoriet på samme bergartsenhet. Årsaken til dette store avviket er uklar. Det er derimot liten tvil om at den høye motstanden målt i felt skyldes den kalkrike fyllitten.

I ca. 41 m dyp påtreffes en godt ledende horisont (sannsynligvis massiv kis). Tar vi hensyn til usikkerheten (standardavviket) i verdien for kisens spesifikke motstand, får vi en sannsynlig tykkelse på den massive kisen på: $t = 0.16 \pm 0.06$ m (spesifikk motstand på kisprøver i laboratoriet er benyttet ved tolkningen).

Deretter følger igjen fyllitten.

En alternativ tolkningsmulighet er at man under fyllitten ikke har en massiv kisse, men en annen bergartsenhet med spesifikk motstand på ca. 3000Ω m (se tolkede profiler i bilag 12). Denne muligheten er dog mindre sannsynlig, fordi den kalkrike fyllitten sannsynligvis har mye større mektighet i området (Kollung, Kihl).

Punkt 1094X-625Y: Øverst har vi 75cm med overdekke før vi når ned i den kalkrike fyllitten ($\rho=7250\Omega\text{m}$). Deretter treffer vi på et lavmotstandslag i ca.41m dyp. Vi har her høyst sannsynlig massiv kis. Indikasjoner fra andre geofysiske målinger utført i nærheten viser en fallretning på leder i samsvar med det som er funnet ved dybdesonderingen. Tykkelsen på kissonen er sannsynligvis: $t=0.19^{+0.06}\text{m}$. Kalkfyllitten følger deretter.

- Punkt 1050X-1035Y: Øverst har vi 75cm overdekke med spesifikk motstand på ca.840 Ωm . Deretter følger en bergartsenhet med høy spesifikk motstand svarende til den kalkrike fyllitten ($\rho=9750\Omega\text{m}$). Det er litt usikkert hva som befinner seg under dette laget. Det siste målepunktet viser at motstanden går ned, muligens mot et lavmotstandslag. Med den anvendte måleutrustning har man dog ikke nådd ned til dette laget. For å få kurven til å gå gjennom det siste målepunktet, modelleres et tredje lag med $\rho=6500\Omega\text{m}$ som ikke har betydning for tolkingen.

- Punkt 1200X-975Y: Har her en modell med 4 lag. Øverst har vi ca.40cm med overdekke som etterfølges av 1m mektig bergart som igjen tolkes som kalkrik fyllitt. Deretter påtreffes tydelig en ledende horisont. Denne har sannsynligvis en ubetydelig mektighet. Bruker man gjennomsnittlig ρ -verdi målt i laboratoriet ($\rho=3\Omega\text{m}$), får man en mektighet på: $t=0.07^{+0.04}\text{m}$.

Deretter går motstanden opp i 8000 Ωm ; kalkrik fyllitt. Det er sannsynlig at lederen som er påtruffet er lederen mellom jordingskisene I og II for CP-målingene.

- Punkt 1100X-1025Y: Øverst har vi ca.1m med overdekke før vi når ned i den kalkrike fyllitten ($\rho=8200\Omega\text{m}$). Vi har her i tillegg tolket et lag med en spesifikk motstand på 5000 Ωm på 36m dyp. Dette skyldes sannsynligvis effekten av store Offset-feil på de siste punkter, som trekker ρ_a ned.

- Punkt 800X-650Y: Øverst har ca.50cm med overdekke. Deretter følger fast fjell med en spesifikk motstand på ca.6025 Ωm . Den kartlagte bergartsenheten i området er kalkrik fyllitt. Motstanden er litt lavere enn for kalkfyllitten ellers i området (vanligvis ca.8000 Ωm).

Oppsummering: Generelt kan man si at målingene er av meget usikker karakter på grunn av forholdsvis store Offset-feil. Man ser derfor av modellkurvene at de sjelden "treffer" målepunktene, på grunn av de feil disse er beheftet med.

Overdekket varierer mye når det gjelder størrelsen på spesifikk motstand pga. forskjellig type materiale og forskjellig grad av vannmetning ($250\Omega\text{m}$ - $3100\Omega\text{m}$). Tykkelsen på overdekket varierer mellom 0.40m og 1m , med et gjennomsnitt på 0.75m . Spesifikk motstand på den kalkrike fyllitten har et gjennomsnitt på $8000\Omega\text{m}$. Denne verdien avviker klart fra spesifikk motstand på samme bergartsenhet målt i laboratoriet ($2500\Omega\text{m}$). På enkelte dybdeprofiler har vi nådd ned til (sannsynligvis) massiv kis. Resultatene fra dybdesonderingskurvene kombinert med måling av spesifikk motstand på kisprøver i laboratoriet viser at tykkelsen på den massive kisen er meget beskjeden og er sannsynligvis mindre enn 0.30m . Det er dog en mulighet for at en forholdsvis rik disseminasjons-mineralisering ligger rundt (vil ikke ha sammenhengende kontakt, og vil dermed ikke gi lav motstand).

5.3.8 Resultater fra Schlumberger dybdesondering

For å forsøke å forklare det høye IP-bakgrunnsnivået ved gradientmålinger i området, ble det målt et Schlumberger dybdeprofil i $1000\text{X}-100\text{Y}$ med retning $50^\circ-250^\circ$ (IP og ρ_a). Dybdeprofilet er plottet i bilag 10. De fleste punkter på profilet er målt med forskjellige MN/2-verdier (2 plottepunkter for samme AB/2-verdi).

IP-målingene målt med gradient elektrodeutlegg (meget stor strømelektrodeavstand) ligger i gjennomsnitt på 5% IP-effekt, mens det vanligvis i umineraliserte områder ligger på 1%-3% (med den anvendte måleboks).

Sonderingskurvene er tolket manuelt. Av dybdesonderingskurvene for IP og ρ_a , ser vi at vi har ca. $1.5\text{m}-2\text{m}$ overdekke (vendepunktet på ρ_a -kurven) og at spesifikk motstand i overdekket er ca. $300\Omega\text{m}$ med en IP-effekt på mellom 1% og 1.5%. Etter dette laget går tilsynelatende spesifikk motstand opp i fjellmotstand (sannsynligvis kalkrik fyllitt) på ca. $6000\Omega\text{m}$, og IP-effekten ligger rundt 2%. På ca. 100m dyp ser det ut til at ρ_a går litt ned (kan være pga. laterale variasjoner

i spesifikk motstand), og IP-effekten går opp i over 3%. Det er tydelig at hovedtyngden av strømmen begynner å gå ned i lag med større IP-effekt enn den kalkrike fyllitten på dette dypet. Det ble dessverre ikke målt med større elektrodeavstand enn 400m ($AB/2_{\max}=200m$).

Ved denne dybdesonderingen ser vi at den høye bakgrunns-IP-effekten framkommet ved gradientmålinger (strømmer på store dyp) ikke kan forklares ved at den kalkrike fyllitten gir høy IP-effekt. Fyllittens IP-effekt ble jo funnet til å ligge rundt 2%. Fordi strømmene går meget dypt ved gradient elektrodeutlegg er det trolig at vi har materiale på dypet (muligens 100m-200m) som gir høye IP-verdier. Det er usikkert om ρ_a -kurven er på vei mot lavere verdier etter $AB/2=100m$, slik at materialet kan være godt ledende, selv om bakgrunnsnivået for ledningsevne målingene ikke er spesielt høyt. Man skal ikke se bort fra at det kan finnes interessant mineralisering på dypet, selv om det kan skyldes en bergart på dypet som gir IP-effekt (f.eks. grafittholdig fyllitt).

5.3.9 Resultater fra størrelsesberegninger av kishorisonter

Under dette punktet blir kvantitativt overslag over størrelse på kis foretatt med bakgrunn i de beregningsmetoder som er beskrevet under teorien for CP.

- Kis i jording I: Ingen metoder som til nå er beskrevet i litteraturen om beregning av størrelse på kishorisonter ut fra CP-data er egnet til å bestemme størrelse av kisen i jording I. Fallet på kisen er for flatt til dette ($<35^\circ$). I tillegg er ikke ekvipotensiallinjene sluttet mot økende X (kishorisonten fortsetter i denne retningen).

- Kis i jording II: Også denne kishorisonten har flatt fall, men kis mellom jording I og II trekker mye av strøm fra jording II til seg, og virker som en ledende horisont (se konturkartet for jording II, bilag 5). Strømmen vil gå direkte over fra kisen i jording II til kisen mellom jording I og II, slik at vi sannsynligvis oppnår uniform strømtetthet. Kisens utstrekning langs fallet er for et slikt tilfelle:

$$H = \frac{\rho I_a}{2V_0 l}$$

ρ er spesifikk motstand for den kalkrike fyllitten mellom

lederene, og vi bruker her gjennomsnittlig verdi for ρ funnet fra dybdesonderingene; $\rho=8000$ m (bedre verdi enn ρ -verdi målt i laboratoriet, fordi denne avspeiler ikke forholdet i felt). I er utsendt strømstyrke (1.0A), a er gjennomsnittlig avstand mellom lederene (ca.35m), V_0 er oppladingspotensialet (22000mV), l er lengden av kishorisonen i jording II (tolket fra CP-konturkartet; ca.150m). Ved å sette disse verdiene inn i formelen på foregående side får vi:

$$H=42m$$

Tykkelsen på kishorisoner i området er tidligere funnet ved dybdesonderinger. Dersom vi antar en mektighet av kishorisonen på ca.20cm kan vi grovt beregne kisens masse. Man må også anta at kisens dimensjoner er konstante nedover mot dypet (hvilket kan være høyst tvilsomt). Regner vi med en egenvekt av kisen på 3200kg/m^3 , får vi følgende masse:

$$m=4070 \text{ tonn}$$

Feilprosenten ved en slik vurdering kan være meget stor (flere hundre prosent feil er ikke uvanlig), men det er viktig og interessant å få et visst overslag over kisens størrelse.

- Kis i jording III: Denne kisen har en form som gjør den lite egnet til beregning av størrelse med de eksisterende beregningsmetoder. Fallet har også en slik størrelse at beregningsmetodene ikke virker (kan gi meget store feil).

Man kan allikevel få et inntrykk av størrelsen på kishorisonene tilknyttet jording I og III ved å se på størrelsen av oppladingspotensialet for de to tilfellene.

Oppladingspotensialet på kishorison I er rundt 650mV-700mV. Dette er et forholdsvis lavt oppladingspotensial. Sammenligner man med Joma-forekomsten, ble denne oppladet til ca.400mV (Rønning, pers.med.). Det er en meget grov forenkling å sammenligne disse to verdier direkte, fordi den spesifikke motstanden i sideberget vil spille en vesentlig rolle for størrelsen på oppladingspotensialet. Oppladingspotensialet på kishorison I er allikevel av en slik størrelse at kisen trolig ikke er av beskjedne størrelse. Det som allikevel gjør den heller uinteressant, er at den er meget utholdende i lengderetningen (og antagelig mot dypet), slik

at massen er fordelt over et stort område.

Oppladingspotensialet på kisen i jording III er i overkant av 900mV. Denne sonen er sannsynligvis langt mer interessant enn jordingskis I, fordi den har forholdsvis beskjeden lengde (300-350m). Sonen utgjør en foldeombøyning, slik at kisen sannsynligvis er fortykket her. Området bør prioriteres høyest ved eventuelle boringer.

5.3.10 Resultater fra gravimetrimålinger

Ett profil (1200X, 400Y-1225Y) ble målt med et Worden gravimeter, og alternative tolkninger presenteres i bilag 11.

Måleresultatene gir en anomali på rundt 0.8mgal. De interessante trekk som framkommer av måleresultatene er at måleverdiene gjør et sprang fra rundt 0mgal til ca.0.35mgal rundt 600Y. Dette er i samsvar med indikasjon på en god leder på dypet fra VLF-målinger her. Et annet trekk man legger merke til er at målingene har de høyeste verdier (ser bort fra 875Y, som etter all sannsynlighet er et støypunkt) rundt 975Y-1000Y, hvilket er i samsvar med utgående for jordingskisene i dette området. Etter dette faller verdiene ned til 0mgal rundt 1200Y. Mellom 600Y og 1000Y stiger verdiene jevnt. En tung masse (evt. flere tunge masser) holder her verdiene oppe, men ingen utgående soner med kis er kartlagt annet enn i endepunktene. Fallretningene som er målt i området har alle komponenter i økende Y-retning. I laboratoriet er det målt egenvekt på sideberget og kisen. Sidebergets (den kalkrike fyllittens) spesifikke vekt er ca.2700kg/m³, mens kisens spesifikke vekt er ca.3200kg/m³. Prøver fra kisen er tatt i overflaten, og er sannsynligvis noe forvitret. Den spesifikke vekten som er modellert for kisen er 3500kg/m³.

3 geologiske modeller er benyttet for å forsøke å forklare den gravimetriske anomalien. I modell 1 (bilag 11-1) er anomalien forklart ved en malm som i kalkfyllitten er foldet i en synform. Dette er dog en form som er i strid med det som tidligere er antatt (overtippet antiform). Den massen som i dette tilfellet gir en kurveform som er ganske bra tilpasset måleverdiene må være rundt 10-14 mill.tonn (malms utstrekning i X-retning kan kortes ned litt og gi tilnærmet samme anomali). For å forenkle modellen litt er alle

kishorisonter som har utgående nær 1000Y slått sammen til utgående av én sone. Malmen som er modellert må ha små brudd dersom den skal gjelde som modell. Hvis ikke det var tilfelle, ville oppladingspotensialet på CP vært mye mindre, og et profil langs 1200X ville vært tilnærmet flatt mellom 600Y og 1000Y.

En annen modell som gir tilnærmet samme anomalibilde ligner den første modellen, men her antas at malmen ikke har hatt sammenheng, i samsvar med det som antas angående strukturen i området (overtippet antiform). Malmen er oppdelt i to plater. Vi ser at for å holde de gravimetriske verdiene oppe, må modellen fortykkes veldig mellom 750Y og 1000Y, og det virker usannsynlig at man har et slikt forhold i virkeligheten. Massen av malmen som denne modellen simulerer er på ca. 10 mill. tonn.

En tredje modell består av 4 plater (se bilag 11-3) med flate fall. De to midterste platene antas å ligge på dypet, slik at de ikke kan observeres direkte i felt. Det er allikevel lite trolig at en metode som VLF ikke indikerer disse malmplatene, men modellen antas allikevel å være like sannsynlig som de to første modellene (platene kan være for korte til å oppdages med VLF). Den totale massen av disse 4 platene er ca. 10-11 mill. tonn.

Et interessant trekk å legge merke til er at de 3 forskjellige modellene har tilnærmet samme totale masse; 10-14 mill. tonn. Observasjoner angående malmtverrsnittet i utgående samt dybde-sonderinger gjør at modellene må sies å være alt for optimistiske. Modellene indikerer en betydelig fortykning mot dypet. Statistisk sett er det meget lite sannsynlig at malmen har meget liten mektighet i utgående og fortykkes voldsomt mot dypet.

En fjerde, og trolig mer realistisk modell skal skisseres. Nordøst for Renselvann, og i kalkfyllitt (bilag 3), er det kartlagt en gabbrointrusjon. Det er derfor nærliggende å tro at det kan være en gabbro på dypet under måleområdet (gabbro er vanligvis betydelig tyngre enn kalkfyllitt) som vil gi den gravimetriske anomalien. I tillegg til denne, vil kis av beskjedne mektighet i overflaten gi ekstra hopp på målekurven. Det er ikke satt opp noen modell for dette tilfellet, på grunn av det store antall parametre som kan

forandres og gi samme anomalikurve.

Problemet ved tolkningen av den svake gravimetriske anomalien kan vanskelig løses uten diamantboringer i området.

5.3.11 Sammenligning av VLF og APEX ved plassering av utgående

I felt ble det registrert at plassering av VLF-indikasjoner i mange tilfeller "bommet" på utgående. APEX er et instrument som antas å gi anomalier rett over utgående av leder. Det var da av interesse å undersøke om virvelstrømmene i utgående (se teori om VLF) var av betydning når det gjaldt utseende av VLF-kurven. For å undersøke dette ble det målt meget tett over utgående av ledere (5-6m). Tre profiler ble målt, og disse er presentert i bilag 17a.

- Profil 1000X; ved APEX er det indikert to ledere som angitt på bilag 17a-1. Den første indikasjonen har vi i et område der Re-komponenten har større dip-vinkel enn 60° (korrekt avlesning var ikke mulig, man gikk ut over skalaområdet). Det er mulig at de høye verdiene her skyldes at magnetfeltet fra virvelstrømmene pålagres magnetfeltet fra de konduktive strømmer og gir en topp. Fortsetter vi langs profilet, ser vi at vi har utgående av en leder på 906Y. Her har vi en ekstra bøy på VLF-kurvens Re-komponent som kan skyldes de induktive strømmer. Et viktig trekk er at man ikke har utgående av ledende materiale der den tradisjonelle tolkning indikerer anomali; på kurvens bratteste parti.

- Profil 1300X; APEX indikerer også i dette tilfellet to utgående av ledere. På 1086Y har vi utgående av en leder ifølge APEX, og dette samsvarer med en bøy på VLF-kurvens Re-komponent (se bilag 17a-2). Fortsetter vi til 1106Y, ser vi at vi også her har utgående av en leder, men her har man ingen bøy på VLF-kurven. I disse to utgående soner ser vi at indikasjonene stemmer overens med tradisjonell tolkning.

- Profil 1000Y; APEX indikerer utgående av leder på 1206X. Her er også VLF-kurvens Re-komponent brattest, i samsvar med tradisjonell tolkning.

Man har for de tre profilene observert at ved å måle tett med VLF over utgående av ledere, kan man i enkelte tilfeller se innvirkningen av kantstrømmene i ledere som en ekstra bøy på VLF-kurvens Re-komponent. Sannsynligvis ville dette gitt seg bedre til kjenne dersom fallet på ledere hadde

vært større , slik at den magnetiske komponenten i EM-bølgen hadde fått bedre kobling med lederen.

Generelt kan man si at det er vanskelig ut fra disse målingene å se noe fellestrekk på Im-komponentens form over utgående av ledere i de tre profilene.

Det kan være tvilsomt å indikere utgående på grunnlag av en ekstra bøy på VLF-kurvens Re-komponent (nær vendepunktet på kurven), fordi man kan ha to ledere (se fig.63). I de fleste tilfeller vil nok tradisjonell tolkning av utgående være sikrest, men da må man i tillegg hjelpe seg med andre metoder (APEX, SP) for å finne eksakt plassering av utgående av leder (interessant ved røsking). VLF-indikasjonens (bratteste område på Re-kurven) plassering i forhold til utgående blir riktigere jo mer steiltstående lederen er.

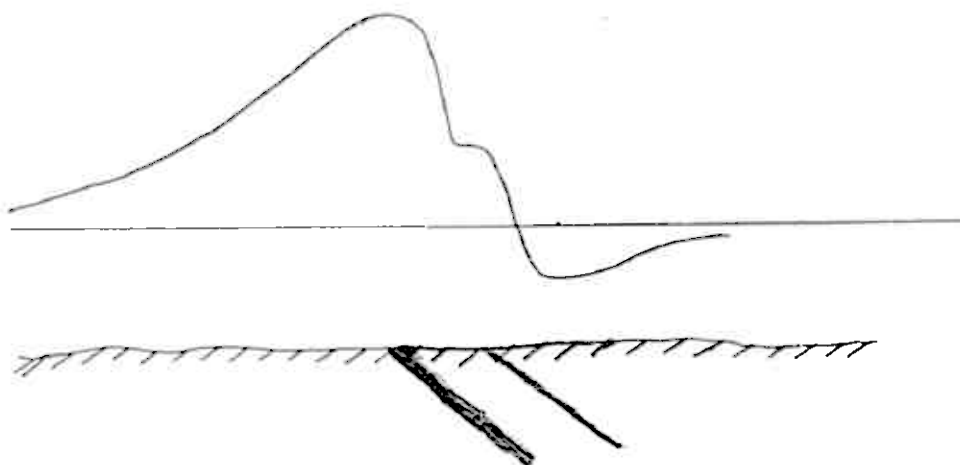


Fig.63: VLF-anomali over to ledende horisonter som står meget nær hverandre.

5.4 FORSLAG TIL BORHULLSPROGRAM

Det ble av Grong Gruber A/S besluttet å bore 3 korte borhull i området (ikke på grunnlag av anbefalinger etter geofysiske målinger). Jeg kommer til å foreslå flere alternative borhull, men i prioritert rekkefølge. De data jeg benytter meg av i forslaget til borhullsprogram er:

- Strukturbildene fra CP-, IP- og σ_a -målinger
- Dybdesonderinger
- Gravimetrisk profil
- Topografisk kart
- Strøk- og fallmålinger
- Indikasjoner på fallretning fra de forskjellige metoder

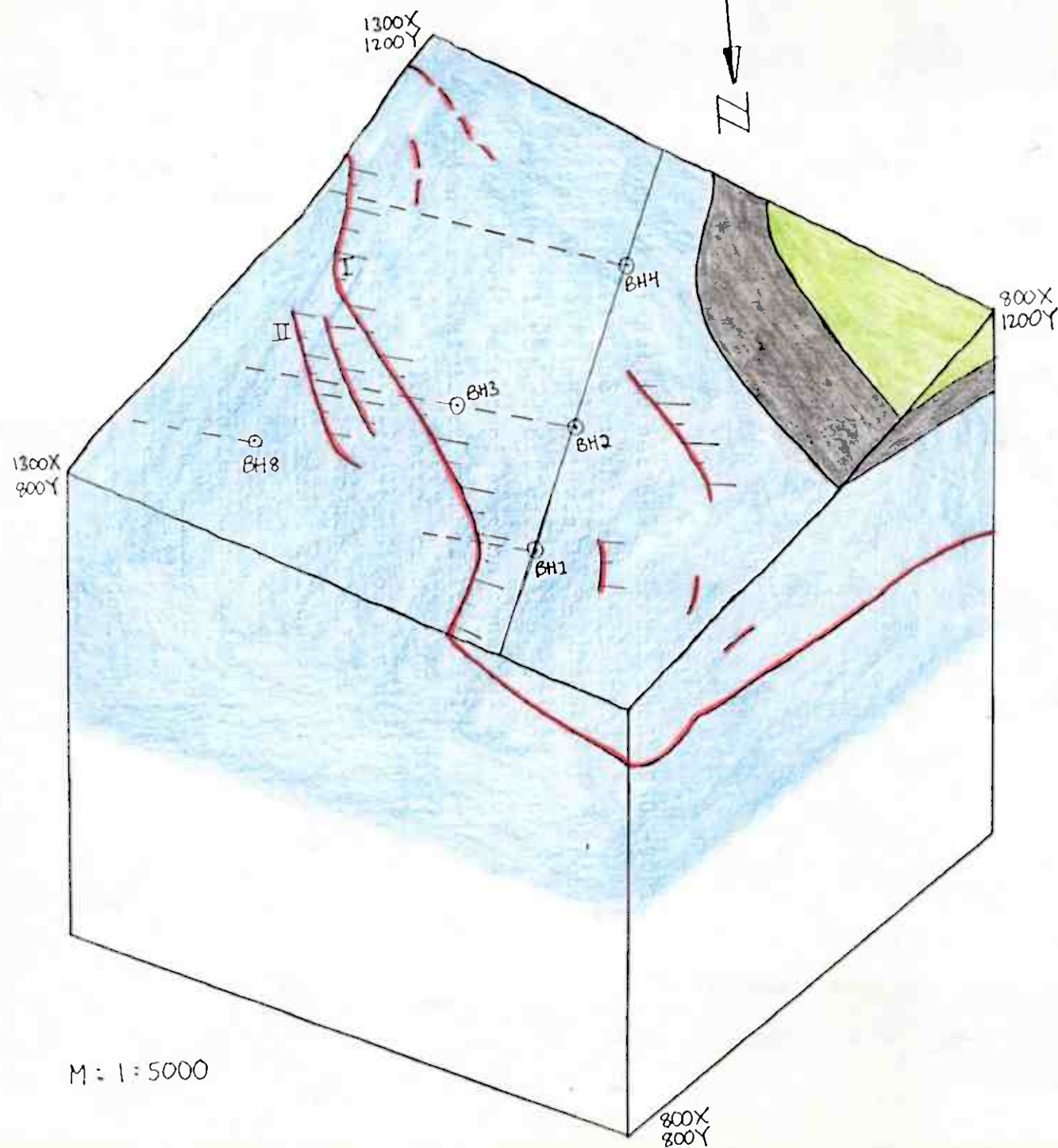
Det er tre områder i feltet som er interessante med hensyn på plassering av borhull;

- i) Kisen i jording I og II
- ii) Kisen i jording III
- iii) Området rundt 400X-0Y (indikasjoner fra IP- og σ_a -målingene)

Det kunne i tillegg ha vært interessant å få klarlagt årsaken til den gravimetriske anomalien og det høye bakgrunnsnivået på IP-effekten man har i store deler av området.

For å få et bedre inntrykk av de romlige forhold, er de interessante områder skissert i blokkdiagram. Her er det gjort grove forenklinger, i og med at man mot dypet har beholdt struktur og fall fra overflaten. Fallretning og -størrelse er også ofte usikker.

- i) Dybdesonderinger over sulfidmineraliseringer i jording I og II indikerer en tykkelse på de massive kishorisonter på rundt 15cm-25cm. Modellberegningen av tykkelsen er høyst sannsynlig beheftet med feil, men det er i alle tilfeller klart at kisen neppe er særlig mektig. Ser vi på blokkdiagrammet (fig.64) er det tydelig at det mest interessante området når det gjelder mineralisering er fra jording I til II. Tre kishorisonter ligger her nær hverandre. Fallet på kishorisontene er ca. 30° . Et borhull med retning ca. 70° med horisontalplanet vil gi malmtverrsnittet i kishorisontene dersom borhullet settes vinkelrett på strøkretningen. CP-målinger indikerer en sannsynlig dragning i felt i retning VNV. Det ville være naturlig å legge et borprofil som



- Kalkrik fyllitt
- Mørk, grafittholdig fyllitt
- Kvartsrik kalkfyllitt
- Sterk indikasjon på ledende materiale
- Svak indikasjon på ledende materiale
- Fallretning på leder
- o Borhull
- Borhullsbane
- Borhullsprofil

Fig.64: Blokkdiagram over område i).

indikert på blokkdiagrammet (retning 25^g - 225^g). Ved å bore vinkelrett på strøkreningen kan man da få et inntrykk av både lateral og vertikal variasjon av kisens mektighet og struktur. Setter i første omgang opp tre borhull med foreslåtte borhullsbaner langs dette profilet; se blokkdiagrammet. Vi får da sannsynligvis følgende tre borhullsbaner (meterverdier som oppgis er langs borhullet).

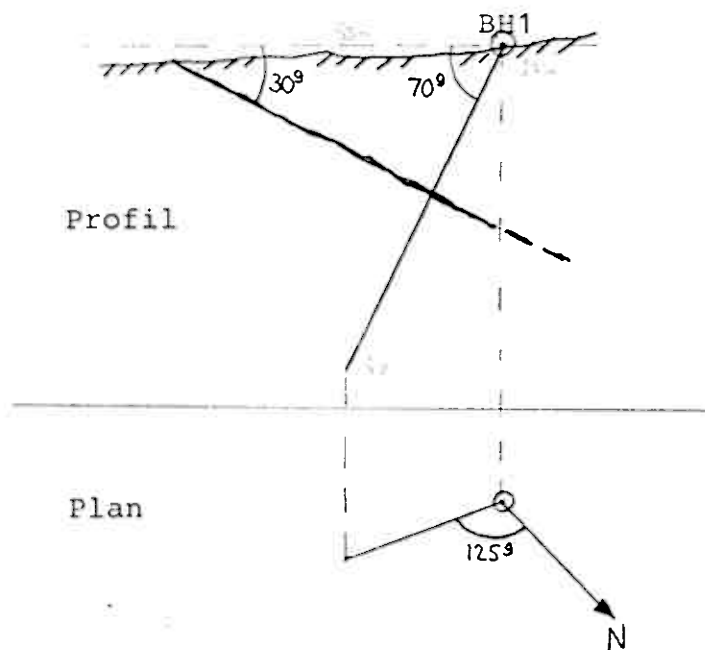


Fig.65: Borhulls-
bane til borhull 1.

M: 1:1250

- Borhull 1: Hullet settes i området rundt 950X-900Y. Foreslått borhullsbane er skissert i fig.65. Øverst har vi sannsynligvis $\frac{1}{2}$ m-1m overdekke. Deretter følger kalkrik fyllitt ned til ca.30m dyp, og det forventes at man i dette dyp treffer på en tynn sone med massiv kis før man igjen har kalkfyllitt. Anbefalt hull-lengde: 50m-60m.
- Borhull 2: Hullet settes rundt 1000X-1000Y (se fig.66). Dersom de tre kishorizontene som har utgående i området rundt jording I og II er utholdende mot dypet, er det sannsynlig at disse påtreffes i følgende dyp:
 - Ved ca.65m (denne kisen er lateralt utholdende, og påtreffes sannsynligvis), ca.90m, ca.100m.Ellers forventes det at sideberget stort sett er kalkfyllitt. Dersom en gabbro påtreffes, kan dette forklare den gravimetrisk anomalien i profil 1200X. Anbefalt borhulls-lengde er 125m-150m.

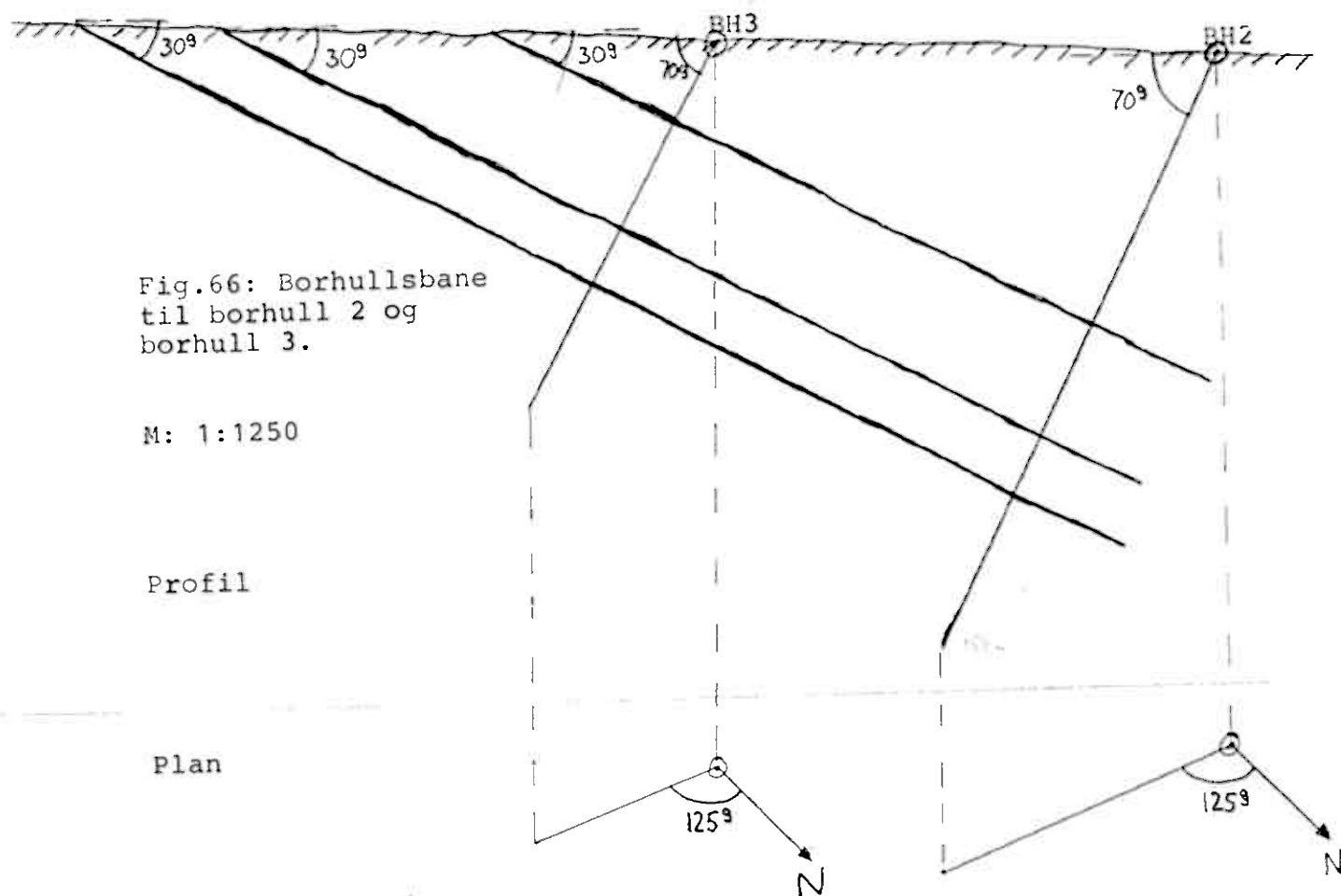


Fig.66: Borhullsbane
til borhull 2 og
borhull 3.

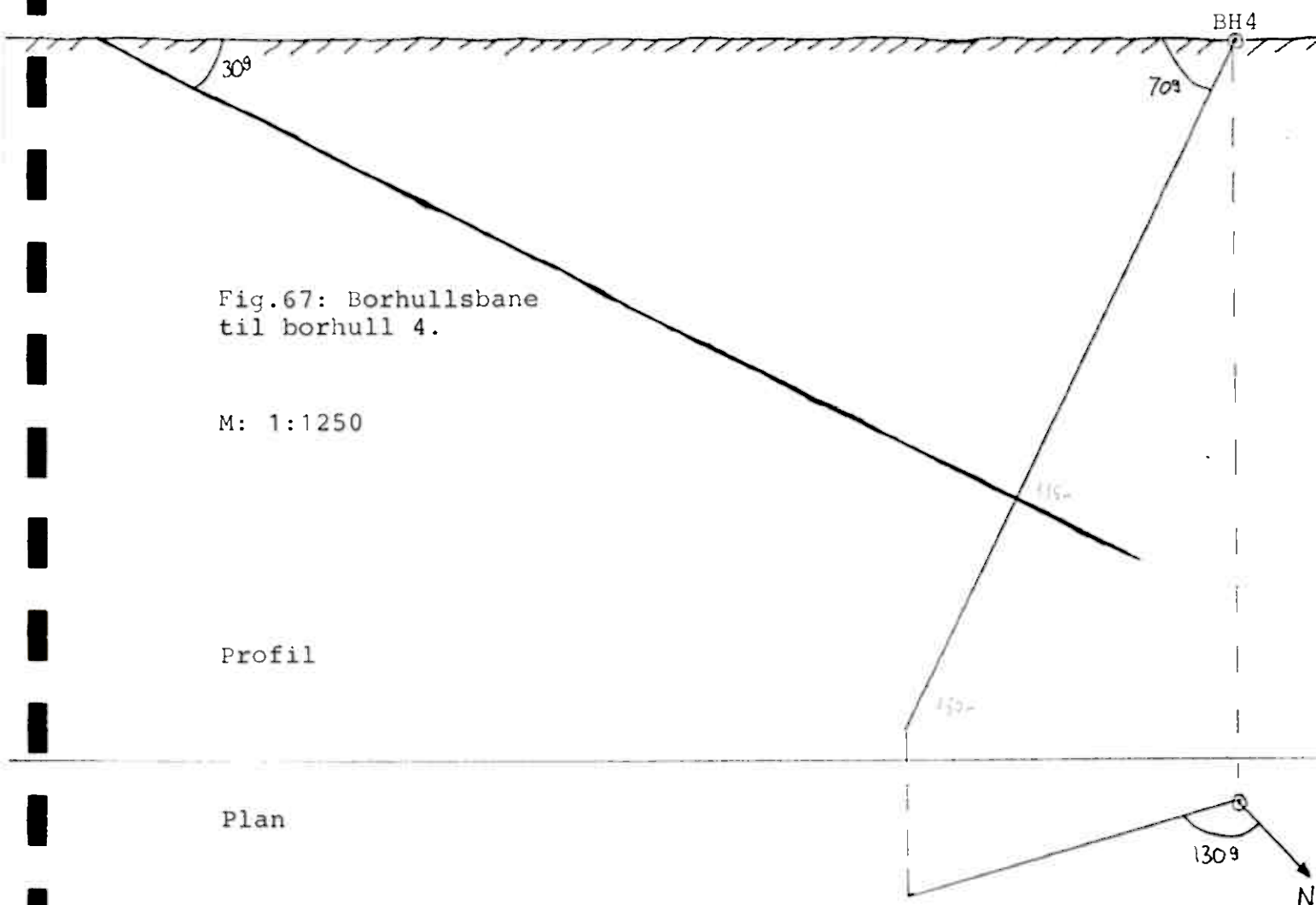
M: 1:1250

Profil

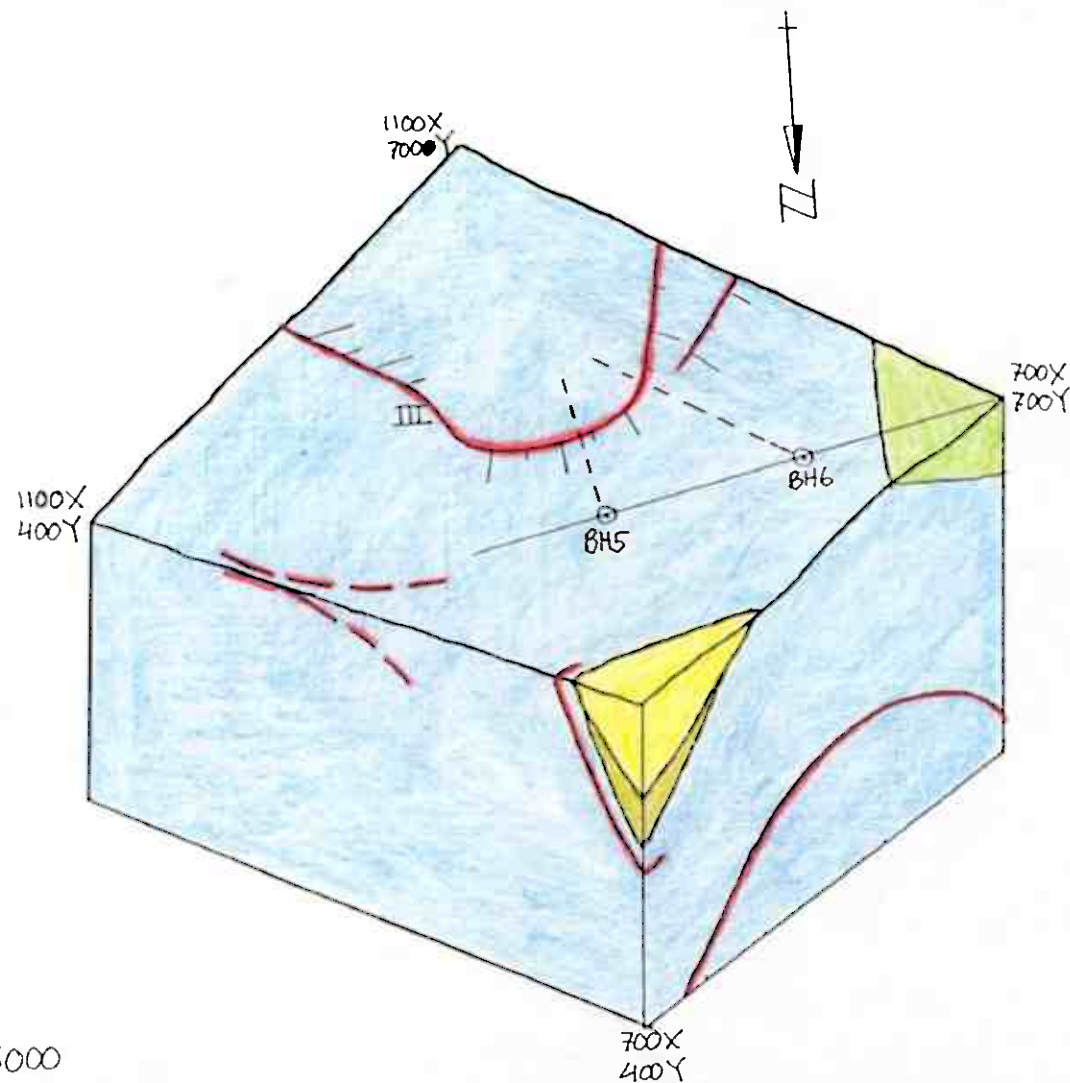
Plan

For å få større sannsynlighet til å skjære gjennom alle tre kishorisonter, kan det være bedre å sette borhullet nærmere utgående for de tre kishorisontene (borhull 3 fig.66). Kishorisontene forventes da å bli påtruffet i følgende dyp: ca.15m, ca.35m, ca.50m. Anbefalt hull-lengde: 100m. CP-målinger indikerer en lengde langs fallet på jordingskis II på ca.42m. Dersom borhull 3 skal treffe jordingskis II ser vi at lengden langs fallet må være ca.100m. Vi blir derfor ikke overrasket dersom kun jordingskis I påtreffes.

- Borhull 4: Hullet settes i området rundt 1050X-1112Y. Foreslått borhullsforløp er skissert i fig.67. Med dette borhullet ventes det at kis blir truffet i et dyp på ca. 115m. Ellers vil den overveiende del av bergartene som borhullet skjærer gjennom være varianter av kalkfyllitt. Anbefalt borhulls-lengde: 150m.



ii) Dybdesonderinger i nærheten av denne kishorizonten gav ikke resultater når det gjelder estimat av dennes tykkelse i ombøyningen. En malm fortykkes ofte i foldeombøyningen, og det er derfor av interesse å finne kisens mektighet i ombøyningsområdet (se blokkdiagrammet fig.68). Fra CP-bildet for jording i denne horisonten har vi en avflating av potensialet i retning NV, noe som indikerer sannsynlig mineralisering og fortsettelse av horisonten mot dypet i denne retningen. Vi forsøker å sette borhull vinkelrett strøketretningen der borhullet treffer kisen. Fallretningen på kisen er ca. 50° i ombøyningssonen. For å treffe kisen i et tverrsnitt må borhullet settes i en vinkel på 50° med horisontalplanet, men en slik vinkel er upraktisk ved boringer, slik at vi også her velger 70° som vinkel på borhullet. Et borhullsprofil velges som indikert på blokkdiagrammet.

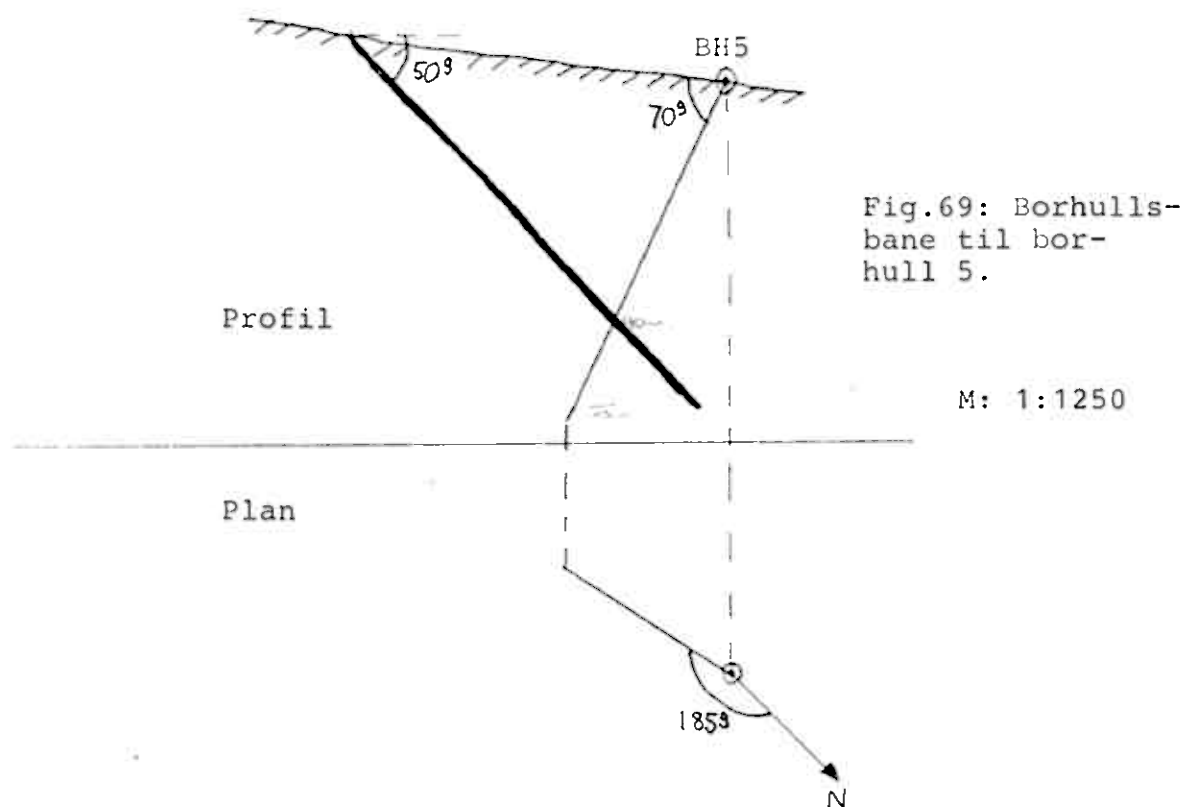


M: 1:5000

- Kalkrik fyllitt
- Kvartsrik kalkfyllitt
- Glimmerskiifer
- Feltspatisk kvartsitt
- Sterk indikasjon på ledende materiale
- Svak indikasjon på ledende materiale
- Fallretning på leder
- Borhull
- Borhullsbane
- Borhullsprofil

Fig.68: Blokkdiagram over område ii).

- Borhull 5: Det første forslag til borhull i området settes i nærheten av 825X-525Y. Foreslått borhullsbane er skissert i fig.69.



Geologi man sannsynligvis påtreffer (meterverdier som angis er langs hullretningen):

- 0.5m-1m overdekke
- Kalkfyllitt ned til ca.40m
- Sannsynligvis påtreffes massiv sulfidmineralisering ved 40m dyp. Etter dette er det vanskelig å forutsi geologien, fordi strukturen er vanskelig i dette området.

Anbefalt borhullslengde: 50m-75m.

- Borhull 6: For å få et bilde av mineraliseringens vertikale utholdenhet i ombøyningssonen (og undersøke om en mulig fortykning mot dypet) settes et borhull i nærheten av 750X-600Y. Sonen med massiv kis forventes her i et dyp av ca.100m (se fig.70).

Anbefalt borhulls-lengde: 125m-150m.

iii) Tar utgangspunkt i blokkdiagrammet på fig.71. Som vi ser er det i første rekke to soner som er interessante. Vi har i disse to sonene ikke beviselig interessant mineraliser-

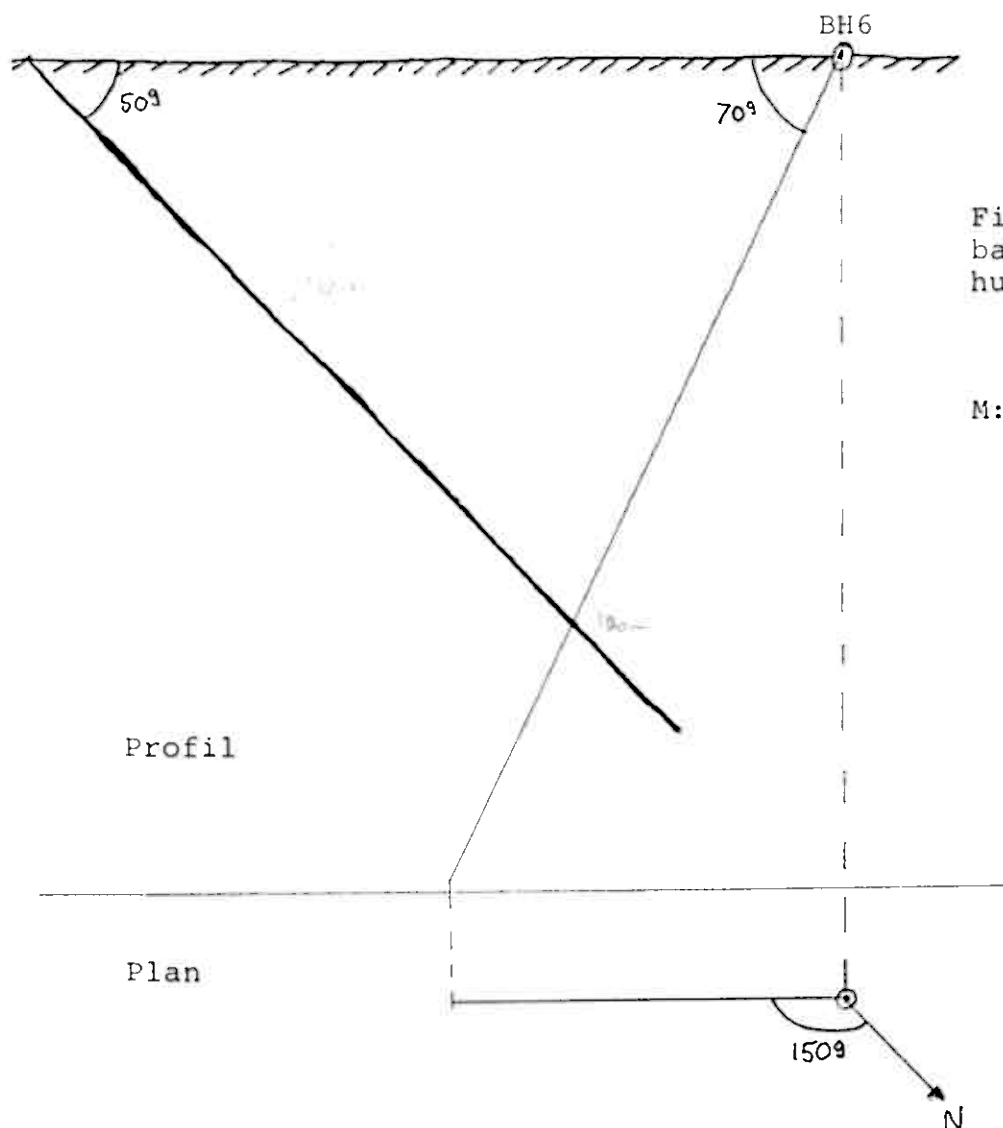


Fig.70: Borhulls-
bane til bor-
hull 6.

M: 1:1250

ing, men disse har tilknyttet IP- og ledningsevneanomalier. Vil forsøke å treffe begge sonene med ett borhull.

Fallet på bergartene i nærheten er rundt 30° , og vi må anta at lederene også har dette fallet. Velger nok en gang 70° vinkel mellom borhull og horisontalplanet (skjærer lederene i et tverrsnitt). Foreslått plassering av borhull er som indikert på blokkdiagrammet og på fig.72. Vinkelen på borhullets projeksjon til horisontalplanet er ca. 177° , og borhullet settes i området rundt 325X-20Y (nær elv).

Geologi (meterverdier angis langs hullretningen):

- Øverst har vi overdekke
- Deretter påtreffes en sone med kvartsitt
- I ca. 10m dyp påtreffes kalkfyllitten som går ned til 25 m dyp
- I ca. 25m dyp ventes det at en leder påtreffes

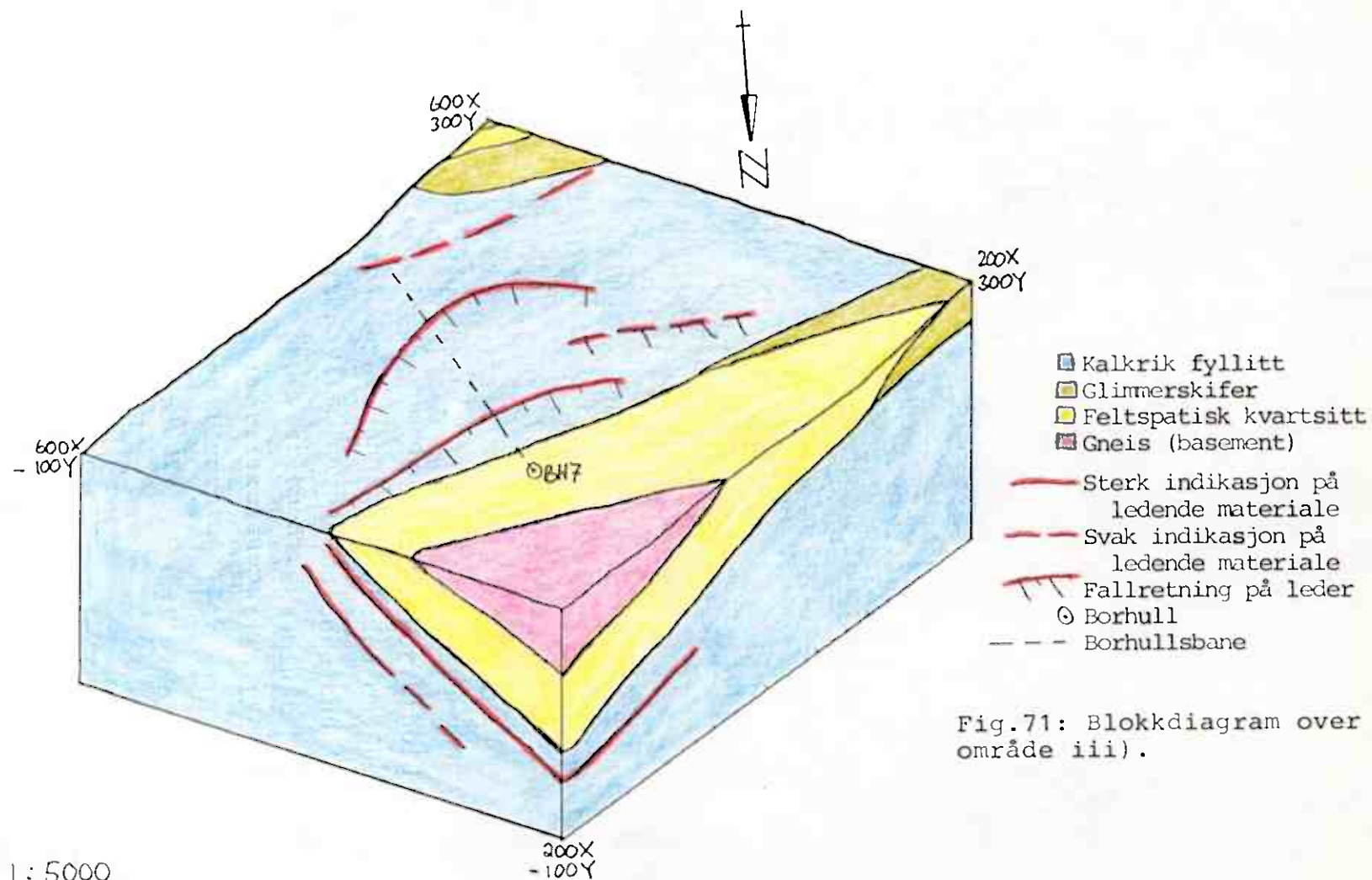


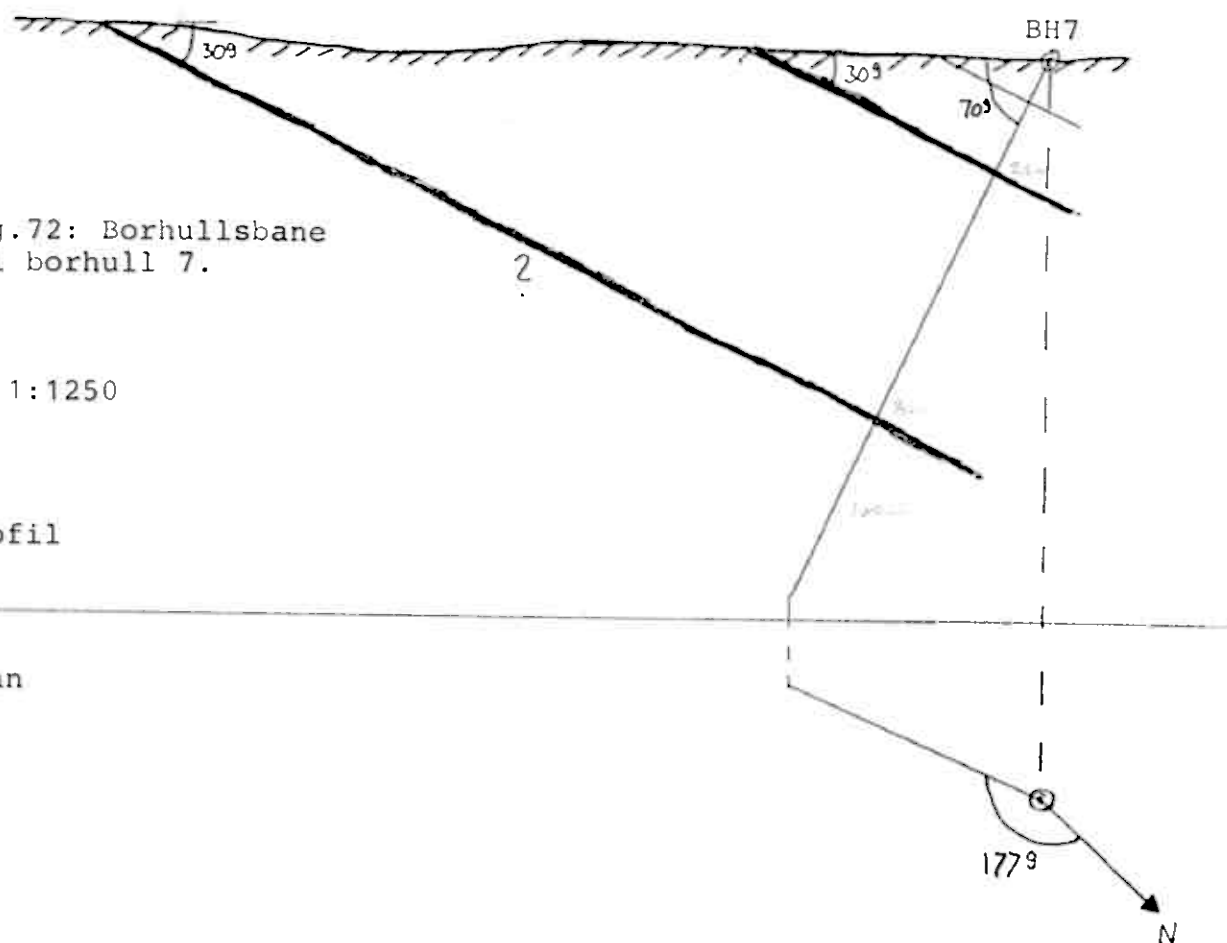
Fig.71: Blokkdiagram over område iii).

Fig.72: Borhullsbane
til borhull 7.

M: 1:1250

Profil

Plan



- Vi har deretter igjen kalkfyllitt
- Dersom den andre lederen som er indikert er utholdende mot dypet, påtreffes denne sannsynligvis på ca.80m.

Det er sannsynligvis liten vits i å bore dypere enn 100m.

Sist, men ikke minst bør man ta hensyn til den svake gravimetriske anomalien langs 1200X. Et 100m langt borhull satt ned i retning 125^g og med 70^g stupning i området rundt 1200X-900Y burde gi svar på årsaken til anomalien (BH8 på fig.64).

Det bør nevnes at man i området har ganske bratt terreng, slik at man kan få visse praktiske problemer med plassering av borerigg. Derimot har man på alle angitte lokaliteter lett tilgang på vann fra bekker og elver i nærheten.

Til slutt settes opp en prioritert rekkefølge av borhull:

- | | |
|--------|--------|
| 1) BH5 | 5) BH3 |
| 2) BH2 | 6) BH6 |
| 3) BH7 | 7) BH4 |
| 4) BH8 | 8) BH1 |

5.5 FORSLAG TIL VIDERE UNDERSØKELSER

Det antas at de fleste områder med mineralisering er indikert ved målingene, selv om målinger av rekognoserende art muligens burde vært utført i retning NØ (VLF og SP). Det mest interessante er allikevel å få et bedre innblikk i hva som befinner seg på dypet i området. Det er også mulig at interessant mineralisering kan ligge i kalkfyllitt som stikker under kvartsitten og andre bergartsenheter.

Et merkelig fenomen som framkom fra målingene utført sommeren 1984, er den høye bakgrunns-IP-effekten man har i området som ble målt med denne metoden. Det ville da være interessant å finne ut om dette kan skyldes en leder på dypet.

Det ville også være interessant å måle geofysikk i de borhull man eventuelt setter i området.

- Problemet med høyt bakgrunnsnivå på IP-effekten: Dersom årsaken til dette er en leder på dypet (neppe sannsynlig pga. områdets store utstrekning), kan det være mulig å få gode resultater ved å benytte EM-dybdesonderinger i området. Ved suksessivt å måle på lavere frekvenser, vil EM-bølgene trenge dypere ned i jorda, og man vil få respons fra stadig større dyp. Man skal allikevel være klar over at man ikke har høyt bakgrunnsnivå på ledningsevnen, og man må ha sammenhengende ledere for å få respons ved EM-dybdesonderinger. Man har i denne forbindelse mange mulige lokaliteter for målingene. Interessante områder (områder med spesielt høyt og konstant bakgrunnsnivå) er rundt 1000X-0Y, 600X-300Y, 750X-÷100Y.

EM-dybdesonderinger i ett eller flere av disse punktene vil kanskje gi svar på årsaken til den høye bakgrunns-IP-effekten.

- I området NØ for målefeltet som til nå er undersøkt, er det utført få målinger. Kalkfyllitten, den mineraliserings-favorable enheten, fortsetter inn i dette området. Indikasjonene fra ledningsevne og IP fortsetter også inn i dette området. Det foreslås derfor rekognoserende målemetoder som VLF og SP utført her.

- Målinger i borhull: I dette tilfellet forutsettes det ofte at geologiske borhullsdata foreligger. Jeg vil allikevel foreslå noen metoder som ofte anvendes ved målinger i borhull. En metode som kan anvendes er måling av variasjoner i IP-effekt og ledningsevne med dypet. Dette kan for eksempel

utføres med pol-pol elektrodeutlegg.

En metode som man sannsynligvis kan få stort utbytte av når det gjelder informasjon om malmen og dens beliggenhet i området rundt borhullet, er provosert potensial (PP). Metoden går ut på å sende strøm mellom to elektroder på overflaten, og måle potensialet nedover i borhullet. Resultatene man kan få ut av en slik undersøkelse skal kort nevnes.

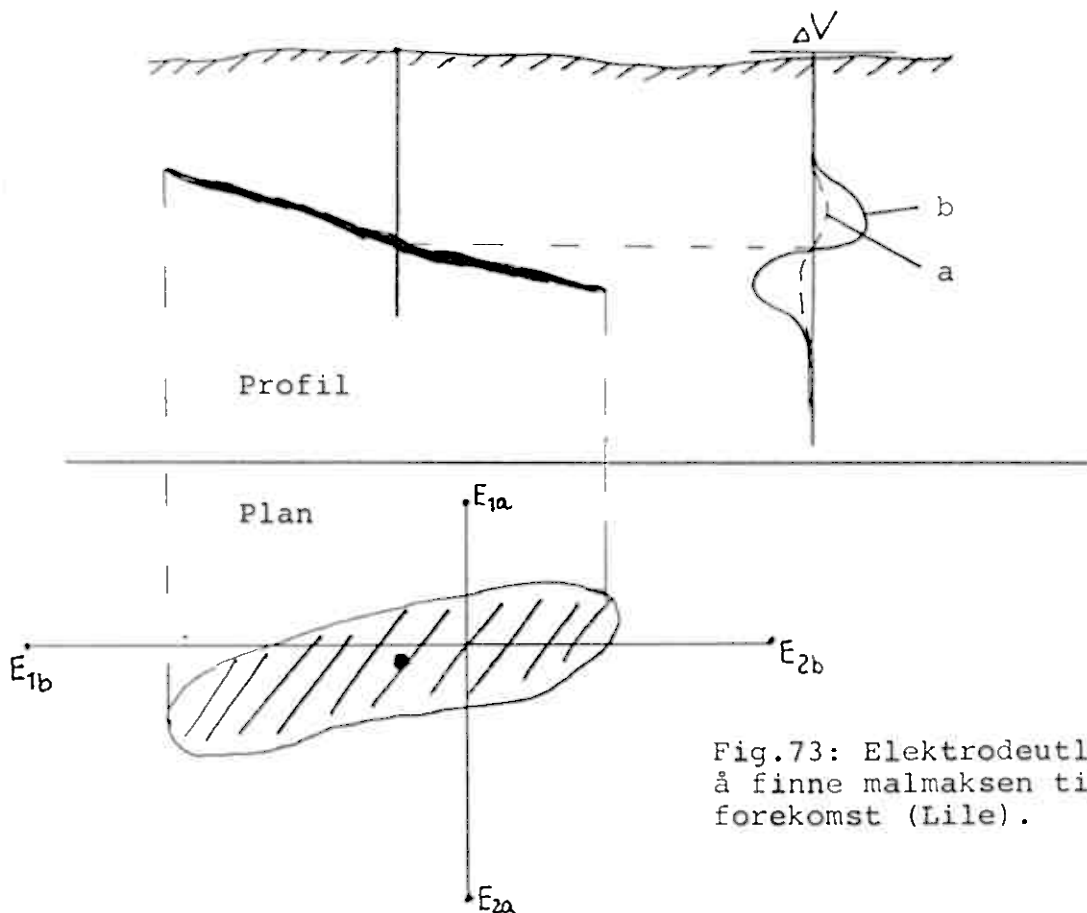


Fig.73: Elektrodeutlegg for å finne malmaksen til en forekomst (Lile).

Vi antar at man ved boring har truffet en sone med massiv mineralisering, og vil finne ut hvordan malmen ligger i et plan, se fig.73. Man kan da først sette opp et strømelektrodeutlegg i en bestemt retning nær malmen, og måle potensialet nedover i borhullet (jeg er klar over at dette punktet burde vært nevnt under teoridelen). Deretter kan man sette opp et strømelektrodeutlegg vinkelrett på det første og måle potensialet på nytt. Storparten av strømmen vil gå langs malmaksen. Vi har:

$$E = - \frac{\Delta V}{a} = \frac{j}{\sigma}$$

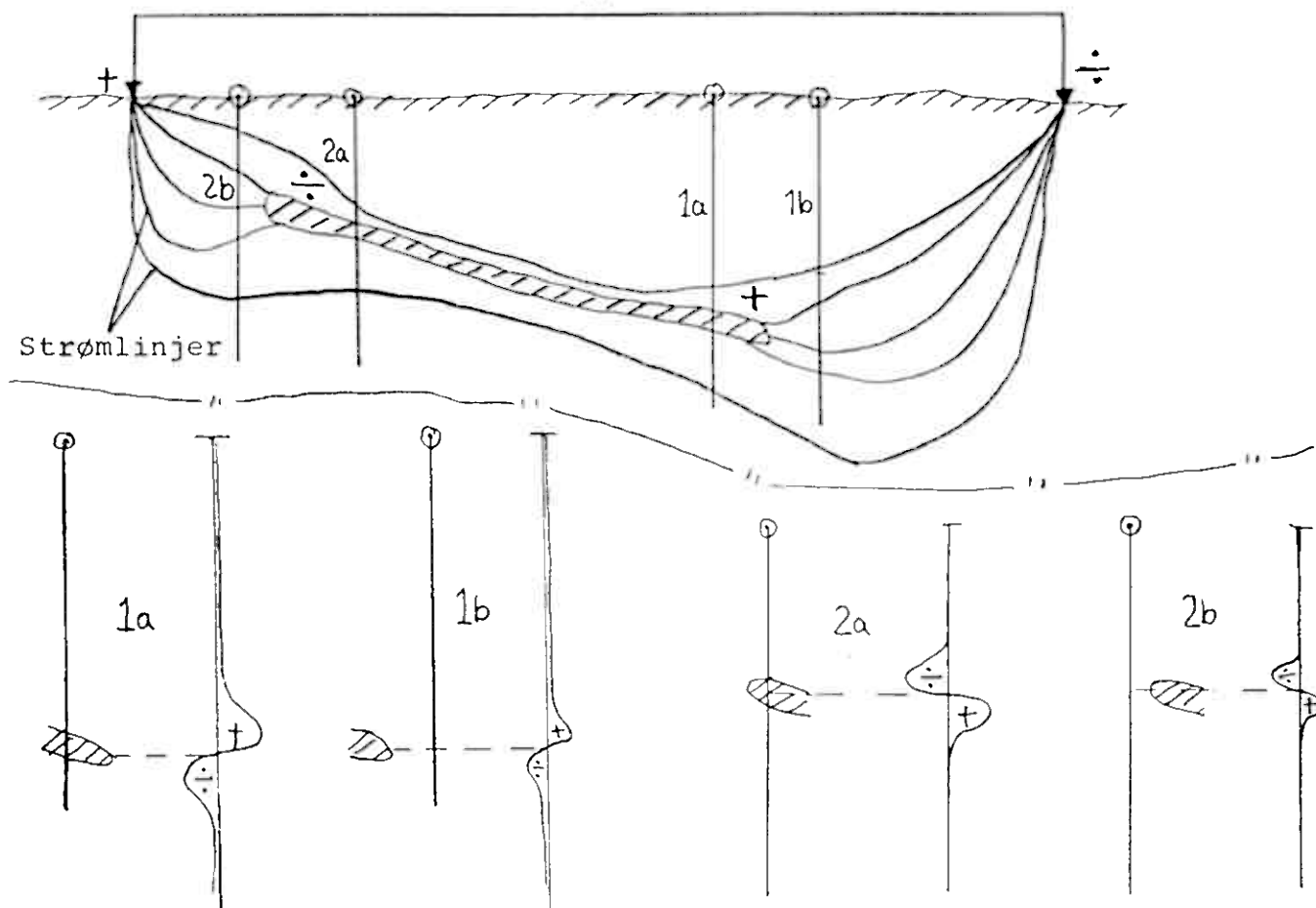


Fig.74: Potensialbilder når borhullet er plassert på forskjellige steder rundt og på malmen (Lile).

Man vil derfor måle størst potensialforskjell rundt malmen for det elektrodeutlegg som har størst lengdekomponent av strøm-utlegget langs malmaksen (se fig.73). Dette fordi "j" i ligningen på forrige side er størst langs malmaksen (som igjen medfører at ΔV blir størst der). Man kan dermed kvalitativt si noe om malmaksens retning i forhold til de to strømelektrodeutleggene.

PP-metoden har allikevel sin store styrke dersom man har boret på en malm. Den kan også benyttes dersom malmen er truffet med et borhull og man vil vite hvordan borhullet ligger i forhold til sentrum av malmen. Malmen blir polarisert elektrisk av den påtrykte strømmen (se fig.74). Vi tar for oss tilfellene 1a, 1b, 2a og 2b i figuren og ser på hvordan potensialforskjellen som måles i disse borhullene ser ut. Dette er vist kvalitativt i figuren over.

PP kan derfor gi oss en del informasjon om malmens beliggenhet i undergrunnen.

Av andre borhullsmålinger som kan tenkes anvendt, er CP-målinger. Man jorder da en strømelektrode i påtruffet kis i

borhullet, og kartlegger potensialet på overflaten.

Det kunne vært interessant å røske på enkelte av indikasjonene framkommet ved målingene i delområde IV, men dette er tidligere forsøkt på grunnlag av VLF-indikasjoner og uten hell (urøskbare lokaliteter). Ellers er ikke direkte observasjoner tilgjengelige i dette området.

5.6 ANVENDBARHET AV DE FORSKJELLIGE MÅLEMETODER I FELTET

Følgende geofysiske målemetoder ble anvendt i interesseområdet for målingene:

- CP
- IP
- Ledningsevne
- VLF
- SP
- Gravimetri
- Magnetometri
- Dobbel Wenner dybdesonderinger
- Schlumberger dybdesondering
- Apex

1) CP: Denne metoden gav best bilde av strukturen (forløpet av utgående) til kishorisontene det ble jordet i. De tre kishorisonters struktur og lengdedimensjon kommer godt fram på konturkartene tegnet i bilag 4, 5 og 6. En annen fordel med metoden var at man visste at årsaken til CP-bildet var økonomisk interessante mineraler, på grunnlag av de direkte observasjoner i jordingspunktene. Metoden var også til hjelp når det gjaldt å finne ledere i nærheten av kishorisonten det ble jordet i, fordi potensialkurvene flatet ut (fikk plutselig mindre fall) over lederene, samt at man så uregelmessigheter på konturkartenes ekvipotensialkurver. Når det gjaldt lokalisering av utgående ble det antatt at denne var rett under max. potensial på CP-kurvene der man ikke hadde SP-indikasjoner. Metoden gav også fallretning på jordingskisen dersom ingen ledere i nærheten påvirket kurveforløpet (på grunnlag av asymmetri i kurveformen).

På grunnlag av karakteristiske verdier i forbindelse med CP-målinger i jording II fikk man et overslag på størrelsen av kishorisonten i jording II. En slik størrelsesberegning

var unik for denne metoden. Det flate fallet var den vesentlige årsak til at det var lite forsvarlig å forsøke å få et estimat av størrelsen på de to andre jordingskisene på grunnlag av måledata.

Alle jordinger ble foretatt i utgående av kishorisonter, slik at man hadde små muligheter til å se hvordan kishorisontene gikk på dypet på grunnlag av potensialbildet, selv om man i to tilfeller kunne påstå at kisen hadde draging i felt.

En viktig årsak til metodens anvendbarhet i felt var sannsynligvis den store ledningsevnekontrasten til sideberget (kisen hadde rundt 1000x bedre ledningsevne enn sideberget).

2) IP: Denne metoden ble brukt i den delen av interesseområdet som ikke hadde tilgjengelige jordingspunkter for CP. Metoden var god til plassering av disseminerte og massive mineraliseringsstrukturer. En årsak til at strukturen av og til kunne være vanskelig å følge, var kanskje at profilavstanden var for stor til sammenknytning av profiler (profilavstanden var 100m). På grunn av den store strømelektrodeavstanden gikk strømmene ganske dypt, slik at ikke bare overflatenære strukturer gav seg til kjenne på konturkartet for IP.

Det ble i felt antatt at der ledningsevne, σ_a , og IP gav samme plassering av anomali, hadde vi utgående av ledende mineralisering (se fig.62). Der den ledende sonen ikke hadde utgående, fikk man IP-anomali og σ_a -anomali forskøvet i forhold til hverandre som angitt på figur 62.

Ved konturering av IP-effekt fikk man godt fram (kvalitativt) fallretningen på den geologiske årsak til IP-effekten; det var tettere mellom konturlinjene på liggsiden enn på hengsiden av mineraliseringen. Man hadde ingen mulighet til å finne den geologiske årsak til IP-anomaliene man fikk i området på grunn av den lave blotningsgraden.

3) Ledningsevne: Ledningsevнемålinger ble foretatt i samband med IP-målingene. Nyttet av disse målingene var å påvise og kartlegge områder med god ledningsevne (fortrinnsvis massiv kis). Målingene ble i stor grad benyttet kun som et supplement til IP-målingene for mer korrekt å plassere den geologiske årsak til anomalien (antok max. ledningsevne rett over massiv mineralisering), selv om det ble påvist

ledere uten tilknytning til IP-anomali. Forskyvningen mellom σ_a - og IP-anomali når det gjelder plassering er tidligere nevnt. σ_a -konturkartet viste godt strukturen på ledere i bakken. Retningen på lederes fall kom ikke fram fra konturkartene.

4) VLF: Vurderingen av denne metodens anvendbarhet skjer for det meste på grunnlag av tidligere utførte målinger som dekker hele interesseområdet. VLF-resultatene ble for en stor del benyttet som supplement til de elektriske målingene. Sammenlignet man plassering av indikasjoner på utgående av leder ved VLF med utgående funnet ved bl.a. CP, SP og direkte observasjoner, fant man ut at VLF ikke var godt egnet til å plassere utgående av leder. Det man i mange tilfeller la merke til var at VLF-indikasjonens plassering var avhengig av lederens fall (se fig.75), slik at indika-

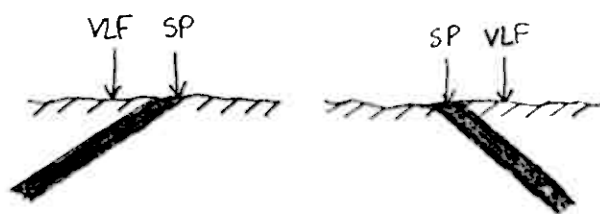


Fig.75: VLF-indikasjonens plassering i forhold til leder.

sjonen ofte kom et stykke (0-25m) inn på hengsiden av lederen.

Derimot fikk man en viss klassifikasjon av ledere ved form og størrelse på anomalikurven. For lange og grunne ledere fikk man meget kraftige amplituder (stedvis $|\theta| > 60^\circ$). Over ledere med (kvalitativt) god ledningsevne hadde Re-

og Im-komponentene motsatt forløp, slik at det ble lettere å trekke linjer mellom profilenes anomaliindikasjoner. En indikasjon på lederes komponent av fallet langs profilretningen fikk man ved at anomalikurven hadde større amplitude på liggsiden av lederen enn på hengsiden. En meget viktig egenskap ved VLF-metoden så ut til å være at enkelte bergartsgrenser gav svake anomalier som ikke var ledsaget av anomalier ved andre metoder. Usikre grenser på geologisk kartlagte enheter kunne derfor bli plassert mer sikkert på grunnlag av VLF.

En begrensning på metodens anvendbarhet i felt var at man

tidligere hadde vanskeligheter med å få nøyaktige avlesninger ved utførelse av målingene. En årsak som ble foreslått var skyggevirksomheter fra fjellene rundt, men dette synes lite sannsynlig i og med at VLF-bølgene er meget lange (10km-20km). Det ble dessverre ikke funnet noen god forklaring på hvorfor man hadde vanskeligheter med målingene.

5) SP: Den viktigste egenskap ved SP-metoden var at den gav anomali rett over utgående av ledende soner, og derfor ble SP benyttet til nøyaktig å plassere utgående av ledende horisont. Metoden var derimot temmelig usikker ved at den ikke alltid gav anomali over ledere påvist ved andre metoder. Metoden ble derfor underordnet CP, IP og ledningsevne når det gjaldt sammenknytning av de ledende strukturer. I områder med myr og overganger mellom forskjellige vegetasjonstyper ble det ikke tatt særlig hensyn til små SP-anomalier som ikke var ledsaget av indikasjoner fra andre målemetoder, fordi SP ofte gir anomalier i slike tilfeller. SP-metoden ble i ett tilfelle benyttet til bergartskartlegging, der metoden gav respons på grafitteholdig, mørk fyllitt. Et annet anvendelsesområde for SP-metoden var fallbestemmelser. På grunn av det flate fallet i området så man meget ofte at der man hadde SP-anomali var lederens hengside indikert ved at SP-kurven var brattere over denne siden enn over liggsiden, samt at SP-kurven hadde en positiv hale over hengsiden. Enkelte kraftige SP-anomalier på noen profiler var ikke indikert ved andre metoder eller på nærliggende profiler, og dette ble tolket som kun lokale, godt ledende oppkonsentrasjoner av sulfider eller grafitt.

6) Gravimetri: Metoden ble først og fremst benyttet i et profil for å undersøke om kisen i området var stor nok til å gi tyngdeanomali. Dette spørsmålet står etter tolkningen fortsatt ubesvart, men en rekke alternativer ble satt opp på grunnlag av en svak tyngdeanomali i det målte profilet (alternativer angående årsaken til anomalien). En konklusjon på metodens anvendbarhet til å detektere malm i området kan ikke gis før diamantboringer er satt i verk i området.

7) Magnetometri: Målinger av denne type gav ingen informasjon om mineralisering. Ingen av de profiler som har blitt målt gav anomale verdier ved målinger av jordas totalfelt.

Dette ble bekreftet ved måling av magnetisk susceptibilitet på håndstykker. Alle målinger utført på håndstykker fra feltet gav meget lave verdier for induert magnetisme. Sannsynligvis lå alle verdier innenfor usikkerhetsgrensen for det benyttede protonmagnetometer i felt ($\pm 10\%$). Det ble ellers ikke funnet noen sammenheng mellom magnetkisinnhold (fra mikroskopering) og magnetisk susceptibilitet. Det er derfor trolig at spor av magnetitt har avgjørende betydning for de verdier man fikk. Konklusjonen blir at magnetiske målinger utført med protonmagnetometer med $\pm 10\%$'s nøyaktighet ikke var egnet til bruk i feltet. Metoden var ikke anvendbar.

8) Dobbelt Wenner dybdesonderinger: Disse målingene ble utført med BGS-kabel i den hensikt å forsøke å få et bilde av hvordan kishorisontene i området gikk på dypet. Ved anvendelse av målemetoden så man (på grunnlag av målinger med 5 elektrodekonfigurasjoner) at målingene var gjenstand for store laterale feil, på grunn av den stadig skiftende strøketretningen i området. Tolkningen av sonderingene ble derfor noe usikker, og bildet ble sannsynligvis noe forenklet, da det kun ble skilt mellom overdekke, kalkfyllitt og massiv kis. Anvendelsen av sonderingene var derfor noe tvilsom. De beste resultater ble oppnådd i de dybdeprofiler der massiv kis (sannsynligvis) ble påtruffet. Resultater fra måling av spesifikk motstand på kisprøver ble benyttet i kombinasjon med dybdesonderingene, slik at man grovt fant tykkelsen på kisen. Dyp ned til kis ble også funnet fra dybdesonderingskurvene. Spesifikk motstand i fyllitten ble funnet, til bruk i størrelsesberegning av kisen i jording II. De laterale inhomogeniteter satte en begrensning på anvendbarheten av metoden i felt.

9) Schlumberger dybdesonderingsprofil: Metoden ble brukt til å finne årsaken til høyt bakgrunnsnivå for IP i området. Man løste ett problem med metoden; nemlig at IP-effekten ikke skyldtes den kalkrike fyllitten i området, men sannsynligvis materiale på dypet med impregnasjonsmineralisering.

10) APEX: Anvendelsen av målinger med APEX-instrumentet begrenset seg til lokalisering av utgående av ledende horisonter. Til dette formål var metoden godt egnet i feltet.

6. DISKUSJON

En del av resultatene er diskutert tidligere (under resultater) der det syntes naturlig. Tar først for meg usikkerheter i tilknytning til de metoder som ble benyttet til kartlegging av overflatenære strukturer.

- Den viktigste usikkerhet ved plassering av geologiske strukturer som gir respons ved de forskjellige målemetoder, er målepunktavstanden. På grunn av at man må interpolere mellom måleverdier vil ofte geologiske årsaker til anomalier plasseres litt feil. I tillegg vil man kunne "miste" små ledende soner på grunn av for stor målepunktavstand. Man får også en utjevning av målekurven ved stor målepunktavstand (glatt-
ing).

En del små VLF-anomalier er antatt å skyldes bergartsgrenser som gir respons (spesielt i delområdene III og IV). Dette har man ikke direkte bevis for annet enn i de områder der de kartlagte geologiske grenser er heltrukket. De svake anomalier kan derfor ha andre årsaker (f.eks. sprekkesoner eller grunnvannsstrømninger).

På grunn av at man i områdene III og IV har mye overdekke, er det mulig at geologiske enheter som er til stede ikke er observert i dette området. Dette kan være av avgjørende betydning, fordi man i område I og II har påvist og kartlagt en grafittholdig, mørk fyllitt som er en meget god leder. Man kan derfor ikke se bort fra at noen av de indikerte ledende sonene man har i områdene III og IV kan skyldes tilstedeværelsen av den mørke fyllitten, som på grunn av sitt grafittinnhold vil gi utslag på ledningsevne- og IP-målinger. Dette gjelder også dersom den mørke fyllitten finnes på dypet i området (strømmene går dypt ved det anvendte elektrodeutlegg for σ_a - og IP-målingene). Det er derfor sannsynlig at noen av de godt ledende sonene som er påvist i område III og IV skyldes mørk fyllitt, spesielt i områder nær andre kartlagte bergartsgrenser.

Resultatene framkommet fra de vertikale elektriske sonderinger er delvis diskutert tidligere. I tillegg bør det nevnes at en effekt av de betydelige Offset-feil ved bruk av BGS-kabelen, er at mindre lag innen kalkfyllitt-enheten ikke

sees. På grunn av disse feilene må modellene forenkles betydelig, og det kan for eksempel være tilfelle at punkter på målekurven som tolkes som støypunkter, i virkeligheten kan representere lag med spesifikk motstand forskjellig fra kalkfyllitten, og med liten mektighet.

Ved beregning av størrelse på kishorisont i jording II fra CP-målingene er det mange usikkerhetsmomenter. Den største usikkerhet er hvorvidt lederen mellom jordingskis I og II er lang nok til å gi uniform strømtetthet mellom denne og jording II. Vi har allikevel innvirkning fra kisen i jording I som også vil suge mye strøm til seg. Avstanden mellom jordingskis og leder som trekker strømmen til seg blir da litt større enn den som er benyttet i beregningen.

Ved kvalitativt anslag på størrelse av jordingskis I og III ble oppladingspotensialet på disse kisene sammenlignet med oppladingspotensialet på Joma-forekomsten. Det er derimot ikke grunnlag for en slik sammenligning dersom motstanden i sideberget er svært forskjellig for de to forekomstene.

Også de gravimetriske resultater er delvis diskutert under resultater. I tillegg nevnes at ved modellering av malm som årsak til den gravimetrisk anomalien, ble det benyttet en spesifikk vekt på malmen på 3500kg/m^3 , mens man i laboratoriet målte en spesifikk vekt på 3200kg/m^3 . Den sistnevnte verdien vil gi en mye større masse for å forklare den gravimetrisk anomalien. Dette er enda en årsak til at det ansees meget lite sannsynlig at den gravimetrisk anomalien skyldes malm, men heller en gabbrointrusjon på dypet. Det må videre nevnes at valg av 0-nivå for det gravimetrisk profilet er av stor betydning. Det gravimetrisk profilet burde derfor vært målt mye lengre i begge retninger for å få et bedre inntrykk av det regionale nivå i området.

7. KONKLUSJON

- Kartlegging av sideberget ved geofysikk: De anvendte måle-metoder i feltet ble først og fremst benyttet for å påvise og kartlegge ledende kishorisonter i området. I tillegg kunne man ut fra metodene kartlegge en mørk, grafittholdig fyllitt i et område der denne var påvist ved tidligere utført geologisk kartlegging. VLF-metoden gav også svak respons på enkelte andre bergarter.

- Kartlegging og økonomisk vurdering av de tre jordingskisene: Det ble jordet i 3 kishorisonter i området, og deres økonomiske potensial skal vurderes.

I alle 3 kishorisonter er det påvist interessante mineraliseringer (kobberkis og sinkblende, med forholdsvis høye ge-halter i de mest anrikete prøver). Alle 3 jordingskiser ble påvist ved de elektriske metoder, men ble best kartlagt ved CP-metoden. Ved å kombinere resultater fra måling av spesifikk motstand på kisprøver i laboratoriet og dybde-sonderinger i området nær jordingskisene, fikk man det resultat at en sannsynlig gjennomsnittlig tykkelse på de massive kishorisontene i området er rundt 20cm-25cm. Ingen sulfid-mineralisering med denne tykkelsen er økonomisk interessant, men man vet lite om hvordan kisens mektighet og mineralogi varierer mot dypet.

Ved bruk av størrelsesberegningsmetoder for kis i jording II, kom man fram til en sannsynlig masse for kisen på rundt 4000 tonn (estimatet kan være gjenstand for flere hundre prosent feil), en masse som er helt økonomisk uinteressant.

Det som gjør jordingskisene I og III interessante, er det lave oppladingspotensialet man målte på disse. Jordingskis I antas allikevel å være økonomisk uinteressant pga. at den er meget utholdende i lengderetningen (og sannsynligvis mot dypet) og har derfor massen fordelt over et stort område. Mineraliseringen i jordingskis III er den mest interessante i området. Denne bør undersøkes nærmere (fortrinnsvis boringer) slik at det økonomiske potensialet kan bli klarlagt.

Et helt annet bilde av mineraliser-
ingens størrelse fikk vi ved tolkning av gravimetrisk profil målt over et av feltets interessante områder. Her ble det

modellert kismalmer på til sammen over 10 mill.tonn. Det blir ikke lagt særlig vekt på dette optimistiske overslaget på grunn av alle usikkerhetsmomenter i tilknytning til tolkningen og den gravimetriske anomaliens årsak. Resultatet bør allikevel være en kilde til videre undersøkelser her.

- Andre ledere i området: Når det gjelder en vurdering av ledere framkommet ved målinger i det området som ble dekket av σ_a - og IP-målinger har man ingen mulighet til å gjøre dette. Man vet ikke en gang hva anomaliene i dette området skyldes (grafittholdig fyllitt eller sulfidmineralisering?).

- Boringer: Som en konklusjon på hvor det antas at områdets mest interessante mineraliseringssoner befinner seg, kan man si at dersom tre borhull skal settes i området (pers.med. fra interessant), bør disse settes med følgende formål:

- Å treffe jordingskis III der denne antas å være på det mektigste
- Å treffe både jordingskis I og II med ett borhull
- Å treffe mulig interessant mineralisering i området rundt 400X-500X, 0Y på grunnlag av IP- og σ_a -indikasjoner

Det anbefales allikevel kun å bore for å treffe jordingskis III (ett borhull).

- Forslag til videre undersøkelser: I store deler av området som ble dekket med IP-målinger hadde man et meget høyt bakgrunnsnivå for IP-effekten. Problemet tenkes løst ved EM-dybdesonderinger i området.

Enkelte høye verdier for σ_a og IP fortsetter sannsynligvis ut av måleområdet mot NØ. Videre rekognoserende geofysiske undersøkelser foreslås her (VLF og SP).

Målinger i borhull (IP, σ_a og PP) bør foretas dersom boringer blir utført i området.

Dersom egnete røskelokaliteter finnes nær de geofysiske indikasjoner på tolkningskartene, bør røsking foretas.

- Anvendbarhet av metoder i felt: Som en konklusjon på hvor godt de forskjellige målemetodene egnet seg til kartlegging av ledere i feltet, kan følgende nevnes:

CP-metoden gav klart best resultat ved kartlegging av kishorisontenes struktur og utstrekning, og gav nyttig informasjon angående størrelsen på jordingskis II.

IP og σ_a gav best bilde av struktur på ledere i de områder som ikke ble dekket av CP-metoden. IP var godt egnet til bestemmelse av fallretning.

VLF-metoden var godt egnet til kvalitativt å bedømme lednings-
evne på ledere, men var lite egnet til nøyaktig plassering
av lederes utgående. Enkelte bergartsgrenser ble indikert
ved VLF.

SP-metoden gav mest nøyaktig plassering av lederes utgående
av samtlige metoder, men gav ikke alltid anomali over utgående.
Fallbestemmelser ble med hell foretatt på grunnlag av SP-
målinger.

Magnetometri-metoden var ikke anvendbar i feltet.

Gravimetri-metodens betydning for bedømmelse av kishorisont-
ers størrelse i området er uavklart.

Dybdesonderingenes informasjon gav sammen med målinger av
spesifikk motstand i laboratoriet et grovt overslag over
tykkelsen på kisen i en del av området.

LITTERATUR

- (1) R.D.Barker: The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable (Geophysical prospecting, No.29, 1981)
- (2) A.E.Beck: Physical principles of exploration methods (1981)
- (3) P.D.Eidsvig & O.Kihle: New methods of interpretation for charged potential measurements (1978)
- (4) D.C.Fraser: Contouring of VLF-EM data (Geophysics, vol.34, No.6, 1969)
- (5) M.Gustavson: Børgefjell, beskrivelse til et berggrunnsgeologisk gradteigskart (NGU, nr.298, 1973)
- (6) P.Kihl: Malmprospektering i området nord for Renselvannet i det nordlige Grongfeltet (upubl. hovedoppgave ved NTH, 1975)
- (7) O.B.Lile: CP, oppladet potensial (avhandling for den tekniske licentiatgrad, 1971)
- (8) O.B.Lile & P.Singsaas: Teori om årsaken til VLF-anomalier og sammenligning av VLF- og Turam-anomalier (1978)
- (9) O.B.Lile: IP (skrevet i forbindelse med forelesninger i Malmgeofysikk I og II, 1980)
- (10) O.B.Lile: Elektriske metoder (1981)
- (11) O.B.Lile: CP (skrevet i forbindelse med forelesninger i Malmgeofysikk I, 1983)
- (12) Ø.Logn: Georekognosering i Renselvann skjerp i forbindelse med Grongprosjektet, 1971 (NGU-rapport nr.1065 obj.85)
- (13) Ø.Logn & B.Bølviken: Self potentials at the Joma pyrite deposit, Norway (Geoexploration, No.12, 1974)
- (14) NGU-rapport 1345, VLF-målinger ved Renselvann og Visletten (1975)
- (15) Chr.Oftedahl: Om Grongkulminasjonen og Grongfeltets skyvedekker (NGU, nr.195, 1955)
- (16) Chr.Oftedahl: Oversikt over Grongfeltets skjerp og malmforekomster (NGU, nr.202, 1958)
- (17) Chr.Oftedahl: Norges geologi (1981)
- (18) D.S.Parasnis: Mining geophysics (1975)
- (19) P.V.Sharma: Choice of configuration for measurement of magnetic moment of a rock specimen with a fluxgate unit (Geoexploration, No.6, 1968)

- (20) Telford, Geldart, Sheriff & Keys: Applied geophysics
(1976)
- (21) Texas Instruments: Operating manual for gravity meter
- (22) I.Aalstad: Kompendium i gravimetri (1970)