



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 1653	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel Bergartstyper, intrusjonsforhold og hydrotermale omvandlinger og mineraliseringer, Røysjø-området, Drammensgranitten.				
Forfatter Trønnes, Reidar		Dato Nov. 1980	Bedrift Norsk Hydro A/S	
Kommune Drammen Sande Svelvik	Fylke Buskerud Vestfold	Bergdistrikt Østlandske	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Fagområde Geologi	Dokument type	Forekomster Røysjø-området		
Råstofftype	Emneord Drammensgranitt			
Sammendrag				

Nr. 5 Arkiv

Reg.
✓

1126/80 F.17.90.00
126/01/02 BV1653

(11)

BERGARTSTYPER, INTRUSJONSFORHOLD
OG HYDROTHERMALE OMVANDLINGER OG
MINERALISERINGER, RØYSJØ-OMRADET,
DRAMMENSGRANITTEN.

Rapport til prospekteringsavdelingen,
Norsk Hydro A/S.

Reidar Trønnes
Geologisk Institutt, NTH.

Trondheim, november 1980.

I N N H O L D S F O R T E G N E L S E

	Side
INNLEDNING	1
GEOLOGISK OVERSIKT	1
Bergartstyper	2
INTRUSJONS- OG DIFFERENSIASJONSFORHOLD	3
HYDROTHERMALE OMVANDLINGER	9
Albittisering	9
Kvarts-serisitt-pyrittomvandling	10
Kvarts-topaz-flusspat-serisittomvandling	11
Leiromvandling	11
Geografisk fordeling av hydrotermale omvandlinger	11
MINERALISERINGER	
Disseminert wolframittmineralisering	12
Kvarts ([±] flusspat)-molybdenglansganger	12
Mineraliseringer med disseminert hematitt, blyglans, sinkblende og manganmineraler	13
RESULTATER FRA DETALJSTUDIER OG GEOFYSISKE MÅLINGER I SÆTERDALEN	14
SLUTTBEMERKNINGER OG KONKLUSJON	
Genetiske forhold	15
Vurdering av interessante områder for videre undersøkelser	17
LITTERATURREFERANSER	19

B I L A G F O R T E G N E L S E

Bilag	I: Geologisk kart Røysjø-området. Målestokk 1:10 000.
Bilag	II: Hydrotermale omvandlinger og mineraliseringer, , Røysjø-området. Målestokk 1:10 000
Bilag	III: Resultater fra geofysiske målinger i Sæterdalen. IIIa-IIIc: Magnetisk totalfelt (protonmagnetometer) IIId-IIIf: Indusert polarisasjon (IP) IIIg-IIIh: Elektrisk motstand (RP) IIIi : VLF-målinger
Bilag	IV. Geological Map NW Part of The Drammen Granite, 1:10000
Bilag	V. Geologisk Kart, Sørumsåsen-Spikkestad, 1:10000
Bilag	VI. Geological Map, Sørumsåsen Area, 1:5000

INNLEDNING:

Under den geologiske kartleggingen i Drammensgranitten i 1978 og 1979 ble det funnet flere interessante hydrotermale omvandlinger og mineraliseringer i den sentrale delen av granittområdet på vestsiden av Drammensfjorden (Trønnes, 1978 og Ihlen, Trønnes and Vokes, 1979). Det mest interessante området faller i hovedtrekk sammen med et 2,5 x 5 km stort område fra Rien-Rød i vest til Sæterdalen i øst med en aplittisk og en mikrokrystallin kvarts-feltspatporfyr.

Porfyrområdet er begrenset av middelskornet toglimmergranitt i nord, øst og sør, grovkornet granitt i sørvest og siluriske marine sedimenter i vest. (Bilag I).

Den kvartære løsmasseoverdekningen er relativt liten, og N-S til NV-SØ-gående bratte åsrygger med mellomliggende dype søkk og daler er dominerende topografiske trekk.

Detaljkartleggingen av den østlige delen av området (Sæterdalen-Vassåsen-Sirisæteråsen) ble utført i 1978 (Trønnes 1978). I 1979 ble det påvist endel nye mineraliseringer omkring Røysjø, og detaljkartleggingen av det vestlige området ble påbegynt. Detaljundersøkelsen av hele området ble fullført ved en 2½ ukes kartlegging i tiden 21.7. - 13.8.1980. M. Martinsen deltok i feltarbeidet 1 uke i 1979 og T. Pedersen deltok 2 uker i 1980. F.M. Vokes og T. Vrålstad har vært med i feltet og gitt verdifulle råd i forbindelse med arbeidet.

GEOLOGISK OVERSIKT.

I det permiske granittkomplekset omkring Drammen kan det utskilles minst 11 ulike bergartstyper som alle har granittisk sammensetning.

Teksturen, hovedsakelig kornstørrelsesfordelingen, er det viktigste kriteriet for å skille mellom granittvariantene, men noen variasjoner i mineralsammensetning forekommer også. (Ihlen, Vokes and Trønnes, 1979).

De fleste granitt-typene ser ut til å representere egne intrusive faser, men variasjon i bergartstype innenfor en og samme intrusjon forekommer også. De ulike intrusive fasene i granittkomplekset må antas å høre til en ko-magmatisk differensiasjonsrekke. Det detaljundersøkte området på vestsiden av Drammensfjorden er på mange måter et nøkkelområde også med hensyn til magmatisk utvikling og intrusjonsforhold i hele granittområdet.

Bergartstyper.

En fullstendig oversikt over bergartstyper og bergartsfordeling i hele granittkomplekset finnes i Ihlen, Trønnes and Vokes 1979.

Følgende granittyper finnes innenfor kartblad Røysjø (K 039, 1:10000 (Bilag I):

Grovkornet, jevnkornet granitt er den mest utbredte bergartstypen i hele granittkomplekset, og omkranser det sentrale området med middelskornet to-glimmer granitt på begge sidene av Drammensfjorden. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen varierer fra 3-5 mm. Selv om bergarten er nokså jevnkornet er det en tendens til at feltspat opptrer med litt større krystaller enn kvarts.

Gjennomsnittlig mineralsammensetning er:

60 % pertittisk alkalifeltspat, 5 % plagioklas og 30 % kvarts. Delvis klorittisert biotitt, jernoksyder og pyritt er de viktigste bimineralene. Titanitt, zirkon, apatitt og flusspat finnes stedvis.

Middels-finkornet to-glimmergranitt finnes i et 60-70 km² stort område på begge sidene av Drammensfjorden. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen varierer fra 1 til 3 mm, og bergarten er ofte svakt kvartsporfyrisk. Hovedmineralene er pertittisk alkalifeltspat (45 %), plagioklas (15 %) og kvarts (40 %), og bergarten er karakterisert ved et svært lavt innhold av spormineraler. Det høye innholdet av plagioklas og kvarts samt tilstedeværelsen av muskovitt er typiske trekk.

Biotitten er som regel helt uomvandlet i denne granitt-typen. Flusspat og topaz er funnet som spormineraler i enkelte prøver.

Aplittisk kvarts-feltspatporfyr opptrer i den østlige delen og utgjør arealmessig ca. 80 % av porfyrområdet. Bergarten er overveiende kvartsporfyrisk med nokså få 1-3 mm store fenokrystaller i en kvarts-feltspatdominert grunn-

masse med kornstørrelse omkring 0,5 mm. Delvis klorittisert biotitt, muskovitt og Fe-Ti-oksyder er de viktigste spormineralene.

Finkornet kvartsporfyrisk to-glimmergranitt med gradvise overganger til aplittporfyr finnes i noen små og uregelmessige områder innenfor feltet med aplittporfyr.

Mikrokrystallin kvarts-feltspatporfyr med en relativt stor mengde (opptil 60 %) 3-5 mm store runde fenokrystaller av pertittisk alkalifeltspat (70 %) og kvarts (30 %) finnes i den vestlige delen av porfyrområdet. Den mikrokrystalline grunnmassen består også av kvarts og alkalifeltspat, men i tillegg til de mest vanlige spormineralene er det også påvist finkornete aggregater av ilmenorutil med høyt Nb-innhold og topaz. Disse mineralene er imidlertid muligens av postmagmatisk, hydrotermal opprinnelse. Særlig topaz opptrer langs små sprekker og årer i bergarten.

INTRUSJONS- OG DIFFERENSIASJONSFORHOLD.

Tolkningen av intrusjonsrekkefølgen i granittkomplekset er først og fremst basert på observerte grenseforhold mellom de ulike granittintrusjonene. Avkjølingskontakter, xenolitter, apofyser og tak-underlag forhold er de viktigste kriteriene under tolkningen. I det detaljundersøkte området på vestsiden av Drammensfjorden er det særlig avkjølingskontaktene og tak-underlag forholdene som har vært avgjørende.

Intrusjonsforholdene stemmer meget bra overens med differensiasjonsforholdene basert på sporelementkjemi for de ulike granittintrusjonene.

Tabell 1 viser de observerte grenseforholdene i området, og profilene i fig. 1 gir et bilde av tak-underlag forhold.

Variasjonen i sporelementinnholdet mellom de ulike intrusjonsfasene viser at det har foregått en markert anrikning av Rb, Nb og F og en uttømming av Sr, Ba, Zr og Ti med økende differensiasjonsgrad. Dette er ledsaget av en økning av normativt kvartsinnhold fra 25 % i den minst differensierte rapakivi-granitten til 40 % i den aplittiske kvarts-feltspatporfyren, og en tilsvarende nedgang i totalt innhold av mørke mineraler (normativt) fra 4 % til 1 %.

(Ihlen et al. 1980, Trønnnes, upubl..)

I fig. 2 er det tatt med et utvalg av de mest karakteristiske sporelementdiagrammene.

Tabell 1: Diagram som viser ulike typer av observerte grenseforhold mellom intrusjonene.

Sidebergart Intrusjon	Aplittporfyr	Finkornet, kvartsporfyrisk granitt	Middelskornet granitt	Mikrokrystallin porfyr	Grovkornet granitt
Diabas- og aplittganger	↑↑	↑↑	↑↑	↑↑	↑↑
Aplittporfyr		↓	○	↑↑ ∩	↑↑ ∩
Finkornet kvartsporfyrisk granitt	↓		↓		
Middelskornet granitt	○	↓		↑↑ △	↑↑ ∩
Mikrokrystallin porfyr					↑↑ ↓
Grovkornet granitt				↓	

↑↑ Avkjølingssoner eller apofyser ved kontakten.

△ Xenolitter av sidebergart.

∩ Sidebergart opptrer som tak for intrusjon.

↓ Gradvis overgang.

○ Oftest skarp grense, men stedvis gradvis overgang.

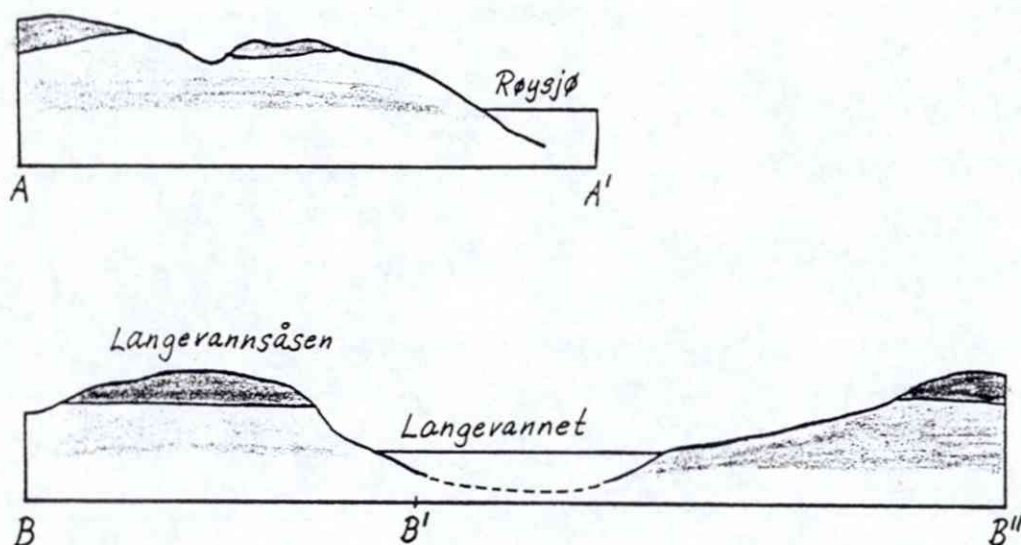


Fig. 1. Profiler som viser tak-underlag-forhold. (Bilag I og II)

-  Grovkornet biotittgranitt
-  Mikrokrystallin kvarts-feltspatporfyr.
-  Aplittisk kvarts-feltspatporfyr.
-  Middelskornet to-glimmergranitt.

De ulike intrusjonene i Drammen granittkompleks har også sine karakteristiske lantanidemønstre, der en sterk anrikning av de letteste (La, Ce Nb) og de tyngste ([Y] , Yb og Lu) elementene er et meget påfallende fellestrekk. (Trønnes, unpubl.) Et slikt mønster er vanskelig å forklare ved differensiasjon ved ren krystallfraksjonering, og stemmer dårlig overens med mønsteret for andre dyperuptiver i Oslofeltet (Neumann, Brunfelt and Finstad, 1977). Mønsteret kan muligens forklares ved en bestemt partiell oppsmelting av gabbro eller skorpebergarter. Det ser forøvrig ut til at økt differensiasjonsgrad innenfor granittkomplekset gir seg utslag i lavere totalt innhold av sjeldne jordarter (særlig de middels tunge) og en overgang fra positiv Eu-anomali i den grovkornete granitten til en negativ anomali i den middelskornete granitten. Dette kan trolig forklares ved en fraksjonert krystallisasjon av mineraler som feltspat, biotitt, zirkon, titanitt og apatitt.

Fig. 2. Sporelementkjemi.

Symboler.

- ▣ Middelskornet to-glimmergranitt
- Aplittisk kvarts-feltspatporfyr
- Mikrokrystallin kvarts-feltspatporfyr
- + Grovkornet biotittgranitt
- ◊ Rapakivigranitt

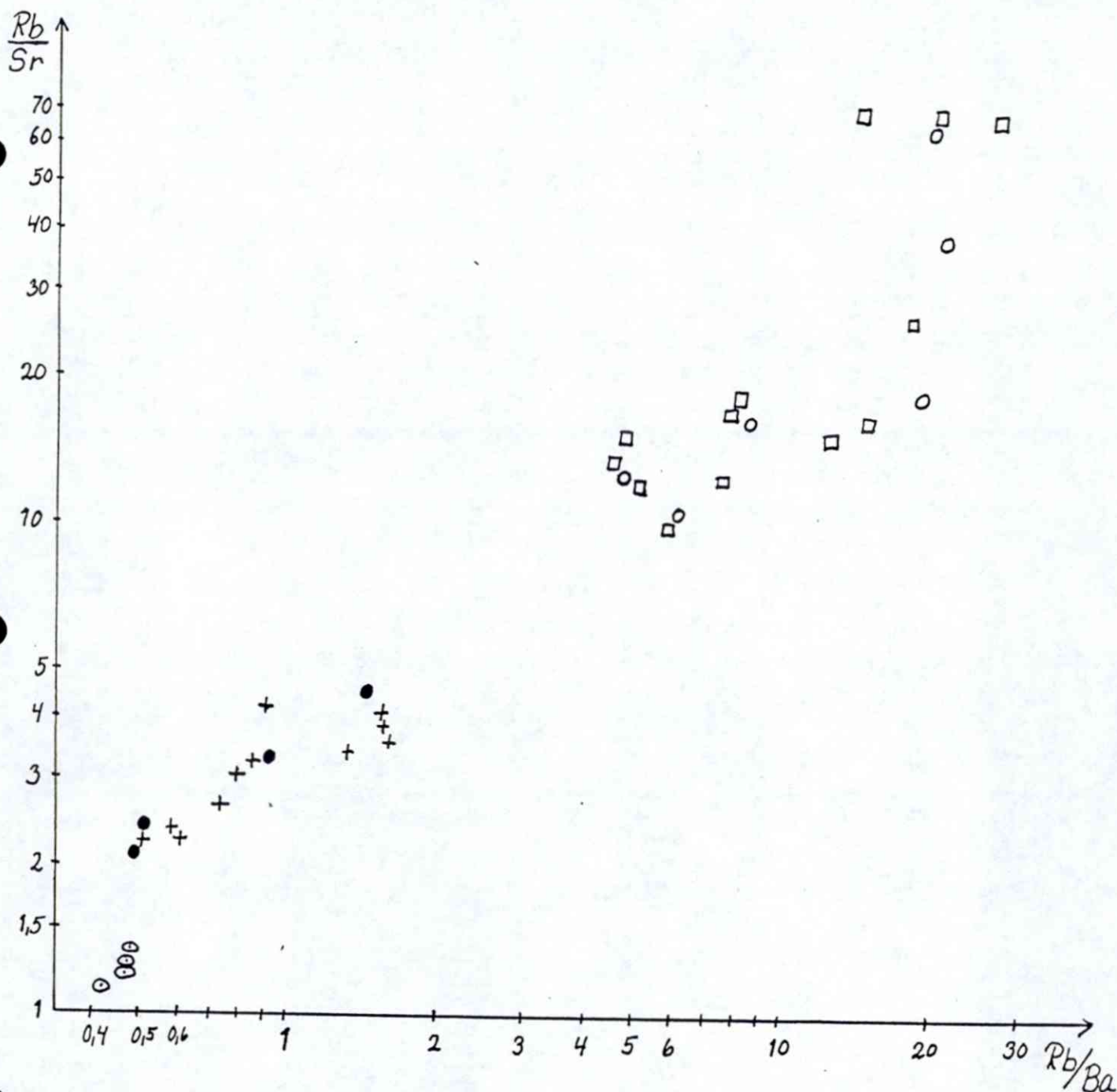


Fig 2a. Forholdet Rb/Sr mot forholdet Rb/Ba

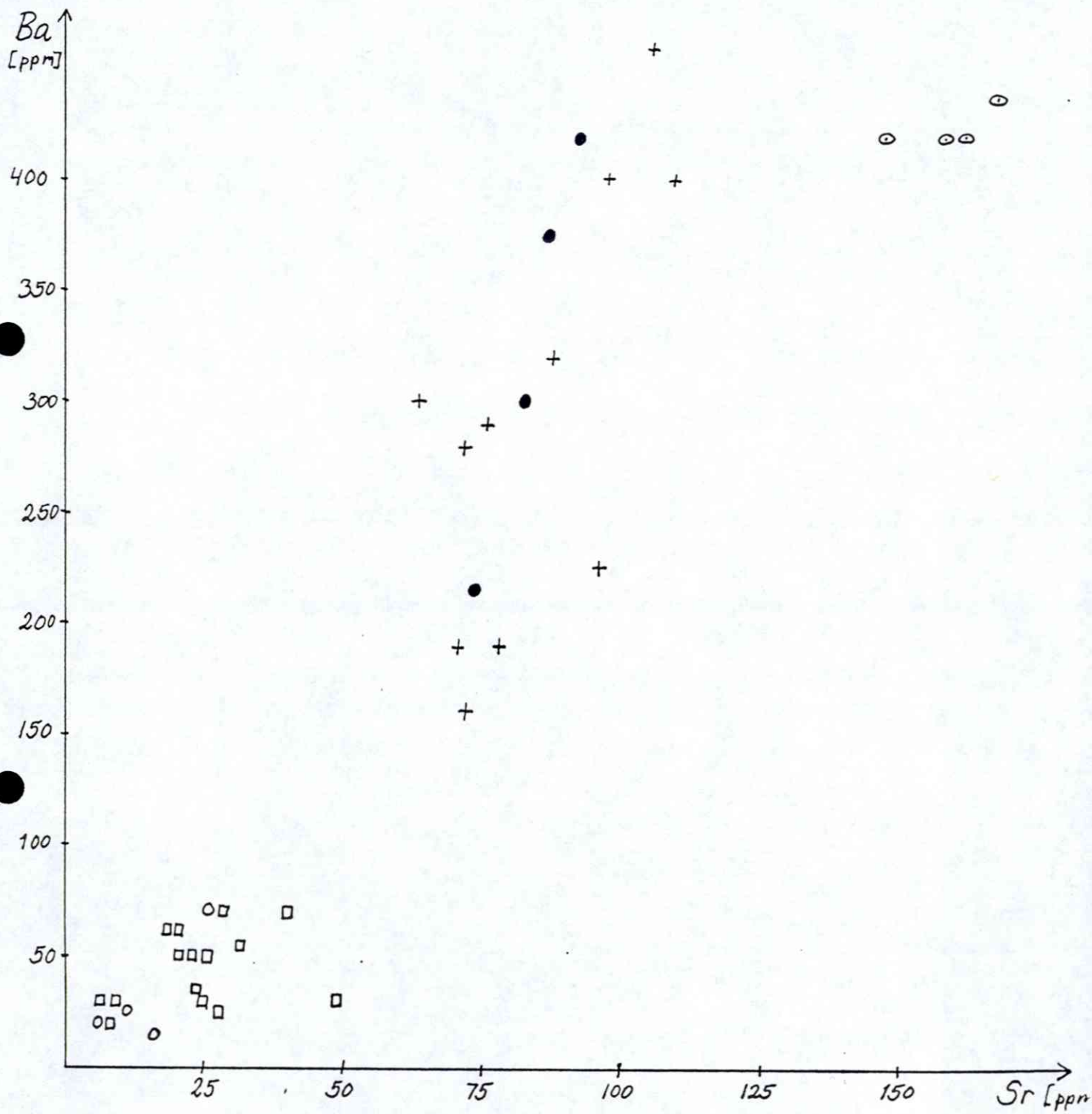


Fig 2b. Ba mot Sr [ppm].

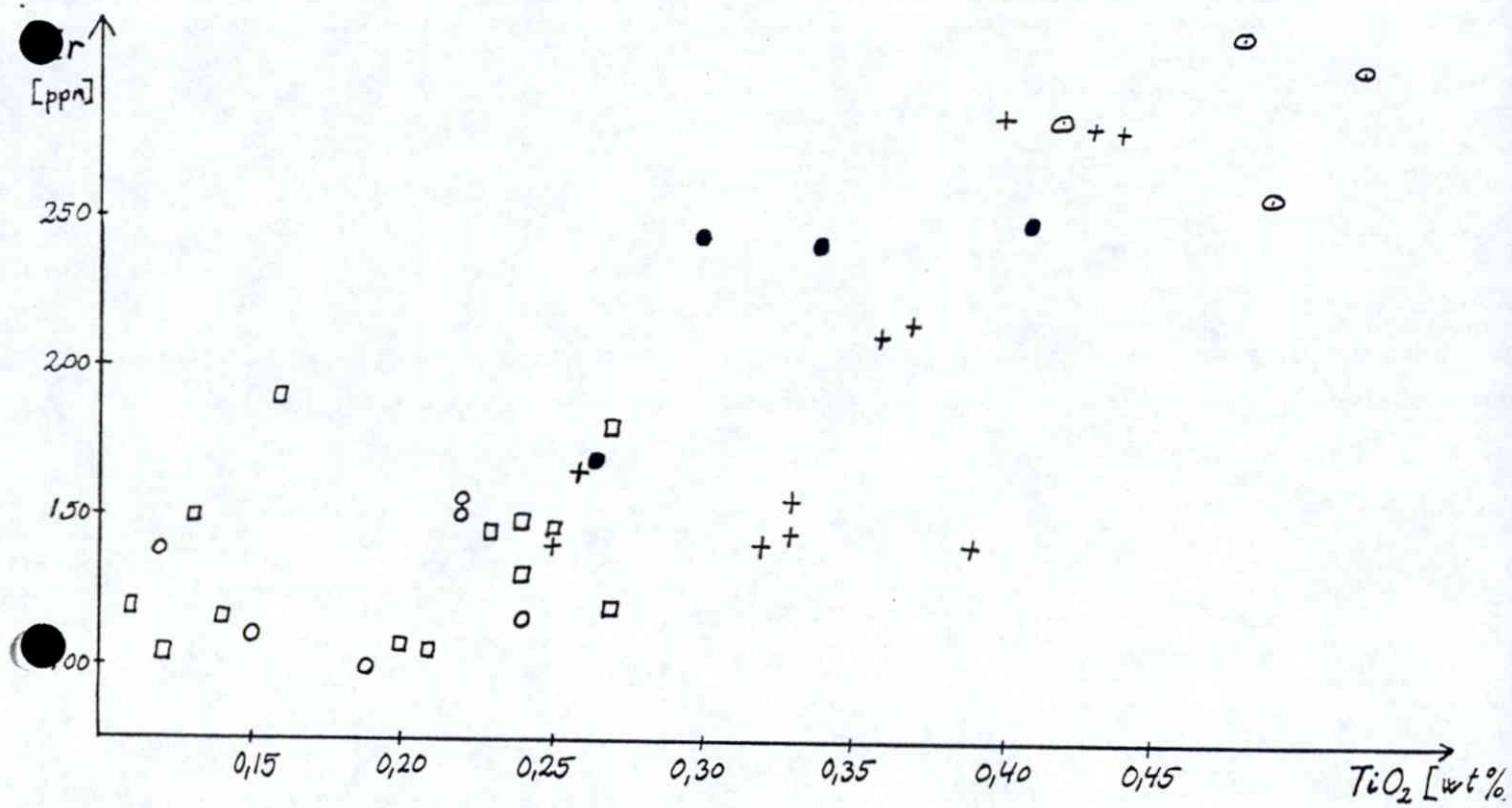


Fig 2c Zr [ppm] mot TiO₂ [wt %]

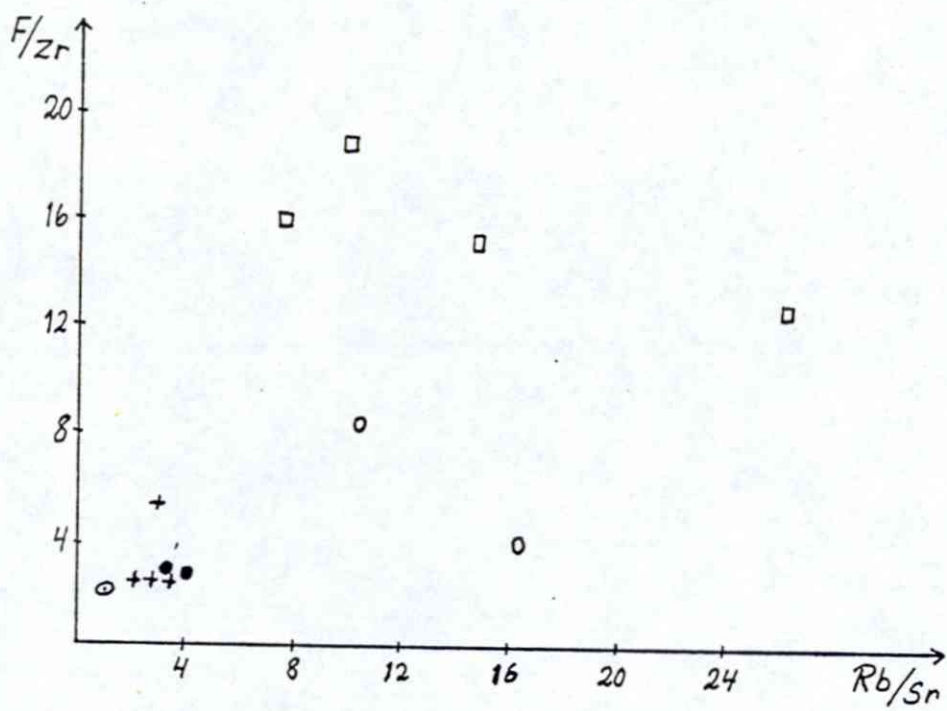


Fig 2d F/Zr mot Rb/Sr

Grensen mellom den middelskornete toglimmergranitten og den aplittiske kvarts-feltspatporfyren er ofte relativt skarp, men gradvise overganger opptrer enkelte steder. Muligheten for at aplittporfyren representerer en fase av granitten dannet under nedsatt krystallvekstforhold som følge av plutselig fall i magmaets volatilietrykk har vært ansett som sannsynlig. En slik prosess kan ha foregått ved rask avgassing av restmagmaet (Gaut, 1975). De to bergartene ser ut til å representere omtrent samme differensiasjonsgrad m.h.t. elementene Rb (anrikning) og Ba, Sr og Zr (uttømming), men mønsteret av lantanideelementer viser en nokså sterk uttømming av særlig de middels tunge elementene (Sm, Eu og Tb) i aplittporfyren i forhold til den middelskornete granitten. (R. Trønnes, unpubl.) Det er derfor litt usikkert om disse bergartene har krystallisert fra det samme magmaet.

Den mikrokrySTALLINE kvarts-feltspatporfyren og særlig den grovkornete biotittgranitten er i følge sporelementkjemien langt mindre differensiert. Grenseforholdene (tabell 1) viser at disse bergartene representerer tidlige intrusjonsfaser i forhold til den middelskornete granitten og aplittporfyren.

HYDROTHERMALE OMVANDLINGER.

Store områder av Drammensgranitten er relativt sterkt preget av sen- og postmagmatisk hydrotermal aktivitet. Dette gir seg uttrykk i hyppig forekommende druserom, mindre kvartsårer og uregelmessige kvarts- og pegmatittutsondringer. Disse forholdene er tydelige både i den sørligste delen av granittkomplekset, hvor druserom er særlig utbredt, og i det sentrale området med middelskornet toglimmergranitt og aplittporfyr som hovedbergarter.

Albittisering er også et meget utbredt fenomen i hele granittkomplekset. I tilsynelatende frisk granitt har det ofte foregått en svak albittiseringsreaksjon ved at partier av den pertittiske alkalifeltspaten (hovedsakelig K-feltspatområder) er erstattet av sjakkbrettalbit. Enkelte steder kan en se minst to faser av albittfortrengning, og mikrosondeanalyser har vist at den siste fortrenningsfasen har det laveste anortittinnholdet. De fleste granittvariantene er karakterisert ved ca. 20 % An-innhold i tidlig krystallisert plagioklas, d.v.s. oligoklas. Fortrenningsalbitten derimot varierer i sammensetning fra An 1,5 % til An 0,1 % med et gjennomsnitt omkring An 0,5 % for de analyserte kornene. Det er sannsynlig at denne delvis albittiserte feltspaten er et produkt av en sen-magmatisk Na-metasomatose.

Innenfor sentralområdet med middelskornet to-glimmergranitt opptrer større uregelmessige områder med en gjennomgripende og trolig post-magmatisk, hydrotermal albittisering. Denne omvandlingen fører til en sterk bleking av den normalt røde alkalifeltspaten, og konsentrasjon av fargestoffet (Fe-oksyder) til enkelte feltspatkrystaller eller egne hematittkrystaller. En slik gjennomgripende albittisering har ført til at den pertittiske alkalifeltspaten er fullstendig fortrenget av sjakkbrettalbit. Omvandlingstypen er hyppigst utviklet i de topografisk laveste delene av området med middelskornet granitt, d.v.s. langs strandsonene på begge sider av Drammensfjorden.

Kvarts-serisitt-pyrittomvandling opptrer som årebundet omvandling (< 1 cm - >5 m tykkelse) spesielt i tilknytning til porfyrområdet på vestsiden av Drammensfjorden, men er også påvist andre steder særlig innenfor området med middelskornet to-glimmergranitt. Omvandlingen har en grønn til lys grå farge som avhenger av forholdet kvarts/muskovitt og kornstørrelsen i omvandlingssonen. Den primære teksturen og mineralsammensetningen i den omvandlete bergarten er i noen grad avgjørende for omvandlingens mineralsammensetning og tekstur. I relativt grove aplittporfyrer blir som regel den opprinnelige teksturen fullstendig utslettet, mens en omvandet mikrokrySTALLIN kvarts-feltspatporfyr i noen grad beholder sin tekstur. I det sistnevnte tilfellet har det ofte foregått en selektiv omvandling ved at grunnmassen har blitt utsatt for en sterkere grad av silisifisering (høyt kvarts/muskovitt-forhold) mens feltspatfenokrySTALLENE har blitt utsatt for en sterkere grad av serisittisering (lavt kvarts/muskovitt-forhold). Kvarts-fenokrySTALLENE er i de fleste tilfeller helt uberørt av omvandlingen. I tillegg til en ganske sterk pyritimpregnasjon i omvandlingssonene finnes også disseminerte Fe-Ti-oksyder, bl.a. ilmenorutil med ca. 1 % Nb-innhold og spor av Ta. Dessuten opptrer wolframitt og molybdenglansimpregnasjon enkelte steder, og flusspat finnes ofte som spormineral.

Omvandlingssonene har ofte en sentral kvarts-pyritåre stedvis også med wolframitt og vismuthglans.

Mikrosondeanalyser har vist at serisitten i de fleste omvandlingssonene er en phengittisk muskovitt.

Kvarts-topaz-flusspat-serisittomvandling (greisen) er påvist i Sæterdalen og langs vestsiden av Røysjø. I Sæterdalsomvandlingen opptrer topaz med serisittomvandling langs sprekker og korngrenser interstitielt til større avrundete kvartskorn. Flusspat finnes bare i aksessoriske mengder. Disseminert pyritt, wolframitt, magnetitt og hematitt er jevnt fordelt i de 1-2 m brede omvandlingssonene. Dessuten finnes sentrale topazårer i en vanlig kvarts-serisitt-pyrittomvandling i dette området.

Ved Røysjø finnes en kvarts-topaz-flusspat-omvandling med jevnt fordelte 3-7 mm store topazkrystaller i en grunnmasse av kvarts og mindre mengder flusspat. Også her er topazkrystallene omvandlet til finkornet serisitt langs sprekker og korngrenser. Pyritt opptrer som vanligste spormineral.

Leiromvandling opptrer hovedsakelig i forbindelse med sprekke- og knusingssoner og utfelte svarte Mn-oksyder er vanlig i forbindelse med denne omvandlingstypen. Både monmorillonitt og kaolinitt er påvist i leiromvandlingene.

Geografisk fordeling av hydrotermale omvandlinger.

Porfyrområdet omkring Røysjø er karakterisert ved en høyere hyppighet av årebundet kvarts-serisitt-pyrittomvandling enn andre områder i Drammensgranitten. Bilag II gir en oversikt over lokaliteter og områder med leir-omvandling og kvarts-serisitt-pyritt- og kvarts-topaz-flusspatomvandling. På dette kartet er det forsøkt å skille ut områder med moderat - høy omvandlingshyppighet (omvandling utgjør 1-10 % av totalt bergartsvolum) og områder med relativt høy omvandlingshyppighet (mer enn 10 % av totalt bergartsvolum) for kvarts-serisitt-pyrittomvandling. En slik klassifisering er nokså subjektiv, men den vil gi en viss indikasjon på fordeling av omvandling og variasjoner i hyppighet og intensitet. Omvandlingen er i hovedsak årebundet, og der orienteringen av årene er fastlagt ved sikre observasjoner, er dette ført på kartet (bilag II). Blotningsforholdene tillater som regel ikke sikre retningsobservasjoner. P.g.a. det småkuperte terrenget i området, er urer og løse blokker de beste stedene for observasjon av omvandlingsfordelingen.

Den østlige delen av porfyrområdet har generelt lav omvandlingshyppighet bortsett fra Sæterdalen-Vassåsen-Sæteråsenområdet. I dalsidene omkring Sæterdalen gruve opptrer et strukturelt bundet nett av parallelle kvarts-serisitt-pyritt- og kvarts-topaz-serisittårer.

I den vestlige delen av porfyrområdet (vest for en linje mellom Norbykupa og Øksnevatna) finnes en høyere omvandlingstetthet i form av spredte forekomster over hele området. Dessuten har enkelte begrensede områder en tetthet som overskrider den nevnte 1 %-grensen. Omvandlingstettheten er størst i enkelte små områder på vestsiden av Rødsåsen, på østsiden av Steinklevåsen (nord for Svartkulp), og langs vestsiden av Røysjø.

MINERALISERINGER.

De viktigste mineraliseringslokalitetene er vist på kartet, bilag II.

Disseminert wolframittmineralisering finnes i minst to parallelle og nesten vertikale 1-2 m brede omvandlingssoner i Sæterdalen (retning ca. 155°) og i en kvarts-serisitt-pyrittomvandling ved Røysjø (like sør for utløpet av Gampedalen). Omvandlingssonen ved Røysjø har dimensjoner som trolig tilsvarer minst 2 m mektighet, men blotningsforholdene gir ikke gode informasjon om orientering og sann tykkelse.

Dessuten opptrer wolframitt på kvarts-pyrittårer med grønn kvarts-serisitt omvandlingsrand like sør for impregnasjonsmineraliseringen ved Røysjø.

Disseminerte, uregelmessige aggregater av ilmenorutil finnes i forbindelse med wolframittmineraliseringene, og er også påvist i andre kvarts-serisitt-pyrittsoner. Semikvantitative mikrosondeanalyser av ilmenorutilen har vist at Nb er tilstede i betydelige mengder (ca. 1 %) og Ta finnes i spormengder.

Spor av vismuthglans er funnet på en kvarts-pyrittåre på vestsiden av Røysjø.

Kvarts ([±] flusspat)-molybdenglansganger opptrer som sene, gjennomsettende årer i forhold til kvarts-serisitt-pyritt- og kvarts-topazomvandlingene. Dette aldersforholdet vises best i Sæterdalen og på Sæteråsen (Henriksens skjerp), men er også observert nord for Tørrfløt.

I den østlige delen av porfyrområdet er molybdenglansførende kvartsårer samt kvarts- og pegmatittutsondringer relativt utbredt, mens denne mineraliserings-typen bare såvidt er påtruffet vest for Norbykollen og Sirisæteråsen. Den mest iøynefallende molybdenglansmineraliseringen opptrer i Sæterdalen, hvor flere parallelle, steiltstående 0,5-3 cm tykke kvarts[±]flusspat-MoS₂-årer over en bredde på ca. 2 m skjærer gjennom de tidlige omvandlingssonene.

Mineraliseringer med disseminert hematitt, blyglans, sinkblende og mangan-mineraler finnes ved Siriseteråsen, Tjæregravåsen (Kjæregravåsen iflg. økonomisk kartverk), Rødsåsen og Snokopp-Fagerliåsen. (Bilag II). I enkelte tilfeller kan relikte porfyrteksturer sees, og dette tyder på en omvandling og mineralisering av en allerede krystallisert bergart. Mineralsammensetningen varierer noe, men felles for alle forekomstene er en kraftig utfelling av sekundære Mn-mineraler på sprekker og overflater. Ved alle de påviste forekomstene er det foretatt skjerpingsarbeider, og relativt betydelige skjæringer er drevet ut.

Ved Sirisæteråsen opptrer relativt kraftig blyglans- og sinkblendeimpregnasjon i en feltspat-pyroksenid-karbonatbergart. Amfibol, epidot, titanitt, flusspat og granat opptrer som bimineraler. Omtrent like mengder med plagioklas og pertittisk alkalifeltspat finnes. Da pyroksenidene opptrer som nok så finkornete og grumsete aggregater sammen med karbonat og andre mineraler er det vanskelig å identifisere disse. Det ser imidlertid ut til at bustamitt og rhodonitt opptrer i størst mengder.

Mineraliseringen ved Tjæregravåsen domineres av disseminert hematitt og Mn-oksyder, men litt blyglans forekommer også. Enkelte deler av denne mineraliseringen opptrer i en delvis silisifisert grunnmasse. Utgangspunktet for omvandlingen og mineraliseringen er både den aplittiske kvarts-feltspatporfyren og den middelskornete granitten. Langs forekomsten er det drevet ut en ca. 130 m lang skjæring fra kote 175 m o.h. til ca. 200 m o.h..

Mineraliseringen ved Snokopp-Fagerliåsen er også hematitt-dominert, men her opptrer litt lys brun sinkblende i tillegg. Den mikrokrySTALLINE porfyren er kvarts-serisitt-omvandlet i forbindelse med mineraliseringen.

Ved Rødsåsen opptrer lys gul sinkblende og litt blyglans både som disseminerte aggregater og som sprekkefyllinger i en mikrokrySTALLIN kvarts-feltspatporfyr. Porfyren er delvis omvandlet og rødlig Mn-karbonater og Mn-pyroksenider finnes også.

Utfelling av hematitt, Mn-karbonater, Mn-pyroksenider og sekundære Mn-oksyder er også observert flere steder i forbindelse med leiomvandling. Slike utfellinger er spesielt fremtredende i området rundt Røysjø og Steinklevåsen. Ved SV-enden av Røysjø finnes også sinkblende, blyglans og flusspat i forbindelse med en slik omvandlingssone.

RESULTATER FRA DETALJSTUDIER OG GEOFYSISKE MÅLINGER I SÆTERDALEN.

Wolframittmineraliseringene i Sæterdalen opptrer i klart definerte parallelle soner (0,5-2 m mektighet) med greisenomvandling (fig. 3). Parallellt med disse sonene (retning 155° , fall ca. 70° mot NØ) går også mange < 1 cm - ca. 1 m tykke kvarts-serisitt-pyrittsoner. Bredden på hele gangdraget som skjærer dalretningen med en vinkel på ca. 50° , er 60-70 m. Intensiteten av omvandlingen d.v.s. bredden av og antallet omvandlingssoner ser ut til å være størst nær dalbunnen, og avtar gradvis med økende høyde oppover de bratte dalsidene. Gangdraget med kvarts-molybdenglansganger (retning ca. 70° , fall både mot N og S)

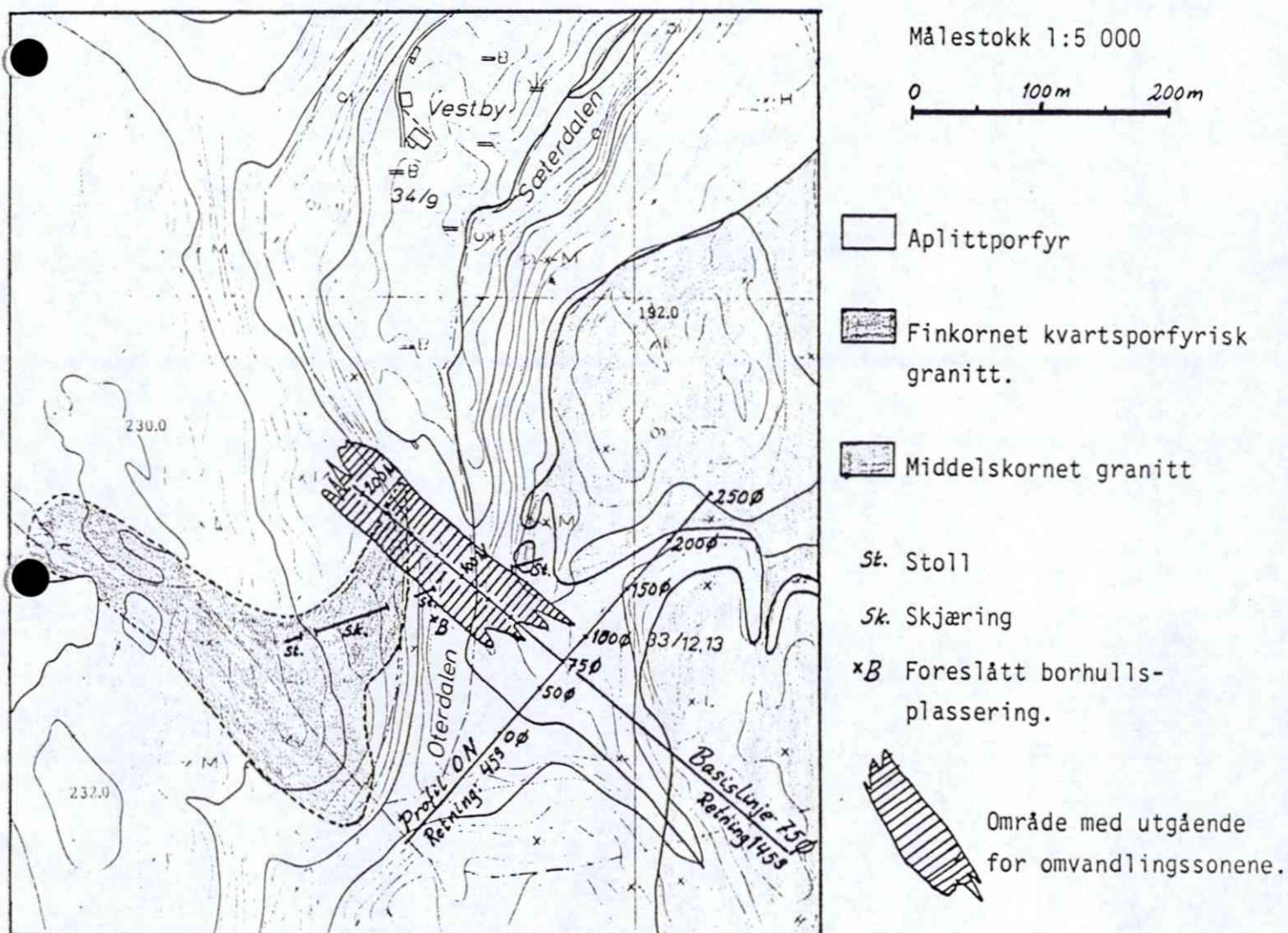


Fig. 3. Detaljkart Sæterdalsområdet.
Basislinje for stikningsnett og profil-
linje for geofysiske målinger er påtegnet.

skjærer omvandlingssonene omtrent midt i dalen.

Det ble i sommer utført geofysiske målinger over den mulige forlengelsen av sonene mot SØ i forbindelse med feltkurs i malmgeologi og geofysikk ved Norges Tekniske Høgskole. Undersøkelsene ble ledet av førsteamanuensis O.B. Lile etter tilrettelegging i området ved undertegnede, og omfattet målinger av magnetisk totalfelt, induisert polarisasjon (IP), elektrisk motstand (RP) samt VLF-målinger. Det ble i hovedsak målt langs et profil (Profil ON, fig. 3) normalt til strøkretingen for omvandlingssonene ca. 100 m SØ for sonenes skjæring med dalbunnen og gangdraget med kvarts-MoS₂-årer. Magnetisk totalfelt ble også målt langs profil 75 N.

Resultatene av målingene følger vedlagt som bilag III. RP-målingene ga klare anomalier i området 80-110 Ø, d.v.s. over en eventuell forlengelse av de kraftigste omvandlingssonene mot SØ. Også VLF-målingene viser en anomali omkring 100 Ø. IP-effekten derimot viser seg å være ubetydelig langs det målte profilet, men en mindre negativ anomali ble funnet ved 70 Ø. Den manglende IP-effekten må trolig skyldes at omvandlingssonene er for tynne eller dør ut ved det målte profilet. Elektromagnetisk kopling p.g.a. et litt uhensiktsmessig måleopplegg kan også være en mulig forklaring.

Det magnetiske totalfeltet synker til et bunn-nivå over dalbunnen (kvartær overdekning), for deretter å stige kraftig ved overgangen til omvandlingssonene (Profil 75 N). Stigningen fortsetter imidlertid videre nordøstover etter en liten nedgang ved den nordøstlige grensen for gangdraget med omvandlingssoner. Dette mønsteret kan ^{muligens} forklares ut fra terreng effekter. En antydning til positiv anomali over omvandlingssonene, kan imidlertid ha sammenheng med en betydelig oksydimpregnasjon bl.a. magnetitt i forbindelse med den mineraliserte greisen-omvandlingen.

SLUTTBEMERKNINGER OG KONKLUSJON.

Genetiske forhold.

Det sentrale området av Drammen granittkompleks består av sterkt differensiert middelskornt to-glimmergranitt og aplittporfyr som intruderer grovkornet granitt og mikrokrySTALLIN kvarts-feltspatporfyr. Porfyrområdet på vestsiden av Drammensfjorden inneholder mange mindre forekomster med hydrotermale omvandlinger og mineraliseringer. Det er sannsynlig at den hydrotermale aktiviteten har sammenheng med krystalliseringen av sterkt differensierte magma, men siden aplittporfyr og middelskornt granitt også opptre som vertsbjergart for

omvandling og mineralisering, er det rimelig å anta en eller flere underliggende intrusjoner. Ved kartleggingen ble det forsøkt å påvise systematiske regionale variasjoner i omvandlingstype - og intensitet, men det har ikke vært mulig å finne fram til soneringer rundt hydrotermale hovedsentra. Det ser heller ut til at omvandlingene og mineraliseringene i dagens erosjonsnivå opptrer som spredte og i mange tilfeller strukturelt kontrollerte enkeltforekomster.

Områder med relativt sterk konsentrasjon av hydrotermal omvandling finnes i det vestlige porfyrområdet, men her er hyppigheten av MoS_2 -mineraliseringer tilsvarende lav.

De genetiske forholdene omkring Mn-Pb-Zn-mineraliseringene er foreløpig noe uklare. Delvis assimilasjon av kontaktmetasomatisk omvandlet xenolitt av en kambrosilurisk sedimentær bergart (skarnxenolitt) har vært ansett som en mulig forklaring (Trønnes, 1978). En slik dannelselse bør muligens ikke helt utelukkes for mineraliseringene ØNØ for Sirisæteråsen, men relikte porfyrtteksturer i de andre mineraliseringslokalitetene taler imot assimilasjonsteorien.

Mineraliseringen ved Sirisæteråsen er forøvrig den eneste der karbonat og kalsiummineraler som epidot, titanitt og granat (trolig grossular) er påvist i betydelig mengde. Likevel er det kanskje litt usannsynlig at xenolittrester opptrer så langt inne i granittkomplekset. Xenolitter av kambrosilur-bergarter finnes forøvrig nesten utelukkende nær granittkontakten (mindre enn 200-500 m) bortsett fra kambrosilurflakene i kvarts-feltspatporfyren nær kalderagrensen ved Landfalltjern (Ihlen et al. 1979).

En mulig dannelsesmekanisme er utluting, transport og konsentrasjon av de relativt mobile elementene Pb, Zn og Mn ved hydrotermale prosesser. Disse elementene kan lett mobiliseres fra allerede krystallisert granitt (feltspat, biotit og magnetitt), og de har også en sterkere affinitet til en vandig kloridløsning enn en granittisk smelte (Gavrilin, Pevtsova and Klasseva, 1967 og Holland, 1972). I området vest for Hurdalssjøen er liknende Pb-Zn-Mn-mineraliseringer knyttet til en sterkt albittisert granitt (Trønnes, 1980). Selv om både albittisering og kvarts-serisitt-pyritt-omvandling er hyppig og gjennomgripende utviklet i Drammensgranitten, ser omvandlingsfenomenene ikke ut til å være direkte tilknyttet Pb-Zn-Mn-mineraliseringene ved Sirisæteråsen, Rødsåsen, Tjæregravåsen og Snokopp-Fagerliåsen.

Vurdering av interessante områder for videre undersøkelser.

Mineraliseringene med MoS_2 på de sene, sterkt strukturelt bundne kvartsgangene ser ut til å være sterkest utviklet i Sæterdalen gruver. Under dagens forhold vil denne mineraliseringstypen sannsynligvis betraktes som uinteressant.

Mineraliseringene med wolframitt og ilmenorutil (Ti, Nb, Ta) i kvarts-serisitt-pyritt og kvarts-topaz omvandlinger av granittporfyr derimot ser ut til å være interessant, både vitenskapelig og muligens økonomisk. Mineraliseringstypen er ikke påvist andre steder i Oslofeltet, men lignende greisen-type mineraliseringer både med og uten økonomisk verdi er kjent fra andre områder (bl.a. Erzgebirge, Eurajoki, Cornwall). Det er svært påfallende at cassiteritt er et meget vanlig mineral i tillegg til wolframitt i greisenmineraliseringer, mens Sn-mineraler til nå ikke er påvist i mineraliseringene i Drammensgranitten. Dette forholdet er med på å bekrefte at Oslofeltet og forøvrig Sør-Norges prekambrium er en Mo-provins med et visst W-innslag, men fullstendig uten Sn-mineraliseringer. De til nå påviste W-Ti-Nb-mineraliseringene både ved Røysjø og i Sæterdalen er klart uinteressante både m.h.t. gehalt og størrelse. Ved Røysjø opptrer mineraliseringen i en ikke klart definert kvarts-serisitt-pyrittsone. Blotningene i dette området er bundet til vegskjæringer langs en meget grov anleggsvei som følger den vestlige strandlinjen (traktorveg). Røsking- og sprengningsarbeider ved selve mineraliseringen vil trolig kunne gi ytterligere verdifull informasjon om utstrekning og eventuell retningsorientering av omvandlings- og mineraliseringssonene. Røysjø med tilknyttede vassdrag er imidlertid et viktig drikkevannsmagasin for deler av Drammen kommune (Drammen vannverk). Området er derfor svært følsomt for inngrep, og det vil trolig by på visse problemer å få tillatelse til å utføre slike avdekkingsoperasjoner. Boring i dette området vil i første omgang være uaktuelt, da en foreløpig ikke har noe klart definert objekt å trenge gjennom eller bestemte strukturetninger i forhold til mineraliseringen å holde seg til. I Sæterdalen derimot, vil det være av meget stor interesse å få undersøkt de W-mineraliserte omvandlingssonenes karakter og forløp mot dypet. Tendensen til at omvandlingsintensiteten øker med avtagende høyde nedover de bratte dalsidene til et maksimum i dalbunnen er tilsynelatende nokså klar. Et borhull som skjærer omvandlingssonene på et dypere nivå vil derfor eventuelt kunne bekrefte teorien om at dagens erosjonsnivå representerer de øvre delene av en interessant mineralisering.

Da omvandlingssonene faller steilt mot NØ vil det være naturlig å sette på et borhull i dalbunnen NNØ for utgående av sonene. Et borhull med retning mot S vil imidlertid danne en nokså liten vinkel med dalretningen. Dette kan føre til praktiske problemer dersom eventuelle knusningssoner følger dalretningen. Dessuten er det muligens vanskelig å plassere en bormaskin i dette området.

Da omvandlingssonene faller nokså steilt (ca. 70°), er kanskje den beste løsningen å bore mot Ø fra en borplass ved kjerrevegen som går lavt nede i den vestlige dalsiden. Dermed vil borhullet gå omtrent normalt til dalretningen. Punkt B på kartet figur 3 viser denne foreslåtte bormaskinplasing.

I forbindelse med de hydrotermale omvandlingssonene (kvarts-serisitt-pyritt) som er særlig utbredt i den vestligste delen av porfyrområdet, er det til nå ikke funnet metallisk mineralisering bortsett fra ved vestsiden av Røysjø. Området bør likevel ikke betraktes som helt uinteressant. Dersom mineraliseringene tas som et uttrykk for at hydrotermale prosesser har foregått, må det være av betydning å klarlegge om omvandlingene eventuelt kunne representere en perifer sone (d.v.s. høyt nivå) i et større hydrotermalt system. Omvandlingene i dette området er i hovedsak årebundet, noe som oftest vil være tilfelle i de ytre delene av et slikt system.

Spørsmålet om det hydrotermale systemet i det hele tatt har hatt tilgang på de rette metallene eller kapasitet til transport, konsentrasjon og avsetning av disse, er også sentralt. Et svar på dette spørsmålet vil muligens kunne gis ved videre studier av differensiasjonsforhold i granittkomplekset, mineralogi og geokjemi av omvandlingssonene og sammensetning og temperatur av de hydrotermale løsningene (væskeinneslutninger). Kjemiske analyser for å klarlegge regionale variasjoner i sammensetningen av ulike omvandlingstyper i det porfyrområdet er i gang ved Geologisk Institutt, NTH. Resultatene fra dette analyseprogrammet vil derfor muligens kunne gi visse opplysninger om eventuelle metallsoneringer og i beste fall gi indikasjoner på et eller flere hydrotermale sentre. En mer indirekte metode for å kartlegge slike mønstre kunne være geokjemisk prøvetaking, f.eks. jordprøvetaking i porfyrområdet vest for linjen Norbykupa-Øksnevan.

LITTERATURREFERANSER.

- Gaut, A. 1975: Oslofeltets biotittgranitter. Petrografi og posisjon i den magmatiske historie. Upublisert hovedfagsoppgave, Universitetet i Oslo.
- Gavrilin, R.D., Petsova, L.A. and Klassova, N.S., 1967:
Behavior of lead and zinc in the hydrothermal alteration of intrusive rocks. *Geochemistry international*, 8 (Geochimiya).
- Holland, H.D. 1972: Granites, solutions and base metal deposits. *Econ. Geol.* 67.
- Ihlen, P.M., Trønnes, R. and Vokes, F.M. 1979: Mineralization, wall rock alteration and zonation of ore deposits associated with the Drammen granite, Oslo Paleorift, Norway. Conference volum, IGCP-conference Mineralization associated with acid magmatism, Exeter, des. 1979 (under trykking 1980).
- Neumann, E.-R., Brunfelt, A.O. and Finstad, K.G.:
Rare earth elements in some igneous rocks in the Oslo Rift, Norway. *Lithos* 10.
- Trønnes, R. 1978: Feltarbeidsrapport fra kartlegging i Drammensgranitten. Rapport til Prospekteringsavdelingen, Norsk Hydro A/S.
- Trønnes, R. 1980: Bergartstyper, intrusjonsforhold og hydrotermale omvandlinger og mineraliseringer, Rustad-Øyangen området, Hurdal. Rapport til Prospekteringsavdelingen, Norsk Hydro A/S.

SAMMENDRAG

Foredragsholders navn: Reidar Trønnes
Arbeidssted: Geologisk Institutt, 7034 Trondheim-NTH
Foredragets tittel og sammendrag:
DRAMMEN GRANITTKOMPLEKS. BERGARTSTYPER OG MAGMATISK UTVIKLING.

Drammensgranitten i det sentrale Oslofeltet består av 10 ulike bergartstyper, alle med granittisk sammensetning. Grenseforholdene viser at de fleste granittene og kvarts-feltspatporfyrene opptrer som egne intrusive faser, men overganger mellom ulike bergartstyper innenfor en og samme pluton forekommer også. En grovkornet biotittgranitt er mest utbredt, og representerer trolig den tidligste intrusjonsfasen. Lengst i sør finnes en grovkornet, kumulatporfyrisk granitt med overganger til jevnkornete, middelskornete granitter. Det sentrale området av granittkomplekset består av sterkt differensierte og sent intruderte toglimmergranitter og aplittisk kvarts-feltspatporfyr. Sene intrusjonsfaser med kvarts-feltspatporfyrer finnes også på øst- og vestsiden av Drammenskalderaen, og en subsirkulær pluton med rapakivigranitt gjennomsetter den grovkornete granitten SØ for Drammen.

Sporelementkjemien viser en markert anrikning av Rb, Nb og F, og en uttømming av Ti, Sr, Ba og Zr med økende differensiasjonsgrad. Dette er ledsaget av en økning av normativt kvartsinnhold fra 25 % i den minst differensierte rapakivigranitten til 40 % i en aplittisk kvarts-feltspatporfyr, og en tilsvarende nedgang i totalt innhold av mørke mineraler fra 4 % til 1 %. De ulike bergartstypene har karakteristiske lantanidemønstre med størst anrikning av de letteste og tyngste elementene. De minst differensierte granittene har som regel høyere totalt innhold av sjeldne jordartselementer, trolig p.g.a. høyere innhold av mineraler som biotitt, zirkon, titanitt og apatitt.

NB! Innleveringsfrist 1. november 1980

Returneres i utfylt stand til:

NSB Reisebyrå
4000 Stavanger

SAMMENDRAG

Foredragsholders navn: Reidar Trønnes

Arbeidssted: Geologisk Institutt, 7034 Trondheim-NTH.

Foredragets tittel og sammendrag:

HYDROTHERMALE OMVANDLINGER OG MINERALISERINGER I DRAMMENSGRANITTEN.

Det sentrale området av Drammensgranitten består av sterkt differensiert toglimmergranitt og aplittisk kvarts-feltspatporfyr som gjennomsetter grovkornet biotittgranitt og en mikrokrySTALLIN kvarts-feltspatporfyr. Mindre forekomster med årebundet mineralisering og omvandling er i stor grad konsentrert til dette sentrale området, men MoS_2 -forekomster finnes også i forbindelse med kvarts-feltspatporfyrene på øst- og vestsiden av Drammenskalderaaen (Landfall og Sørumsåsen).

En tidlig fase med kvarts-serisitt-pyrittomvandling og kvarts-topaz-flusspat-serisittomvandling (greisen) blir etterfulgt av sene kvarts-molybden-glansårer. Disseminert wolframitt, Fe-Ti-oksyder (bl.a. ilmenorutil med betydelig Nb-innhold) og sinkblende opptrer i forbindelse med den tidlige omvandlingsfasen. Blyglans og sinkblende finnes også på tynne kvartsårer i forbindelse med kloritt-serisitt-epidotomvandling. Albittisering opptrer i større uregelmessige områder, tilsynelatende uten direkte sammenheng med mineraliseringer. Leiromvandling finnes hovedsakelig i forbindelse med sene sprekke- og forkastningssoner.

NB! Innleveringsfrist 1. november 1980

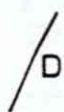
Returneres i utfylt stand til:

NSB Reisebyrå
4000 Stavanger

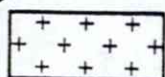
BILAG I. R.T. (1980)

GEOLOGISK KART RÖYSJÖ - OMRÅDET

MÅLESTOKK 1:10 000



Diabasgang.



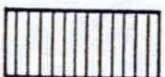
Middelskornet, ofte kvartsporfyrisk
to - glimmergranitt.



Finkornet, kvartsporfyrisk granitt med gradvis
overgang til aplittporfyr.



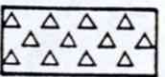
Aplittisk kvarts-feltspatporfyr.



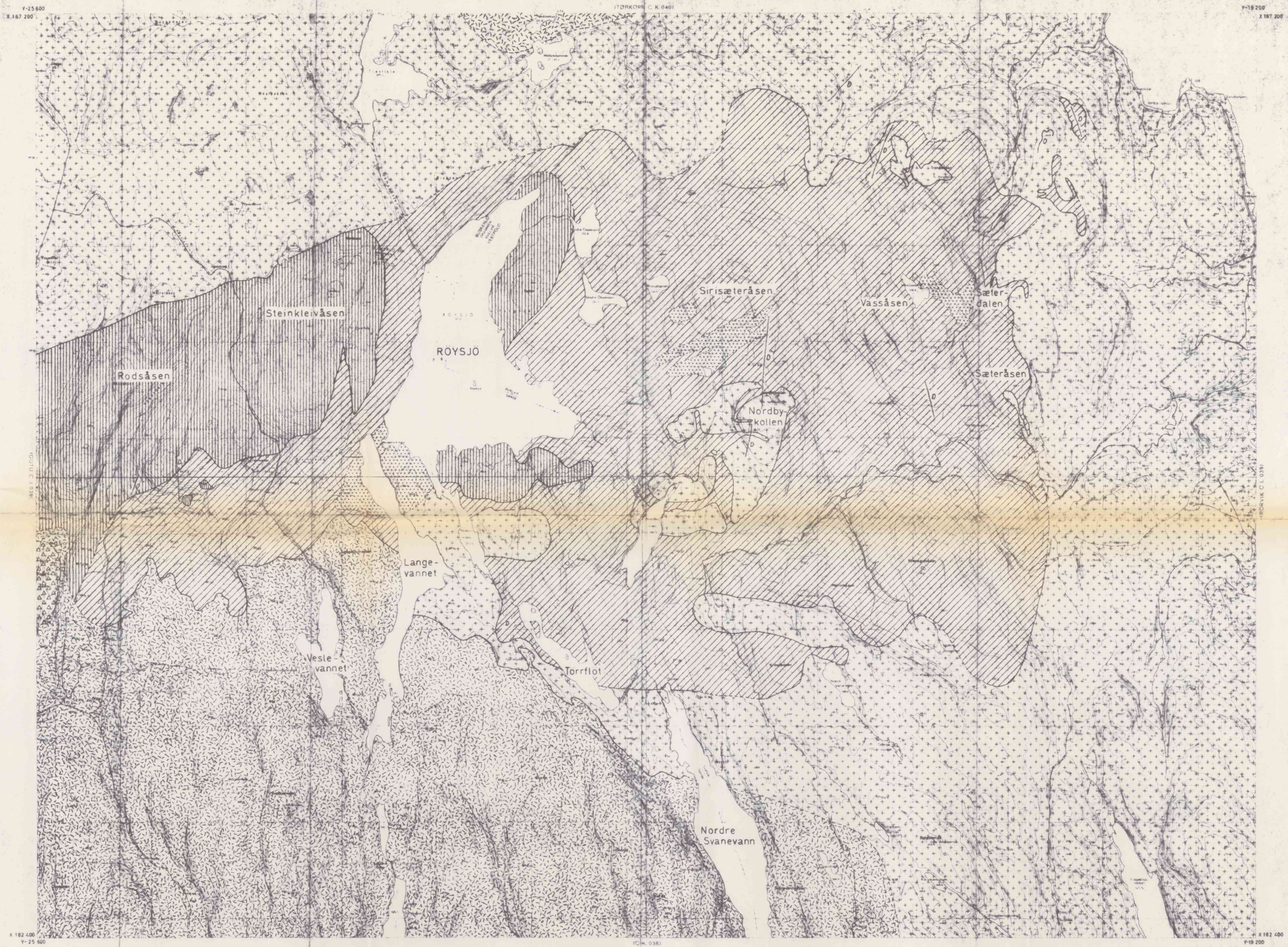
Mikrokrystallin kvarts-feltspatporfyr.



Grovkornet, jevnkornet biotittgranitt.



Gjennomsettende årenett av aplittporfyr i
grovkornet granitt (intrusjonsbreksje).



ØKONOMISK KARTVERK
BUSKERUD FYLKE
VESTFOLD FYLKE
Originalt kart: 1953-68
FJELLANGER WIDERØE A/S
Ett: fotografier: 1953-68
Hedfotografert og sammensatt av: 4 kartblad M 1:5000
Utgitt av: BUSKERUD FYLKE, DRAMMEN KOMMUNE 1972

- | | |
|---|---|
| A 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100 101 102 103 104 105 106 107 108 109 110 111 112 113 114 115 116 117 118 119 120 121 122 123 124 125 126 127 128 129 130 131 132 133 134 135 136 137 138 139 140 141 142 143 144 145 146 147 148 149 150 151 152 153 154 155 156 157 158 159 160 161 162 163 164 165 166 167 168 169 170 171 172 173 174 175 176 177 178 179 180 181 182 183 184 185 186 187 188 189 190 191 192 193 194 195 196 197 198 199 200 201 202 203 204 205 206 207 208 209 210 211 212 213 214 215 216 217 218 219 220 221 222 223 224 225 226 227 228 229 230 231 232 233 234 235 236 237 238 239 240 241 242 243 244 245 246 247 248 249 250 251 252 253 254 255 256 257 258 259 260 261 262 263 264 265 266 267 268 269 270 271 272 273 274 275 276 277 278 279 280 281 282 283 284 285 286 287 288 289 290 291 292 293 294 295 296 297 298 299 300 301 302 303 304 305 306 307 308 309 310 311 312 313 314 315 316 317 318 319 320 321 322 323 324 325 326 327 328 329 330 331 332 333 334 335 336 337 338 339 340 341 342 343 344 345 346 347 348 349 350 351 352 353 354 355 356 357 358 359 360 361 362 363 364 365 366 367 368 369 370 371 372 373 374 375 376 377 378 379 380 381 382 383 384 385 386 387 388 389 390 391 392 393 394 395 396 397 398 399 400 401 402 403 404 405 406 407 408 409 410 411 412 413 414 415 416 417 418 419 420 421 422 423 424 425 426 427 428 429 430 431 432 433 434 435 436 437 438 439 440 441 442 443 444 445 446 447 448 449 450 451 452 453 454 455 456 457 458 459 460 461 462 463 464 465 466 467 468 469 470 471 472 473 474 475 476 477 478 479 480 481 482 483 484 485 486 487 488 489 490 491 492 493 494 495 496 497 498 499 500 501 502 503 504 505 506 507 508 509 510 511 512 513 514 515 516 517 518 519 520 521 522 523 524 525 526 527 528 529 530 531 532 533 534 535 536 537 538 539 540 541 542 543 544 545 546 547 548 549 550 551 552 553 554 555 556 557 558 559 560 561 562 563 564 565 566 567 568 569 570 571 572 573 574 575 576 577 578 579 580 581 582 583 584 585 586 587 588 589 590 591 592 593 594 595 596 597 598 599 600 601 602 603 604 605 606 607 608 609 610 611 612 613 614 615 616 617 618 619 620 621 622 623 624 625 626 627 628 629 630 631 632 633 634 635 636 637 638 639 640 641 642 643 644 645 646 647 648 649 650 651 652 653 654 655 656 657 658 659 660 661 662 663 664 665 666 667 668 669 670 671 672 673 674 675 676 677 678 679 680 681 682 683 684 685 686 687 688 689 690 691 692 693 694 695 696 697 698 699 700 701 702 703 704 705 706 707 708 709 710 711 712 713 714 715 716 717 718 719 720 721 722 723 724 725 726 727 728 729 730 731 732 733 734 735 736 737 738 739 740 741 742 743 744 745 746 747 748 749 750 751 752 753 754 755 756 757 758 759 760 761 762 763 764 765 766 767 768 769 770 771 772 773 774 775 776 777 778 779 780 781 782 783 784 785 786 787 788 789 790 791 792 793 794 795 796 797 798 799 800 801 802 803 804 805 806 807 808 809 810 811 812 813 814 815 816 817 818 819 820 821 822 823 824 825 826 827 828 829 830 831 832 833 834 835 836 837 838 839 840 841 842 843 844 845 846 847 848 849 850 851 852 853 854 855 856 857 858 859 860 861 862 863 864 865 866 867 868 869 870 871 872 873 874 875 876 877 878 879 880 881 882 883 884 885 886 887 888 889 890 891 892 893 894 895 896 897 898 899 900 901 902 903 904 905 906 907 908 909 910 911 912 913 914 915 916 917 918 919 920 921 922 923 924 925 926 927 928 929 930 931 932 933 934 935 936 937 938 939 940 941 942 943 944 945 946 947 948 949 950 951 952 953 954 955 956 957 958 959 960 961 962 963 964 965 966 967 968 969 970 971 972 973 974 975 976 977 978 979 980 981 982 983 984 985 986 987 988 989 990 991 992 993 994 995 996 997 998 999 1000 | B 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100 101 102 103 104 105 106 107 108 109 110 111 112 113 114 115 116 117 118 119 120 121 122 123 124 125 126 127 128 129 130 131 132 133 134 135 136 137 138 139 140 141 142 143 144 145 146 147 148 149 150 151 152 153 154 155 156 157 158 159 160 161 162 163 164 165 166 167 168 169 170 171 172 173 174 175 176 177 178 179 180 181 182 183 184 185 186 187 188 189 190 191 192 193 194 195 196 197 198 199 200 201 202 203 204 205 206 207 208 209 210 211 212 213 214 215 216 217 218 219 220 221 222 223 224 225 226 227 228 229 230 231 232 233 234 235 236 237 238 239 240 241 242 243 244 245 246 247 248 249 250 251 252 253 254 255 256 257 258 259 260 261 262 263 264 265 266 267 268 269 270 271 272 273 274 275 276 277 278 279 280 281 282 283 284 285 286 287 288 289 290 291 292 293 294 295 296 297 298 299 300 301 302 303 304 305 306 307 308 309 310 311 312 313 314 315 316 317 318 319 320 321 322 323 324 325 326 327 328 329 330 331 332 333 334 335 336 337 338 339 340 341 342 343 344 345 346 347 348 349 350 351 352 353 354 355 356</ |
|---|---|

BILAG II R.T. 1980.

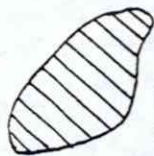
HYDROTHERMALE OMVANDLINGER OG MINERALISERINGER
RØYSJØ-OMRADET.

MÅLESTOKK 1 : 10 000

- Molybdenglans på gjennomsettende kvartsårer.
- Disseminert molybdenglans i aplittporfyr.
- △ Wolframitt på kvarts-pyrittåre.
- ▲ Disseminert wolframitt og Nb-førende ilmenorutil i kvarts-serisitt-pyritt-omvandling og kvarts-topaz-flusspat-omvandling (greisen).
- ◇ Forekomst av vismutglans på pyritt-kvartsåre.
- Utfelling av manganoksyder og hematitt i forbindelse med leiromvandling.
- ▣ Utfelling av manganoksyder, hematitt, blyglans, sinkblende og flusspat i forbindelse med leiromvandling.
- Mineralisering med disseminert blyglans, sinkblende.
- ▤ Mineralisering med disseminert hematitt, blyglans, sinkblende og manganoksyder.
- ✕ Åre med kvarts-serisitt-pyritt - eller kvarts-topaz-omvandling.

60° 50°

Orientering av mineraliserte kvarts-årer eller omvandlingsårer.



Område med moderat - høy hyppighet av kvarts-serisitt-pyritt-omvandling (1 - 10 % av totalt bergartsvolum er omvandlet).



Område med relativt høy hyppighet av kvarts-serisitt-pyritt-omvandling (mer enn 10 % av totalt bergartsvolum er omvandlet).



Diabasgang



Middelskornt, ofte kvartsporfyrisk to-glimmergranitt.



Finkornt, kvartsporfyrisk granitt med gradvis overgang til aplittporfyr.



Aplittisk kvarts-feltspatporfyr.



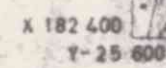
Mikrokrystallin kvarts-feltspatporfyr.



Grovkornt, jevnkornt biotittgranitt.



Gjennomsettende årenett av aplittporfyr i grovkornt granitt (intrusjonsbreksje).

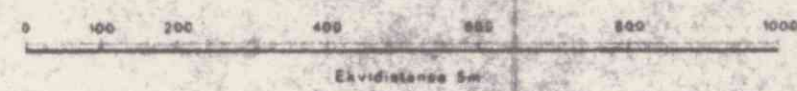
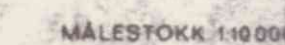
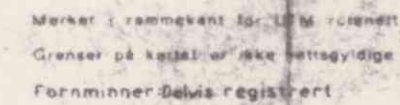
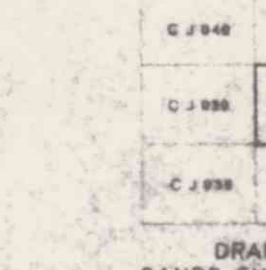
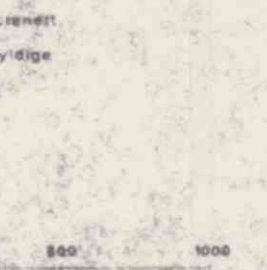
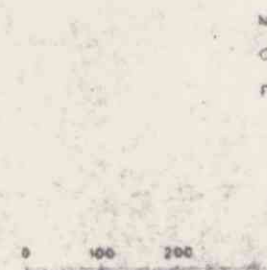
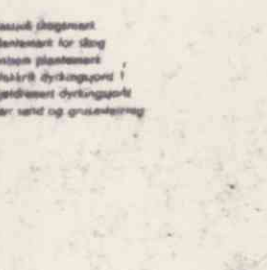
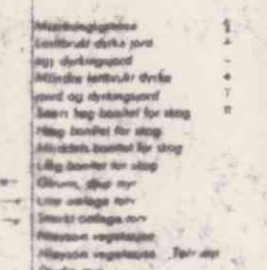
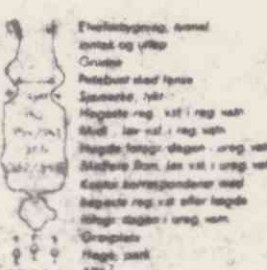
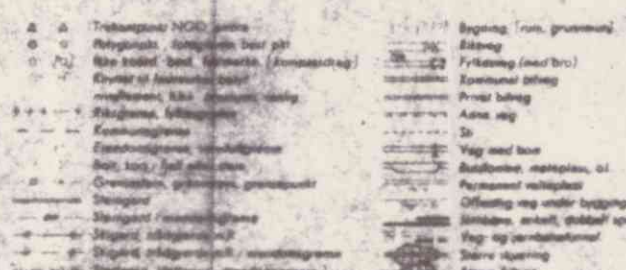


Originalblad konstr. utsett av: FJELLANGER WIDERØE A/S

Etter fotografieret år: 1963-68

Nedfotografert og sammensatt av 8 kverblad M 1 5000

Utgitt av: BUSKERUD FYLKE/DRAMMEN KOMMUNE 1972



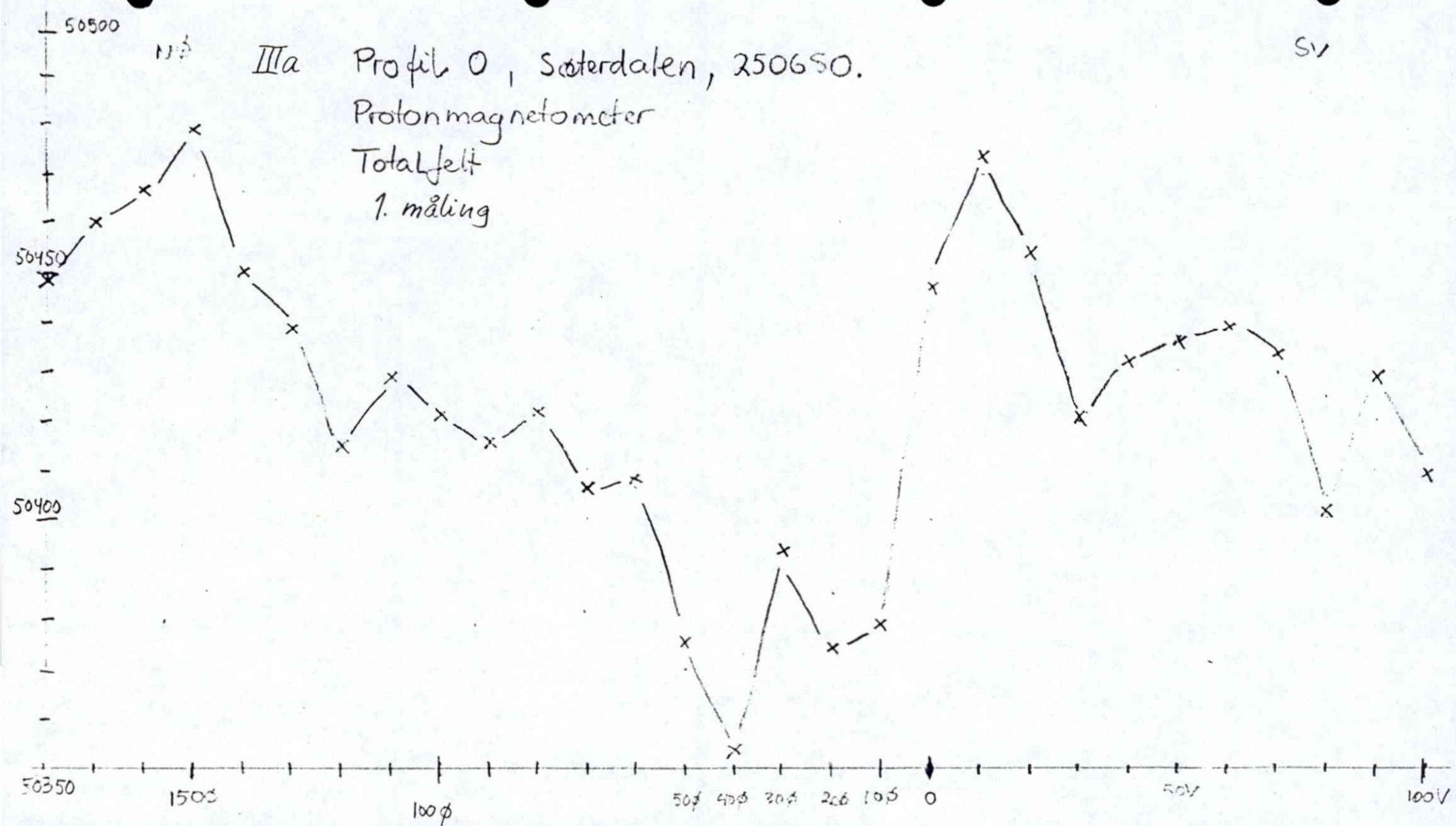
C J 040	C K 040	C L 040
C J 030	C K 030	C L 030
C J 020	C K 020	C L 020

DRAMMEN BUSKERUD
SANDE SVELVIK VESTFOLD
RØYSJØ C K 036

B. lag II

SV

IIIa Profil 0, Søsterdalen, 250650.
Protonmagnetometer
Totalfelt
1. måling

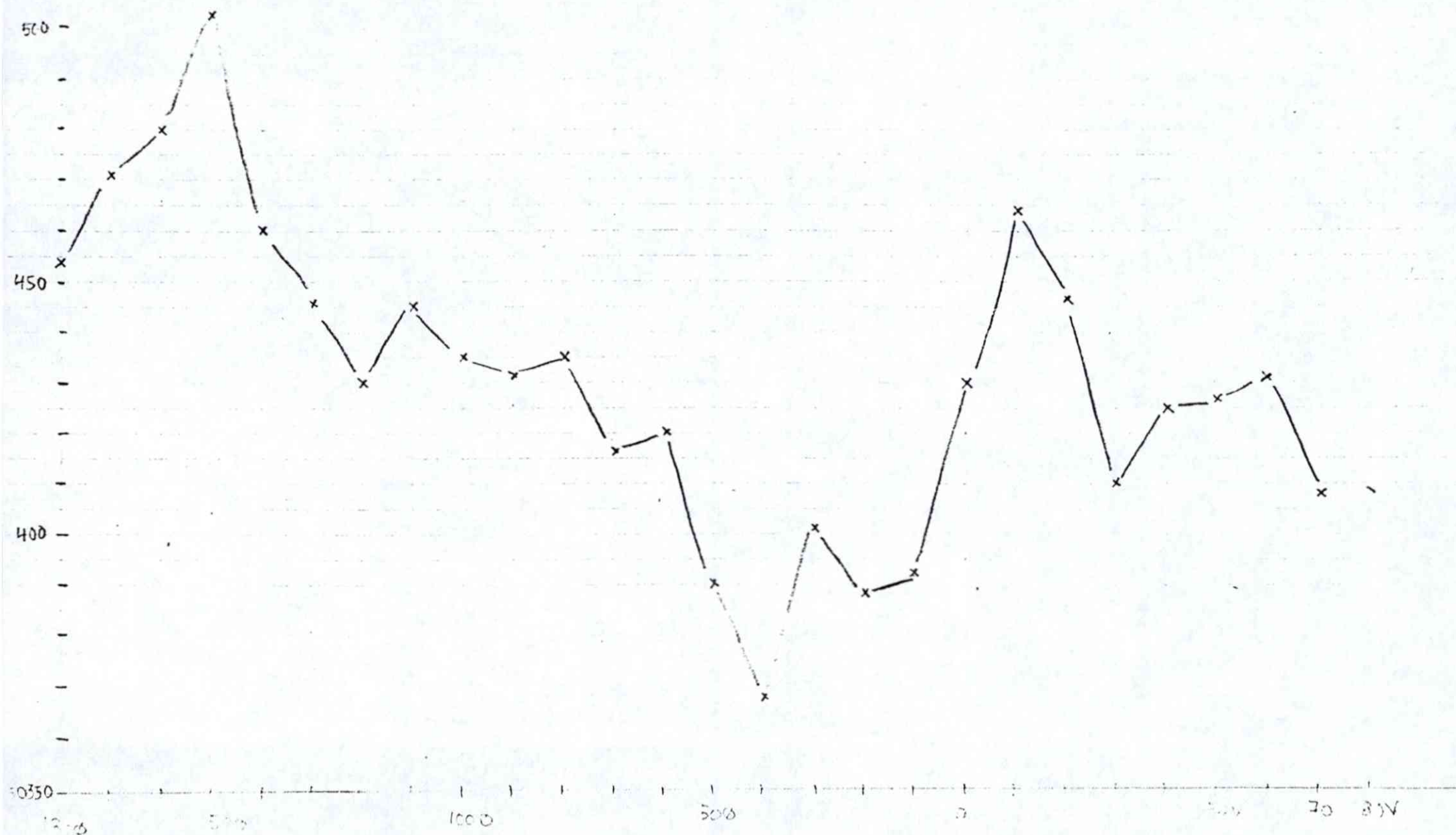


III b

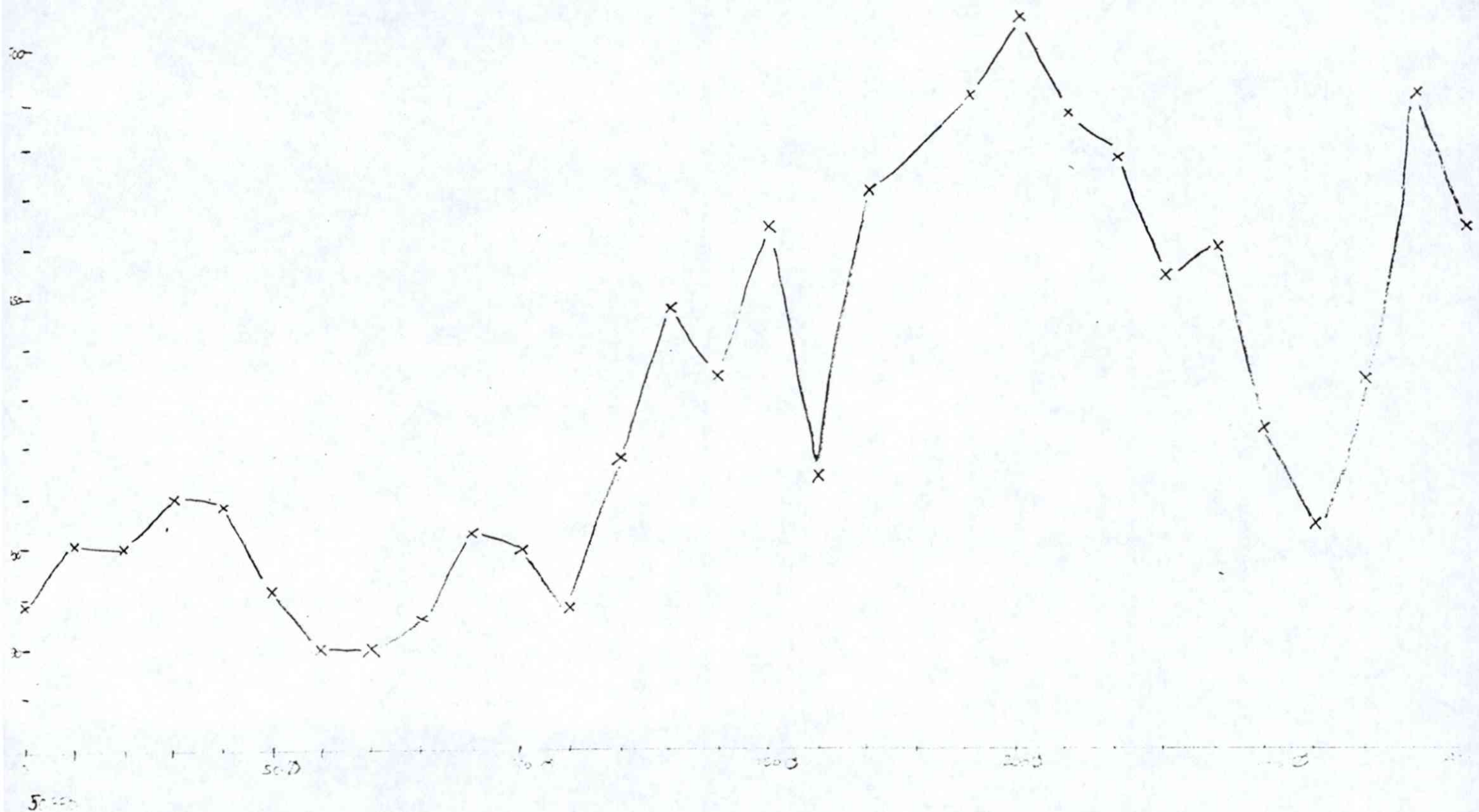
Protonmagnetometer

Totalfelt

2. mätning



III C Profil 75N, Sæterdalen 26.06.80
Protonmagnetometer
Totalfelt



% FE

III d

IP Saterdag

V/Brammen

Profil 0

Pol - Dipol

1. måling

10

5

Negativ anomali ved 70 ϕ

1400

1200

80

60

40

20

0

200

400

600



W3

IIIe

IP-måling, Lundsala 1980

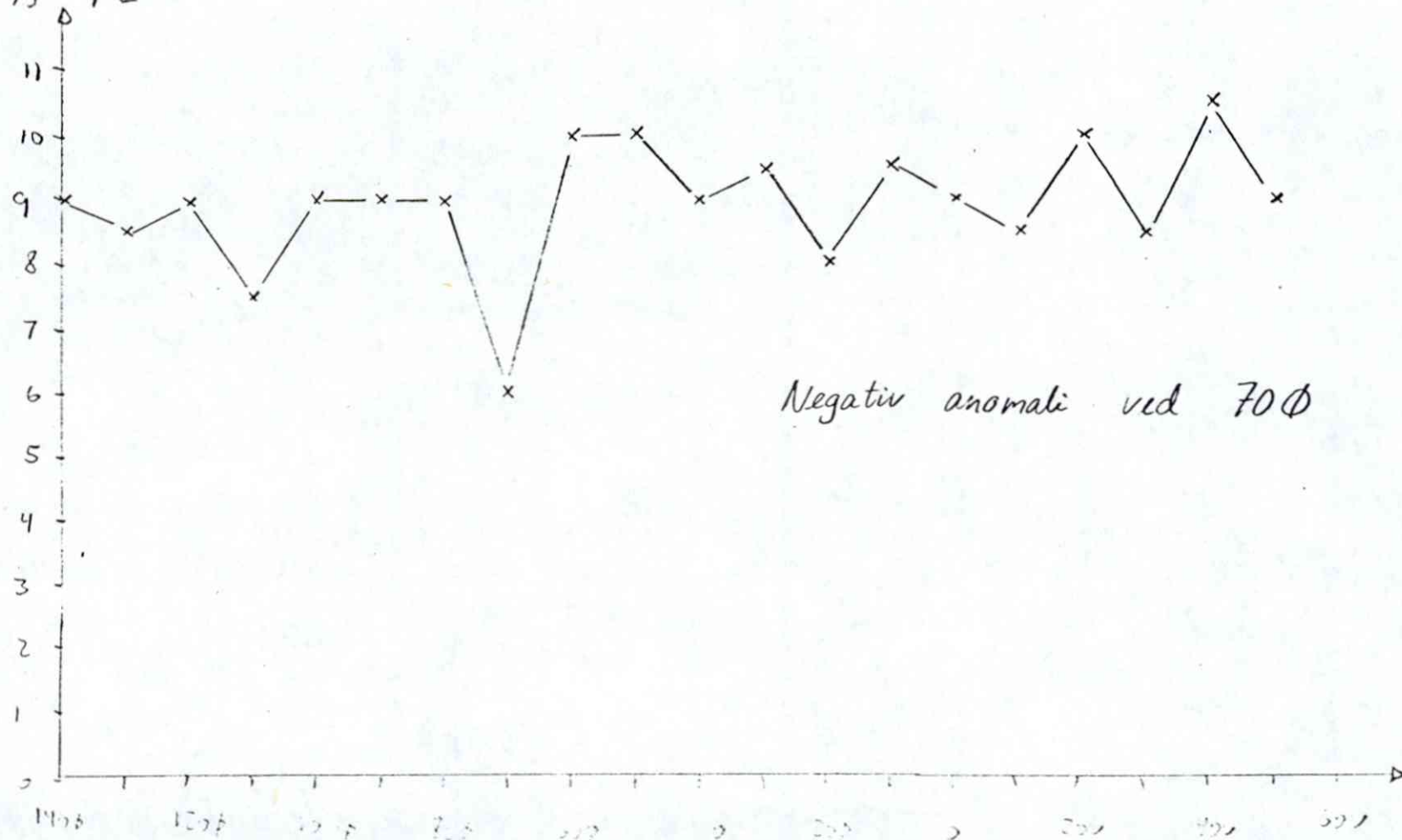
SV

Prof A 0

 $AB/2 = 50m$, $MM = 20m$, $AC1 = 0,3Hz$, $AC2 = 5Hz$

2. måling

0/2 FE



Negativ anomali ved 70°

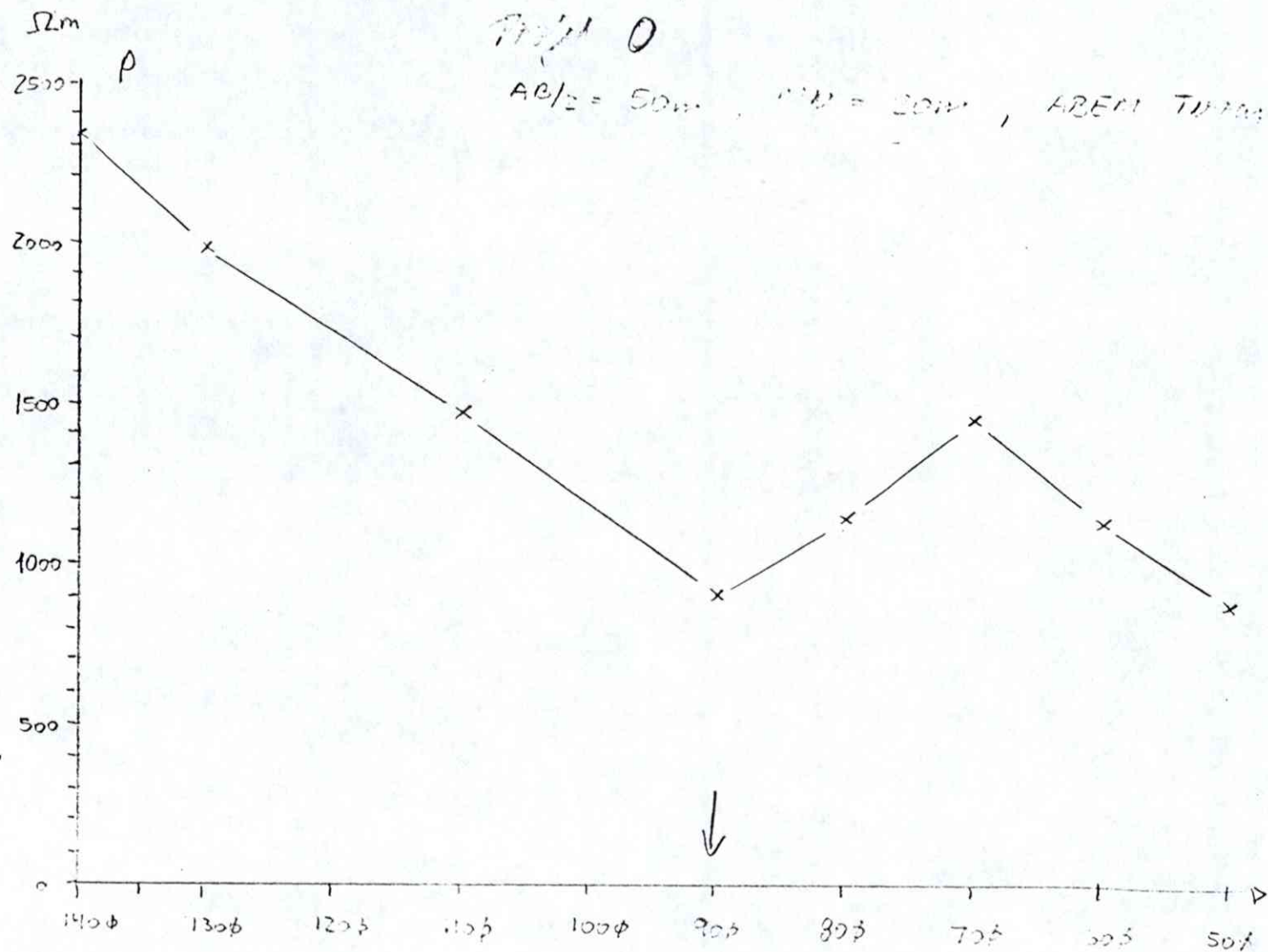
NØ

III f

KP - måling, 1. halvdel 1982

SV

Tid 0

 $AB/2 = 50m$, $CD = 50m$, ABEN TotaguetAnomali ved
900φ← Overdekning
med marin leire

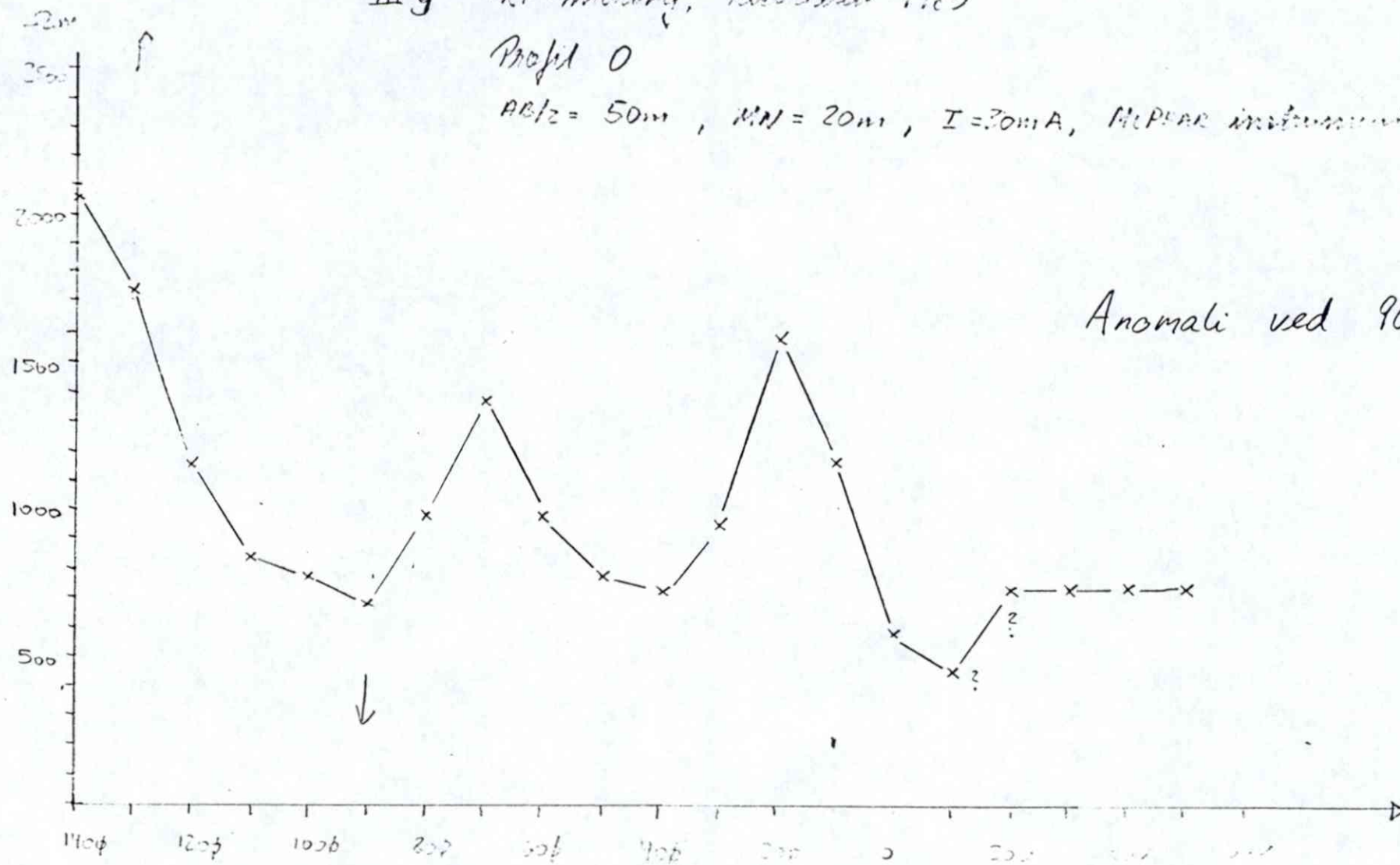
Nφ

SV

III g RP-måling, Luleå 1980

Profil 0

AB/2 = 50m, MN = 20m, I = 30mA, MPPAR instrument



Anomali ved 90-110 φ

← Overdekning med marin leire

sem ofa

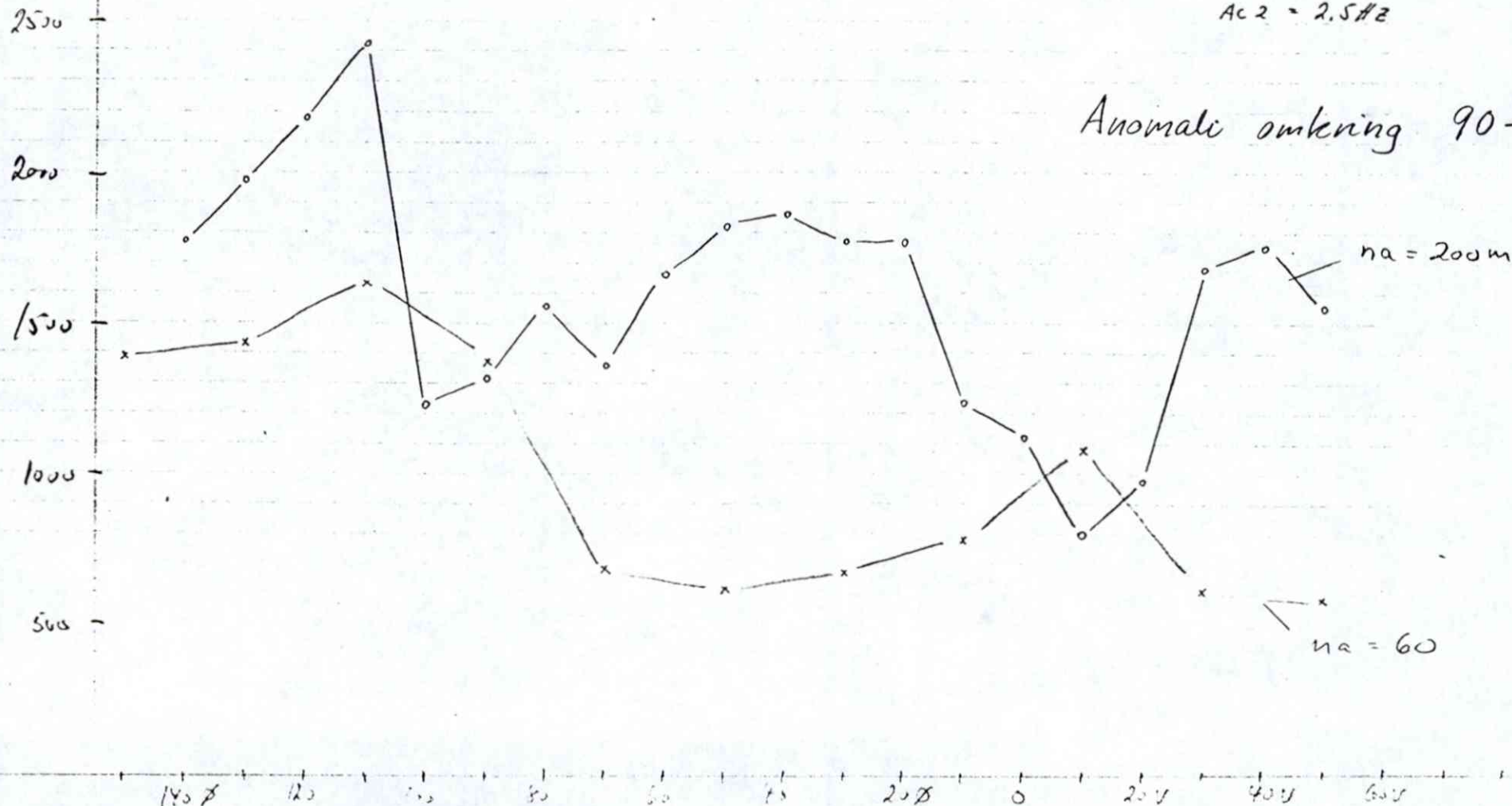
IIIh

RP Sæterdalen 1/Drammen

Profil 0

Pol-Dipol $a = 10\text{ m}$

Målt: 26.06.80 IP-APP.
Ac 2 = 2.5 Hz



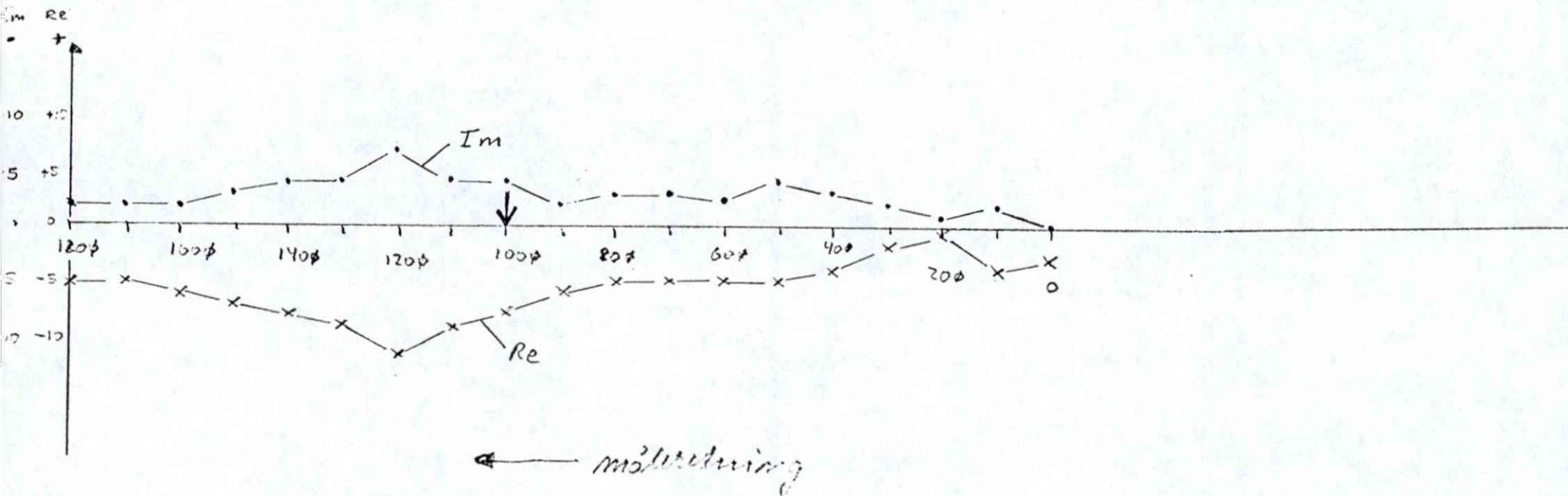
← Overdekning med marin leire

III i

VLF-møling, Akersdalene 1980

Profil 0

Antenne: MAA - 17,3 kHz



Antydning til anomali ved 100 φ

LEGEND

- Quaternary deposits (thick overburden).
- Permian extrusives within the Drammen and Glitrevann cauldrons.
- Syenitic ring dike of the Glitrevann cauldron.
- Cambro-Silurian sedimentary rocks.

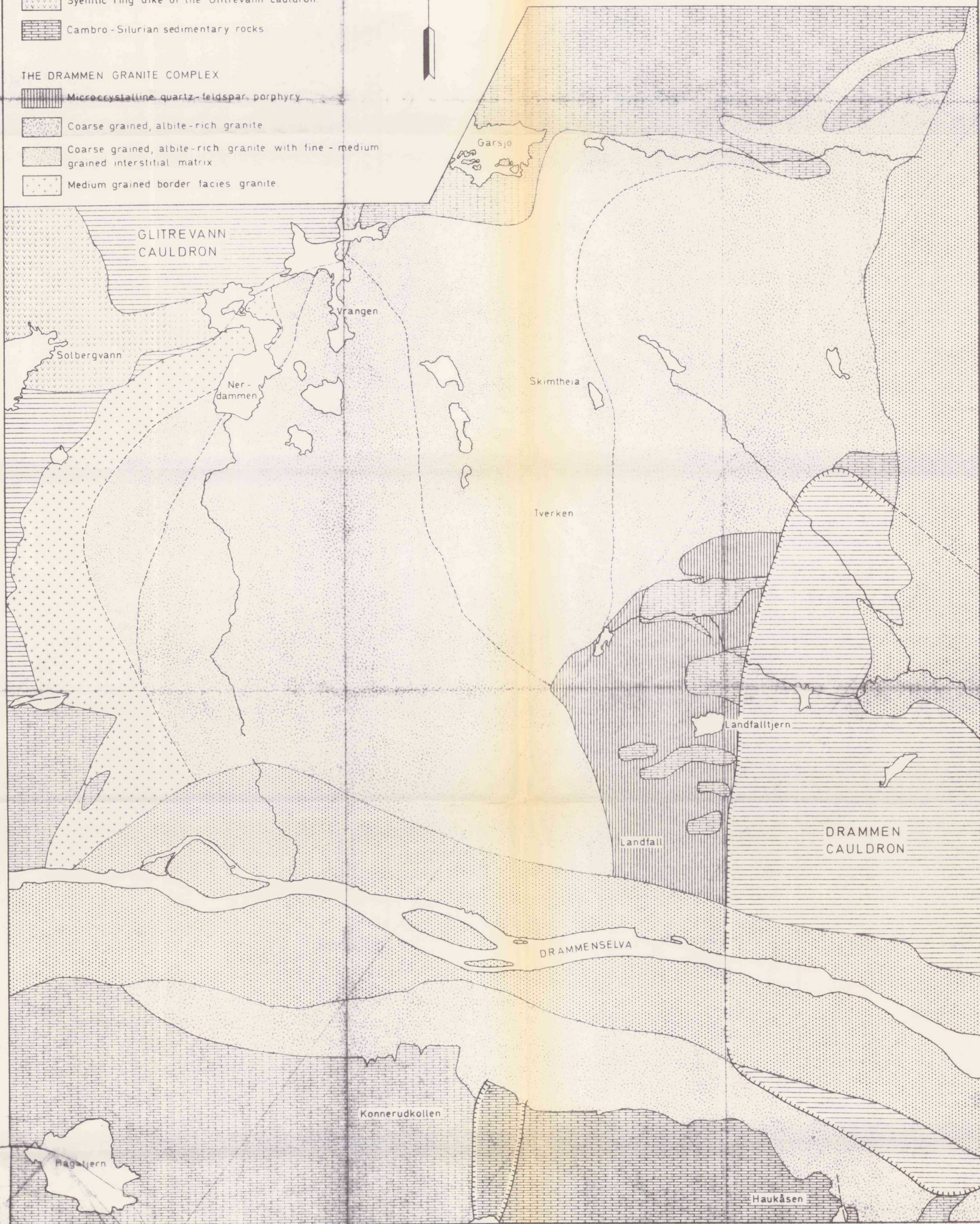
THE DRAMMEN GRANITE COMPLEX

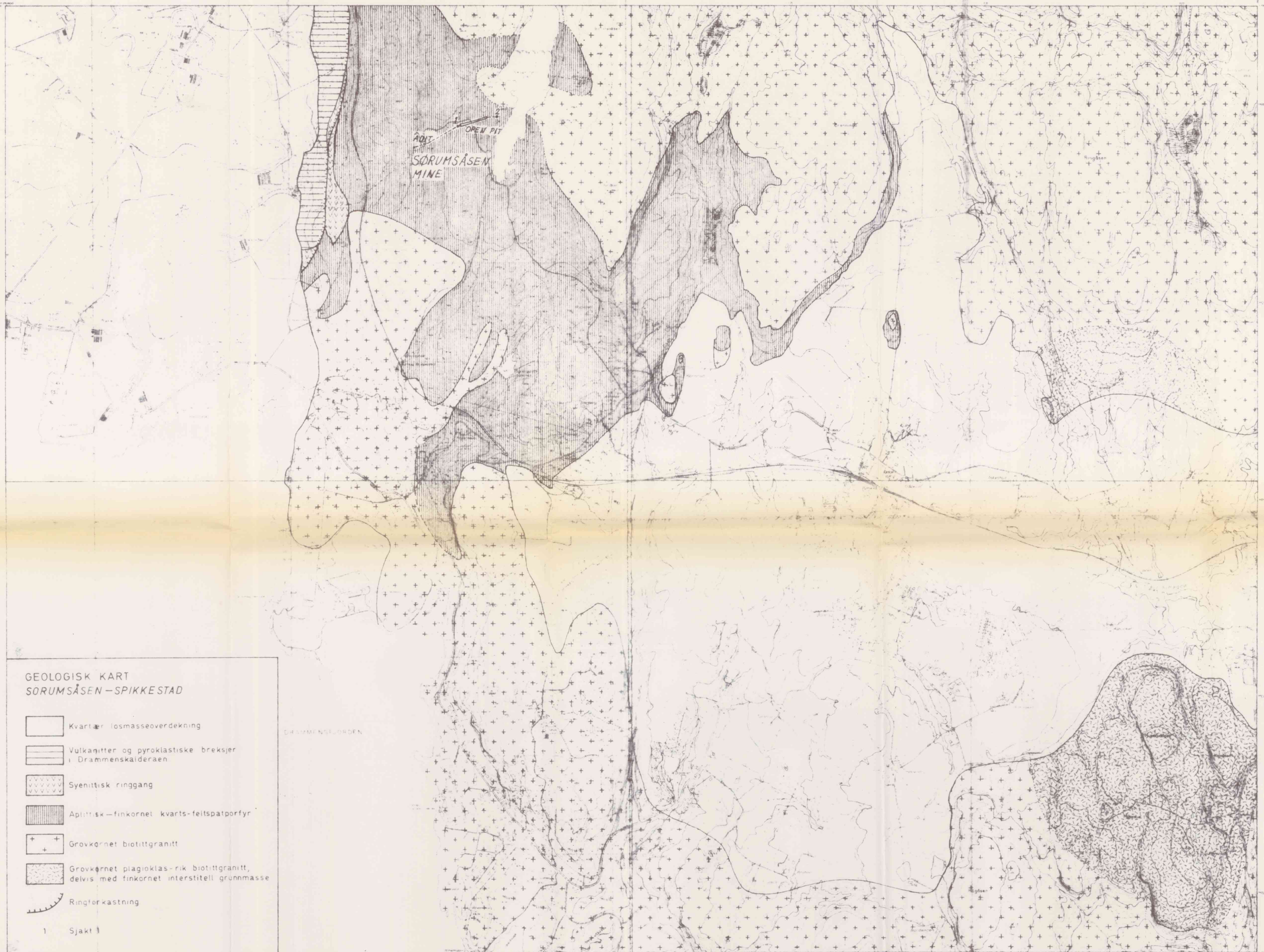
- Microcrystalline quartz-feldspar porphyry.
- Coarse grained, albite-rich granite.
- Coarse grained, albite-rich granite with fine-medium grained interstitial matrix.
- Medium grained border facies granite.

GEOLOGICAL MAP

NW PART OF THE DRAMMEN GRANITE

0 1 2 km





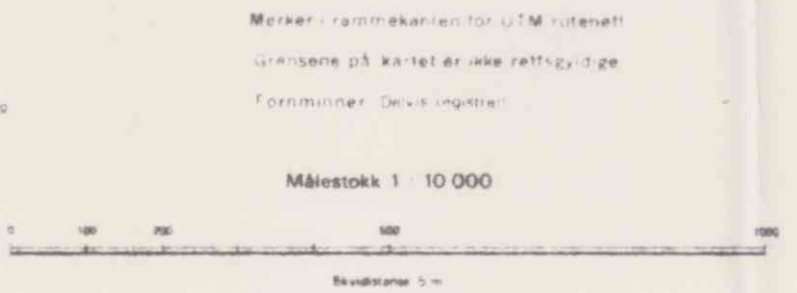
GEOLOGISK KART
SORUMSÅSEN-SPIKKESTAD

- Kvartær losmasseoverdekning
- Vulkanitter og pyroklastiske breksjer i Drammenskalderaen
- Syenittisk ringgang
- Aplittisk-finkornet kvarts-feltspatporfyr
- Grovkornet biotittgranitt
- Grovkornet plagioklas-rik biotittgranitt, delvis med finkornet interstitiell grunnmasse
- Ringforkastning
- Sjakt 1

ØKONOMISK KARTVERK

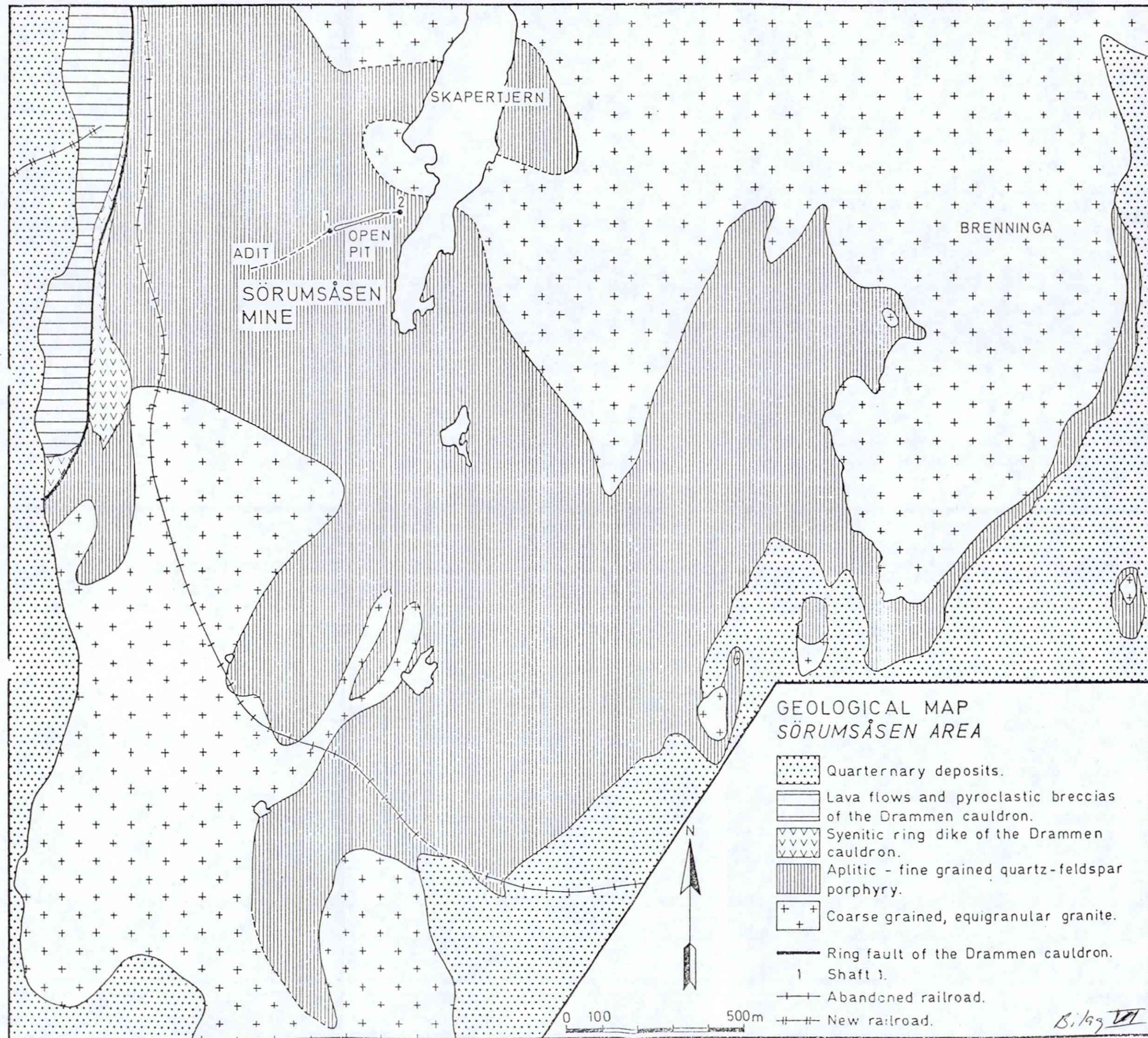
BUSKERUD FYLKE
Originalblad konstr. risset av
Etter fotogrammer 1964-65
Nedfotografert og sammensatt av 4 kartblad i M 1:5000
VIAK REPRO
Utgitt av BUSKERUD FYLKE 1976
RØYKEN KOMM. oppført 1973

- 1. Tettbebyggelse (GSD) med
2. Tettbebyggelse (GSD) med
3. Tettbebyggelse (GSD) med
4. Tettbebyggelse (GSD) med
5. Tettbebyggelse (GSD) med
6. Tettbebyggelse (GSD) med
7. Tettbebyggelse (GSD) med
8. Tettbebyggelse (GSD) med
9. Tettbebyggelse (GSD) med
10. Tettbebyggelse (GSD) med
11. Tettbebyggelse (GSD) med
12. Tettbebyggelse (GSD) med
13. Tettbebyggelse (GSD) med
14. Tettbebyggelse (GSD) med
15. Tettbebyggelse (GSD) med
16. Tettbebyggelse (GSD) med
17. Tettbebyggelse (GSD) med
18. Tettbebyggelse (GSD) med
19. Tettbebyggelse (GSD) med
20. Tettbebyggelse (GSD) med
21. Tettbebyggelse (GSD) med
22. Tettbebyggelse (GSD) med
23. Tettbebyggelse (GSD) med
24. Tettbebyggelse (GSD) med
25. Tettbebyggelse (GSD) med
26. Tettbebyggelse (GSD) med
27. Tettbebyggelse (GSD) med
28. Tettbebyggelse (GSD) med
29. Tettbebyggelse (GSD) med
30. Tettbebyggelse (GSD) med
31. Tettbebyggelse (GSD) med
32. Tettbebyggelse (GSD) med
33. Tettbebyggelse (GSD) med
34. Tettbebyggelse (GSD) med
35. Tettbebyggelse (GSD) med
36. Tettbebyggelse (GSD) med
37. Tettbebyggelse (GSD) med
38. Tettbebyggelse (GSD) med
39. Tettbebyggelse (GSD) med
40. Tettbebyggelse (GSD) med
41. Tettbebyggelse (GSD) med
42. Tettbebyggelse (GSD) med
43. Tettbebyggelse (GSD) med
44. Tettbebyggelse (GSD) med
45. Tettbebyggelse (GSD) med
46. Tettbebyggelse (GSD) med
47. Tettbebyggelse (GSD) med
48. Tettbebyggelse (GSD) med
49. Tettbebyggelse (GSD) med
50. Tettbebyggelse (GSD) med
51. Tettbebyggelse (GSD) med
52. Tettbebyggelse (GSD) med
53. Tettbebyggelse (GSD) med
54. Tettbebyggelse (GSD) med
55. Tettbebyggelse (GSD) med
56. Tettbebyggelse (GSD) med
57. Tettbebyggelse (GSD) med
58. Tettbebyggelse (GSD) med
59. Tettbebyggelse (GSD) med
60. Tettbebyggelse (GSD) med
61. Tettbebyggelse (GSD) med
62. Tettbebyggelse (GSD) med
63. Tettbebyggelse (GSD) med
64. Tettbebyggelse (GSD) med
65. Tettbebyggelse (GSD) med
66. Tettbebyggelse (GSD) med
67. Tettbebyggelse (GSD) med
68. Tettbebyggelse (GSD) med
69. Tettbebyggelse (GSD) med
70. Tettbebyggelse (GSD) med
71. Tettbebyggelse (GSD) med
72. Tettbebyggelse (GSD) med
73. Tettbebyggelse (GSD) med
74. Tettbebyggelse (GSD) med
75. Tettbebyggelse (GSD) med
76. Tettbebyggelse (GSD) med
77. Tettbebyggelse (GSD) med
78. Tettbebyggelse (GSD) med
79. Tettbebyggelse (GSD) med
80. Tettbebyggelse (GSD) med
81. Tettbebyggelse (GSD) med
82. Tettbebyggelse (GSD) med
83. Tettbebyggelse (GSD) med
84. Tettbebyggelse (GSD) med
85. Tettbebyggelse (GSD) med
86. Tettbebyggelse (GSD) med
87. Tettbebyggelse (GSD) med
88. Tettbebyggelse (GSD) med
89. Tettbebyggelse (GSD) med
90. Tettbebyggelse (GSD) med
91. Tettbebyggelse (GSD) med
92. Tettbebyggelse (GSD) med
93. Tettbebyggelse (GSD) med
94. Tettbebyggelse (GSD) med
95. Tettbebyggelse (GSD) med
96. Tettbebyggelse (GSD) med
97. Tettbebyggelse (GSD) med
98. Tettbebyggelse (GSD) med
99. Tettbebyggelse (GSD) med
100. Tettbebyggelse (GSD) med



CJ 042 CK 042 CL 042
CJ 041 CK 041 CL 041
CJ 040 CK 040 CL 040

RØYKEN, LIER, BUSKERUD
SPIKKESTAD CK 041



Nr. 6 Arkiv

(10)

Rapport fra elektriske motstandsmålinger

i Mistberget

av

Bjørn Berger

Universitetet i Trondheim
Norges Tekniske Høgskole
1980

221280

Bjørn Berger

SAMMENDRAG

I samarbeid med Norsk Hydro A/S er det gjort elektriske motstandsmålinger for å undersøke leiromvandlete bergarter i et område ved Mistberget i Eidsvoll kommune (Fig. 1).

Målingene viser at spesifikk motstand i vannholdig leiromvandlet materiale ligger mellom 150 og 300 Ωm . Dybden til uomvandlet fjell sentralt i området er trolig over 200 m. Videre tyder målingene på at leiromvandlingen ikke går inn under uomvandlete bergarter mot SV fordi man har høy spesifikk motstand til over 200 m dyp.

<u>INNHold</u>	Side
SAMMENDRAG	2
1. INNLEDNING	4
1.1. Feltarbeid.....	4
1.2. Apparatur	4
2. FORMÅL.....	4
3. MÅLEOPPLEGG	4
4. RESULTATER	5
4.1. Punkt 1.	5
4.2. Punkt 2.	6
4.3. Punkt 3.	6
4.4. Punkt 4.	6
5. KONKLUSJON	7
6. LITTERATUR	7

1. INNLEDNING

I samarbeid med Norsk Hydro A/S er det gjort elektriske motstandsmålinger i et område ved Mistberget i Eidsvoll kommune (Fig. 1).

1.1. Feltarbeid

Målingene ble utført i tiden 8. - 10. desember 1980 av H. Elstad, V. Aggerholm, V. Dannow og B. Berger. Det var 20 - 30 cm snø og mellom -1 og -5 °C under målingene.

1.2. Apparatutrustning.

Det ble benyttet et ABEM Terrameter SAS 300 til målingene. Instrumentet sender likestrømspulser med vekslende fortegn og summerer signaler. Maksimum strømstyrke uten tilleggstrussel er 20 mA (160V) og ekvivalent frekvens er 0.5 Hz. Det ble benyttet kobberlisse kabel og stålelektroder.

2. FORMÅL

Formålet med målingene var å undersøke:

1. Om elektriske motstandsmålinger kan gjøres om vinteren.
2. Spesifikk motstand i de leiromvandlete bergartene.
3. Hvor dypt leiromvandlingen gikk i området.
4. Om leiromvandlingen gikk inn under uomvandlete bergarter på sidene.

3. MÅLEOPPSETT

Målingene ble utført som vertikale elektriske sonderinger (VES.) med Schlumberger elektrodekonfigurasjon (fig. 2). Denne konfigurasjonen ble brukt fordi man hadde begrenset lengde av kabel til rådighet. Polpol konfigurasjon kunne vært brukt fordi denne gir større dybderekkevidde i forhold til elektrodeavstand, men denne konfigurasjonen krever to fjern-elektroder og dermed minst 5 ganger så mye kabel (fig. 2).

Det ble gjort VES-målinger i punktene 1, 2 og 3 (fig. 1) innenfor det leiromvandlete området for å fastlegge spesifikk motstand i det leiromvandlete materialet og undersøke dypet til uomvandlet fjell. I punkt 4

omtrent 100 m SV for det leiromvandlete området ble det gjort en VES-måling for å undersøke om leiromvandlingen gikk inn under uomvandlete bergarter.

4. RESULTATER

Målepunktenes plassering og retningen på elektrodeutlegg er vist på fig. 1. VES-kurvene er vist på fig. 3-6 og måleverdiene i tabell 1 - 4.

4.1. Punkt 1.

VES-kurven (fig. 3) tyder på tre lag. Tolkning med kurvetilpasning og bruk av en modell med planparallelle homogene lag gir et topplag ca 3 m med spesifikk motstand 6000 Ω m (tørr løsmasse). Under dette kommer minst 35 m med spesifikk motstand mellom 150 og 300 Ω m som trolig representerer vannmettet leiromvandlet materiale. Det tredje "laget" på VES-kurven skyldes sannsynligvis at strømelektrodene passerer grensen mot uomvandlet fjell. Dette medfører at man med den retningen elektrodeutlegget har i punkt 1, ikke kan påvise fjell på større dyp enn 40 m. Dersom man hadde hatt uomvandlet fjell på mindre enn 40 m dyp ville VES-kurven ha begynt å stige tidligere.

For på en enkel måte å forklare hva slags VES-kurve man vil få dersom man gjør en sondering midt i en lavmotstandssone med elektrodeutlegget på tvers kan man bruke speiling. Dette er forsøkt på fig. 7. Man vil måle en for høy motstand inntil strømelektrodene når grensen av sonen (fig. 7a). Når man har passert grensen vil man måle en for lav motstand inntil avstanden mellom strømelektrodene er 2 ganger så stor som bredden av den ledende sonen (fig. 7b). Da vil man måle en for høy motstand igjen (fig. 7c).

Dersom en slik forenklet tolkningsmodell brukes på kurven fra punkt 1 skulle bredden av den leiromvandlete sonen være 60 m. Dessuten skulle man få for lave motstander for AB/2 avstander mellom 30 og 60 m, og nettopp for disse avstandene har man de laveste tilsynelatende spesifikke motstander som er målt i området.

4.2. Punkt 2.

Første del av VES-kurven i punkt 2 er praktisk talt identisk med kurven fra punkt 1, og tolkning gir ca. 2 m tørt materiale ($6000 \Omega m$) over et lag med spesifikk motstand $300 \Omega m$. Kulen på VES-kurven for AB/2 lik 20 - 70m har så skarpe knekker at den må skyldes inhomogeniteter nær overflaten. En slik kul kan forklares med at man har lav motstand i overflaten ved den nordvestlige elektroden fordi grunnvannspeilet ligger høyt. Dette fører til en slags kortslutning som gir for høye måleverdier (Fig. 8). Dersom man ser bort fra denne uregelmessigheten, tyder målingen i punkt 2 på at man har leiromvandling (lav motstand) til minst 200 m dyp.

Måleverdiene for AB/2 lik 250m og 300m er usikre fordi signal/støyforholdet er lite. Dessuten nærmer man seg grensen mot uomvandlet fjell, og får dermed samme virkninger som omtalt under punkt 1.

4.3. Punkt 3.

Målinger i punkt 3 gir noe lavere spesifikk motstand i topplaget enn i punkt 1 og 2. Ved flytting av potensialelektroden får man et sprang i måleverdien (fig. 5) og dette skyldes inhomogeniteter mellom potensial-elektroden. Målingen i dette punkt må derfor tillegges mindre vekt enn målingene i de andre punktene.

VES-kurven synker imidlertid for AB/2 avstander opp til 100m og dette tyder på leiromvandling (lav motstand) til minst 100m dyp.

4.4. Punkt 4.

VES-kurvens første del til AB/2 lik 20m er uregelmessig mens resten er en tolagskurve. Dersom man ser bort fra uregelmessighetene har det øverste laget en spesifikk motstand på $250 \Omega m$ og en tykkelse på 35m. Denne spesifikke motstanden er så lav at den trolig representerer løsmasser eller leiromvandlet fjell. Under dette ligger minst 200m fjell med spesifikk motstand over $10000 \Omega m$.

5. KONKLUSJON

Elektriske motstandsmålinger kan gjøres om vinteren forutsatt at man har strømelektroder som kan slås ned gjennom telelaget.

Målingene har gitt spesifikke motstander mellom 150 og 300 Ω m på vannholdig leiromvandlet materiale. Dette er motstander i samme størrelse som i vannholdig morene.

Målingen i punkt 2 tyder på minst 200m til uomvandlet fjell. Målingen i punkt 3 viser minst 100m til uomvandlet fjell.

Målingen i punkt 4 viser at det er uomvandlet fjell mellom 35 og 250m dyp i dette punktet.

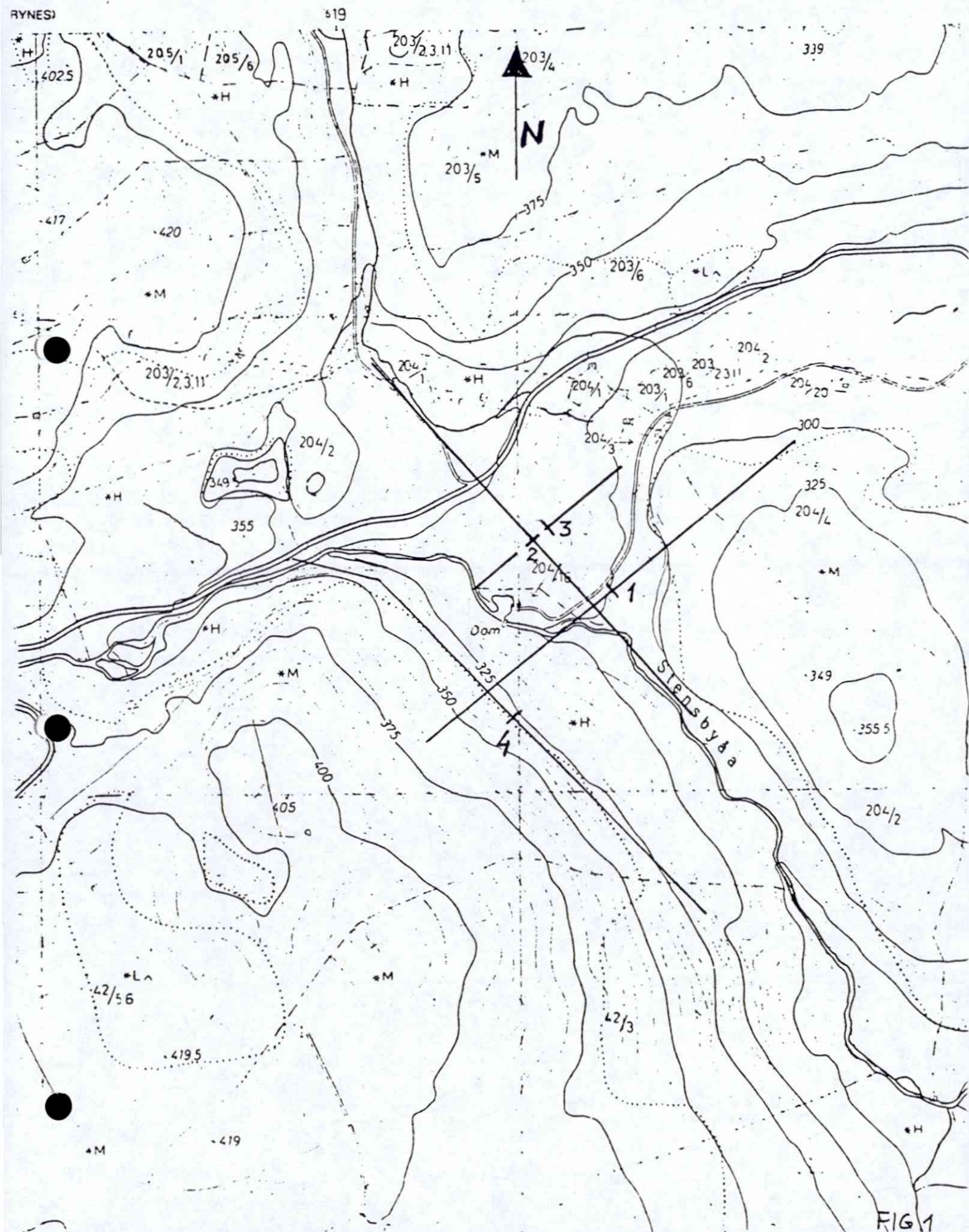
6. LITTERATUR

Teorien for elektriske motstandsmålinger omhandles blant annet i:

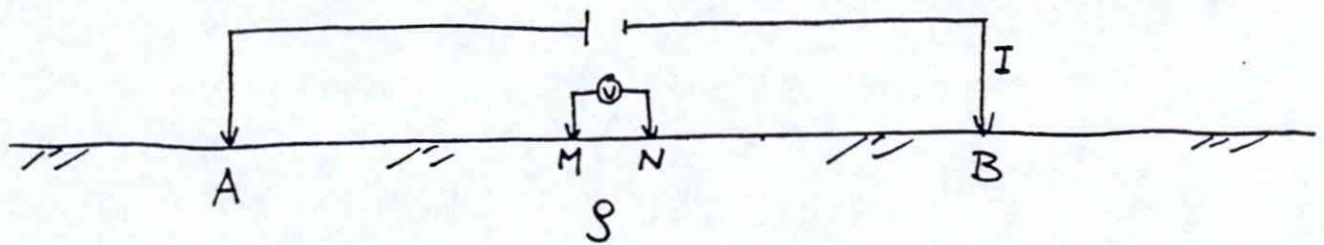
Koefoed, O., 1979: Geosounding principles 1, Resistivity Sounding Principles. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam.

Lile, O.B. og Kaspersen, P., 1977: Elektriske metoder. Kompendium i anvendt geofysikk. Institutt for petroleumsteknologi og anvendt geofysikk. Norges Tekniske Høgskole, Trondheim.

—|— MÅLEPUNKT
1

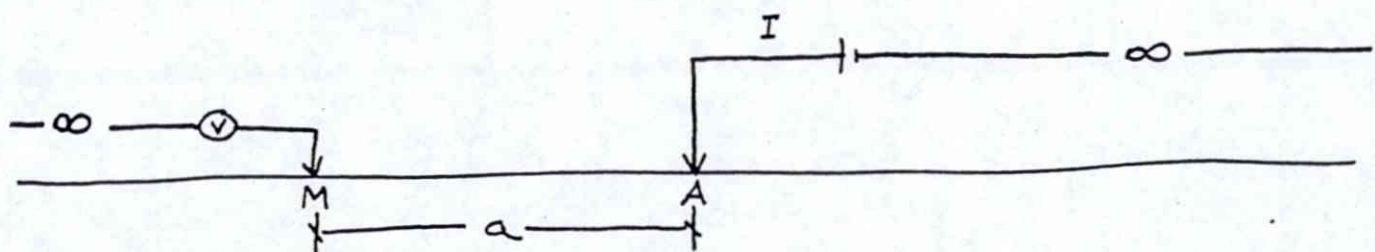


CHLUMBERGER KONFIGURATION:



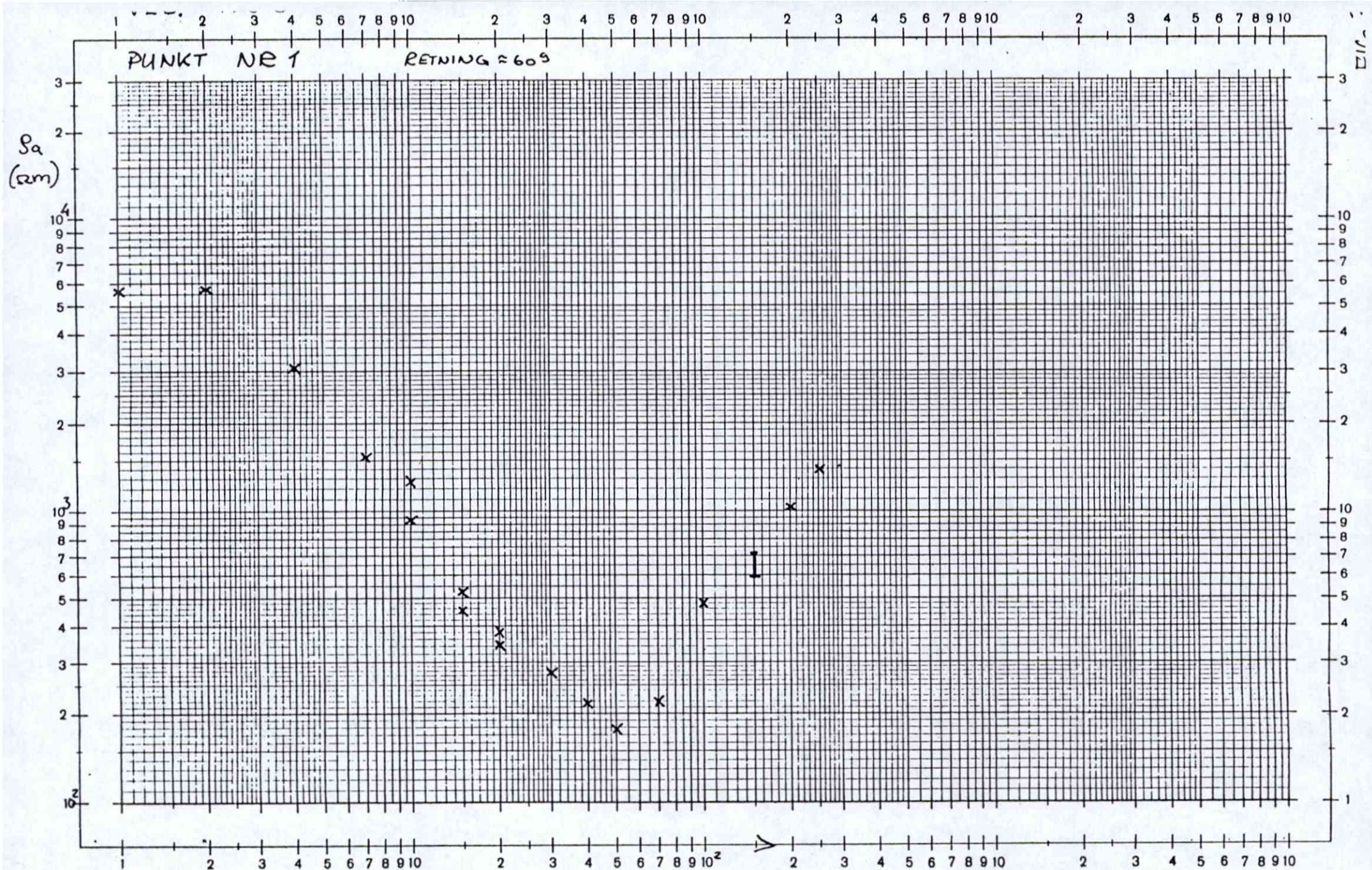
$$S_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{2\pi}{\frac{1}{A_M} - \frac{1}{B_M} - \frac{1}{A_N} + \frac{1}{B_N}}$$

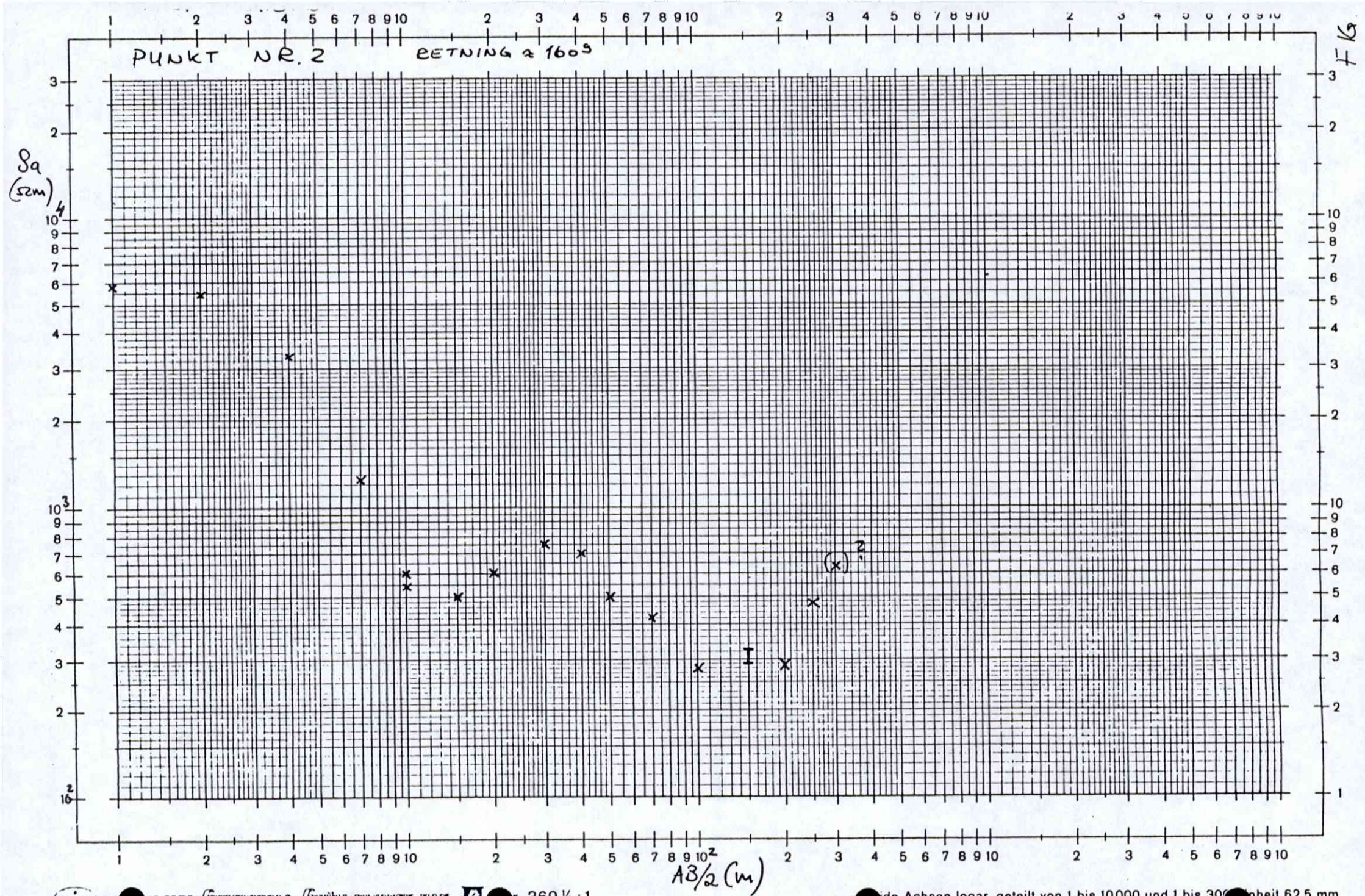
POL-POL KONFIGURATION:



1 PRAKSIS ER $\infty = 10 \cdot a$

$$S_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{2\pi}{\frac{1}{A_M}} = \frac{\Delta V}{I} \cdot 2\pi a$$



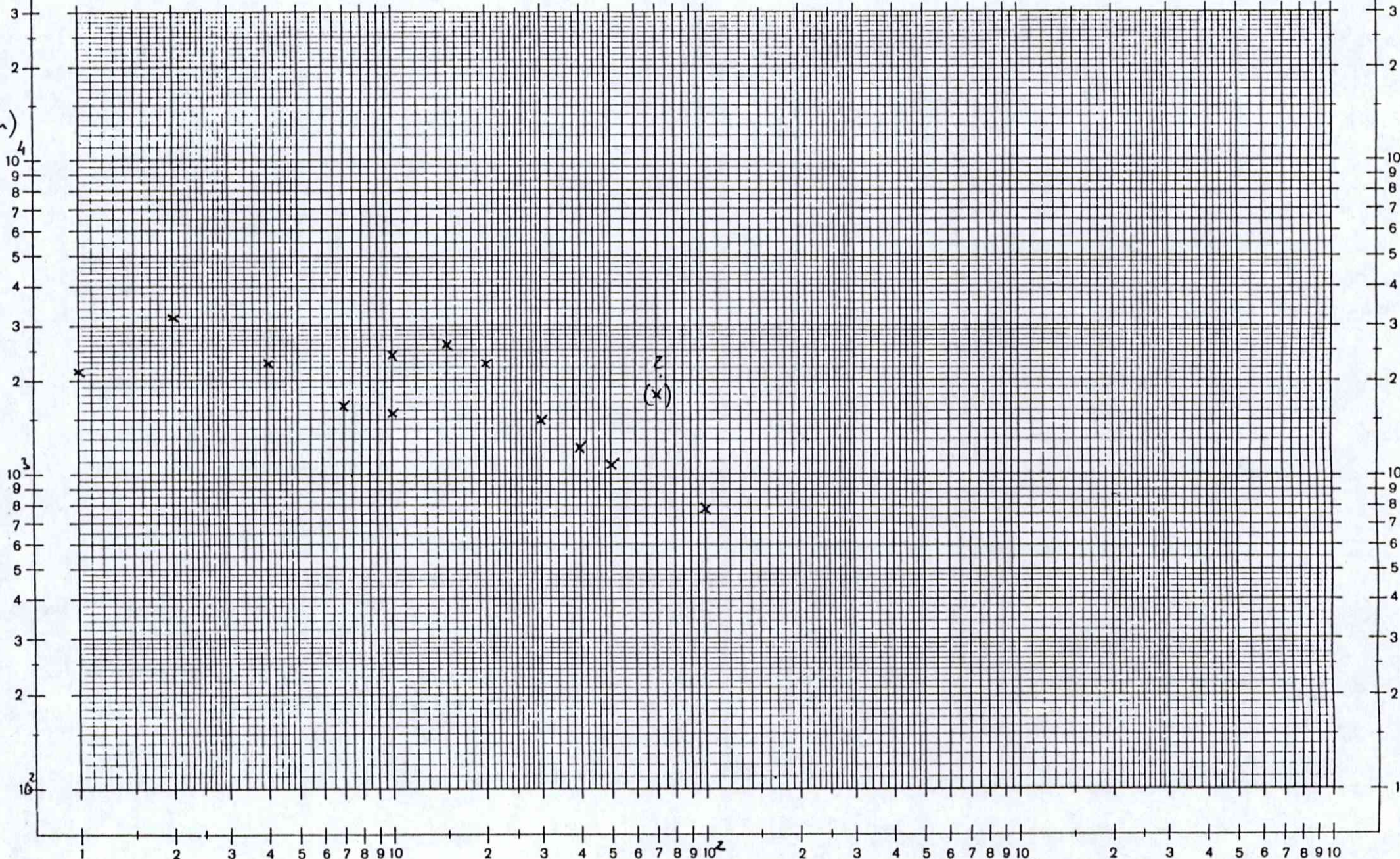


S_a
(cm)

F/6.

PUNKT NR 3

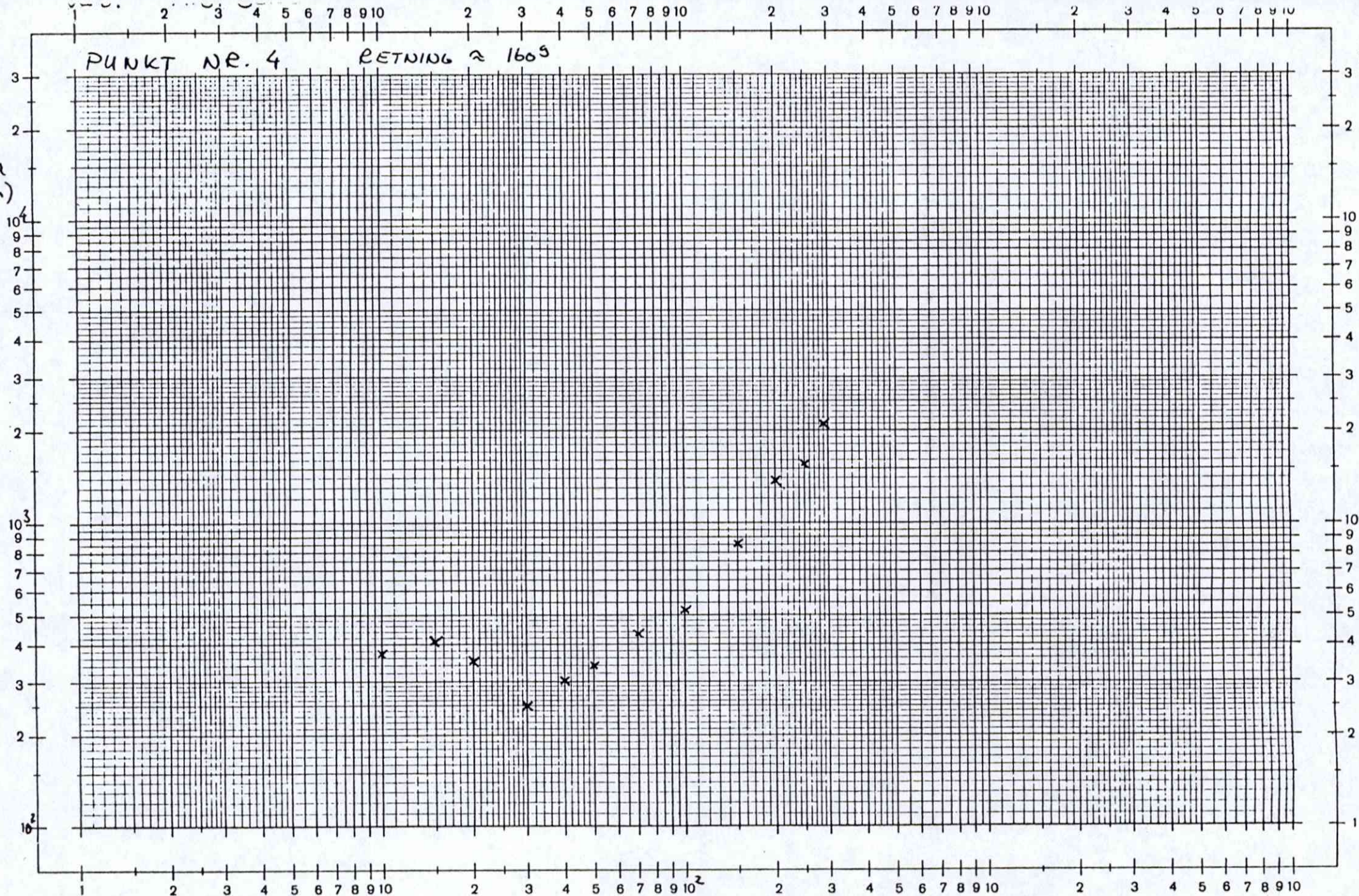
BEÜBUNG 609



ρ_a
(cm)

PUNKT NR. 4

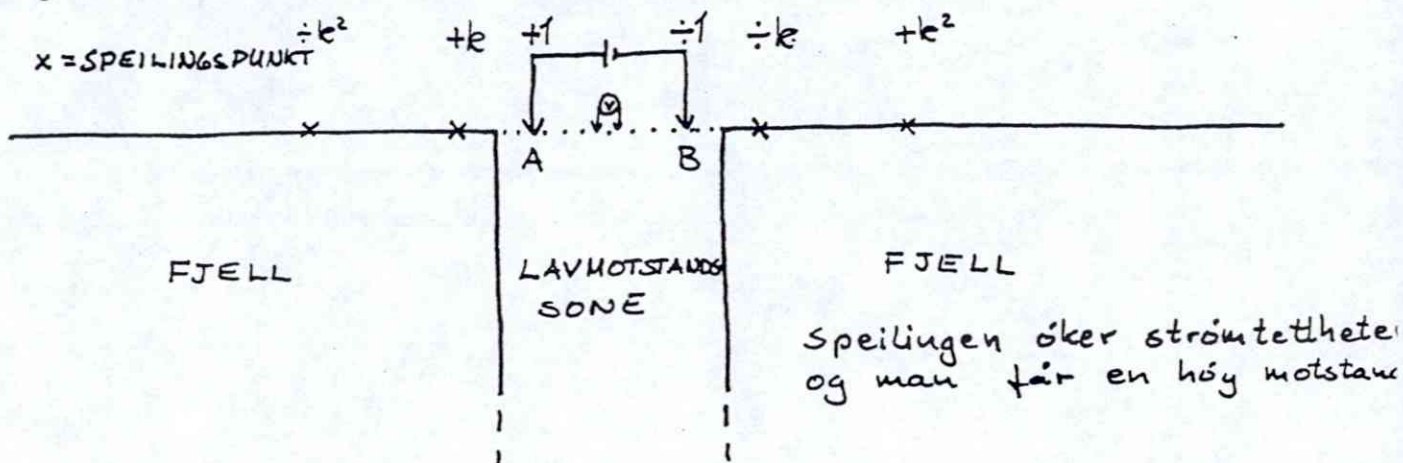
RETNING $\approx 160^\circ$



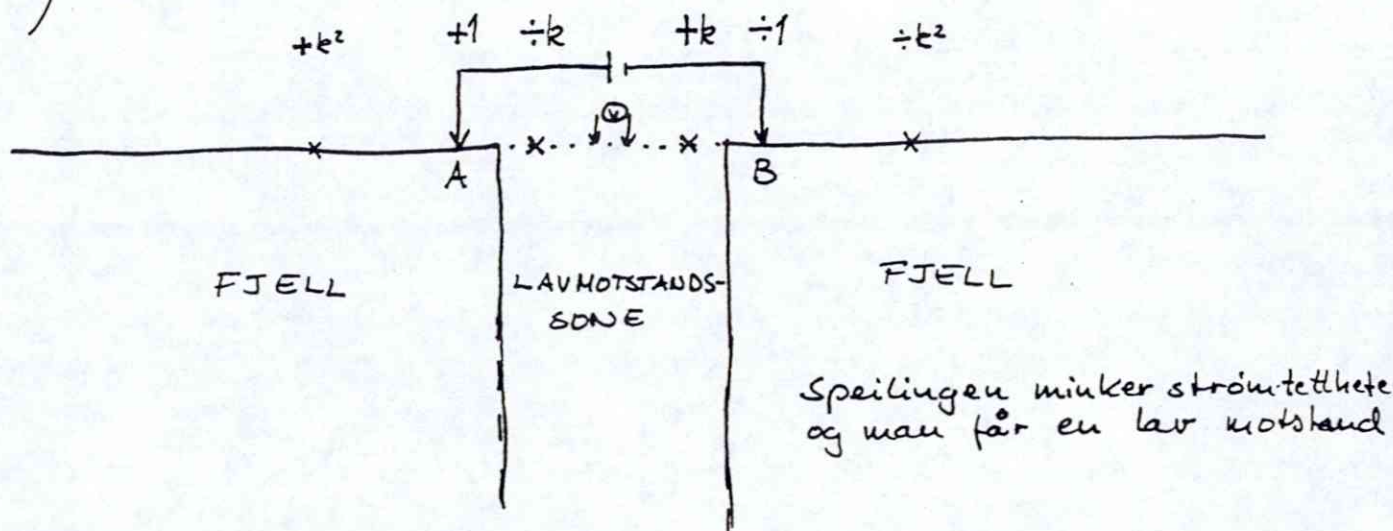
SPEILINGSMODELL.

SPEILINGENS STYRKE AVHENGER AV MOTSTANDSKONTRASTEN.
 I DETTE TILFELLET ER SPEILINGSKONSTANTEN $k = \frac{5000 - 300}{5000 + 300} \approx 0,9$

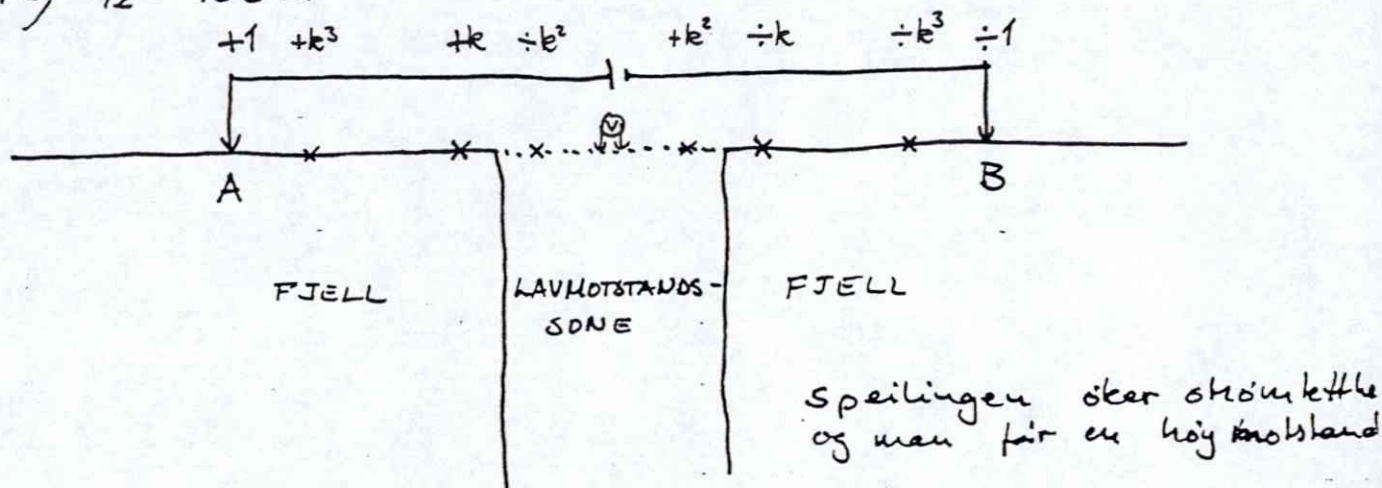
7a) $AB/2 = 20m$

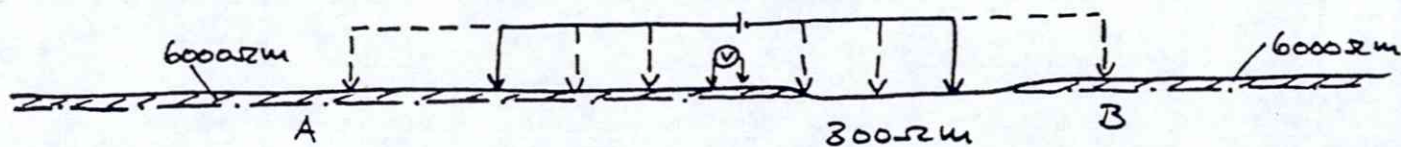


7b) $AB/2 = 40m$



7c) $AB/2 = 100m$





DEESOM EN AV STRØMELEKTRODENE STÅR I MATERIALE SOM LEDER BEDRE ENN OVERFLATEMATERIALET FOR ØVRIG, VIL MAN FÅ EN KORTSLUTNING AV DENNE ELEKTRODEN SLIK AT MAN VIL MÅLE EN FOR HØY TILSYNELATENDE SPESIFIKK MOTSTAND. DETTE KAN VÆRE ÅRSÅKEN TIL KULEN PÅ KES-KURVEN FRA PUNKT 2 (FIG. 4)

FIG. 8

TAB 1

LEKTRISK DYBDESONDERING

DATO: 081280/
101280STED: HUSTBERGET
CA 100 m Ø FOR VANNINTAK
RETNING ~ 60°

NR: 1

HÅLT AV: B.
H.E

ABEM TERRAMETER SAS 300

KONFIGURASTON: SCHLUMB.
MN = 1m/6m

I (mA)	$\frac{AB}{2}$ (m)	UNK	R (Ω)	ρ_a (Ωm)	ρ_a FOR KURVETILPASNING
5	1	1	2380	5608	
"	2	1	484	5702	5680
"	4	"	60.9	3013	4289
"	7	"	10.06	1541	2633
"	10	"	2.97	931	885
20	10	6	26.7	1272	
5	15	1	0.634	448	
10	"	6	4.63	524	380
2	20	1	0.303	381	
5	"	6	1.663	340	276
1	30	1	0.128	(362)	
10	"	6	0.590	275	253
1	40	1	0.080	(402)	
10	"	6	0.258	215	249
5	50	1	0.021	(165)	
20	"	6	0.1345	175	247
10	70	6	0.085	218	UTELATT VED TOLKNING FORDI PLANPARALLELL MODELL ER USANNSYNLIG
10	100	6	0.092	481	
20	150	6	0.05-0.06	589-707	
10	200	6	0.0489	1024	
5	250	6	0.0425	1391	
MODELL:					
$\rho_1 = 6000 \quad t_1 = 2.9$					
$\rho_2 = 246 \quad t_2 =$					
$\rho_3 = \quad t_3 =$					
$\rho_4 = \quad t_4 =$					
$\rho_5 =$					
GJENNOMSNITTLIG KVADRAT					
FEIL : 0,05					

TIO

STED: HJSTBERGET
CA 80 m N FOR VANNINTAK
RETNING ~160°

NR: 2

HÅLT AV: B

ABEM TERRAMETER SAS 300

KONFIGURASTON: SCHLUMB.
MN = 1 m/5 m

$I(\mu A)$	$\frac{AB}{2}(m)$	$H(X)m$	$R(\Omega)$	$\rho_a(\Omega m)$	ρ_a FOR KURVETILPASNING
10	1	1	2490	5867	
10	2	"	465	5478	5447
10	4	"	66.8	3305	3517
10	7	"	8.13	1245	1345
10	10	"	1.914	600	611
10	10	5	9.29	547	
10	15	"	3.64	500	389
5	20	"	2.44	604	} UTELATT PÅ GRUNN AV KUL.
10	30	"	1.337	751	
5	40	"	0.702	703	
5	50	"	0.318	498	
5	70	"	0.138	424	
10	100	"	0.0441	277	336
5	150	"	$\frac{R(m\Omega)}{20.5-23.0}$	290-325	335
10	200	"	11.2-11.6	281-291	335
20	250	"	12.00	471	
2	~290	"	12.00?	(634??) LITE SIGNAL	
				USIKKER AVLESNING	MODELL:
				DELVIS NEGATIV MOTSTAND.	$\rho_1 = 6000 \quad t_1 = 2.3$
					$\rho_2 = 335 \quad t_2 =$
					$\rho_3 = \quad t_3 =$
					$\rho_4 = \quad t_4 =$
					$\rho_5 =$
GJENNOMSnittlig KVADRA					
FEIL : 0,022					

STED: HJSTBERGET
20 m Ø FOR PUNKT 2
RETNING ~ 60°

NR: 3

HÅLT AV: B.
H.E
V.A

ABEM TERRAMETER SAS 300

KONFIGURASTON: SCHLUMB.
MN = 1 m / 5 m

I_{eff}	$\frac{AB}{2} (m)$	$U_{\text{eff}} (V)$	$R (\Omega)$	$S_a (\Omega m)$	S_a FOR KURVETILPASNING
10	1	1	906	2135	IKKE TOLKET MED DATAMASKIN
5	2	"	270	3181	
5	4	"	46	2276	
5	7	"	10.75	1646	
10	10	"	4.94	1548	
10	"	5	40.8	2403	
10	15	"	19.00	2611	
5	20	"	9.17	2269	
10	30	"	2.64	1483	
10	40	"	1.216	1218	
5	50	"	0.684	1072	
5	70	"	0.596	1833 ?	
20	~ 100	"	0.1255	788	
	150	"			
	200	"			
	250	"			

MODELL:

$S_1 =$ $t_1 =$

$S_2 =$ $t_2 =$

$S_3 =$ $t_3 =$

$S_4 =$ $t_4 =$

$S_5 =$

GJENNOMSNITTLIG KVADRAT-

FEIL:

TAB 3

TAB 4 ELEKTRISK DYBDESONDERING

DATO: 10/286

STED: USTØEGET

NR: 4

HÅLT AV: B.

1 SKÅNING

CA 100m S FOR VANNINNTAK

ABEM TERRAMETER SAS 300

RETNING ~ 160°

KONFIGURASTON: SCHLUMB.

4N = 6m

I_{AB}	$\frac{AB}{2} (m)$	$R (\Omega)$	$S_a (\Omega m)$	S_a FOR KURVETILPASNING
				
5	10	7.79	371	
2	15	3.60	407	
2	20	1.711	350	
20	30	0.530	247	275
2	40	0.365	304	307
5	50	0.258	337	349
10	70	0.1681	430	454
2	100	0.099	518	626
10	150	0.073	860	910
2	200	0.0660	1382	1181
10	250	0.0471	1541	
5	~290	0.0480	2113	1684
MODELL:				
$S_1 = 245 \quad t_1 = 37$				
$S_2 = 10000 \quad t_2 =$				
$S_3 = \quad t_3 =$				
$S_4 = \quad t_4 =$				
$S_5 =$				
GJENNOMSNITTLIG KVADRAT				
FEIL: 0.016				

Nr. 3 Arkiv

Rep.
✓

20127/80 F.17.90.00
126/01/02

(9)

REPORT

Submitted to Norsk Hydro
at Lørenfarete 3, Økern, Oslo.

December 1980.

C.D.WELLINGS

Imperial College, London.

LIST OF CONTENTS

	<u>Page:</u>
1. Introduction	1
2. Brennhaugen	1
2.1 Petrography	2
2.2 Alteration and Veining	3
2.3 The Manganese Phenomenon	4
2.4 Mineralisation	6
2.5 Jointing	6
2.6 Discussion	6
3. Steinmyrveien	8
3.1 Alteration, Veining and Mineralisation	9
4. Hegga	10
4.1 Manganese Enrichment	12
5. Proposals for further study	14
References	14
Maps	(15 to 21)
Sample list	(22 to 42)

1. INTRODUCTION

The purpose of this report is to give a brief outline of the work I did during my stay in the Hurdal area of Norway this summer. Three areas will be discussed, referred to here as Brennhaugen, Steinmyrveien, and Hegga respectively. Greatest emphasis will be placed upon the Brennhaugen area as a longer period was spent in this area than in the other two. Three other areas were also visited which will not be described here: Skrukkeli, Rustad (Kongeliveien) and Drammen.

2. BRENNHAUGEN

The Brennhaugen area is situated immediately to the west of Lake Hurdal (Hurdalsjøen) in the north of the Oslo Graben. The geology exposed in the area consists of a series of intrusive igneous rocks ranging between broadly Syenitic and Granitic in composition. Work included sampling and recording joint orientations along a 2km section of the "Brennhaugen road" from Vikensveien to Steinbratbekken, and a section of Steinbratbekken itself (Maps 1, 2 and 2A.).

At least two, and possibly three, separate granitic phases can be recognised in this area. The oldest phase (referred to here as Syenite A) is predominantly Syenitic in composition and is exposed in the south west extremity of the area. The youngest phase (Granite A) ranges between Quartz-Syenite and Alkali-Granite in composition (as estimated from mineral content) and is exposed along most of the length of the Brennhaugen road. A third granitic phase (Granite B), believed to be intermediate in age between the other two, is distinguished from Granite A on the basis of texture (see section 2.1), but is not well exposed in this area. The three phases are difficult to distinguish in the field due to similarities in colour and mineral content, the poor exposure, and the often complicated relationships exhibited between them.

At least one, and possibly two, phases of dyke intrusion can be recognised in the area. Dykes are found cutting Granite A at a number of localities. Where possible their orientations have been recorded. However dykes tend to be discontinuous in outcrop so that this is not always possible. Both aphyric and feldspar porphyritic varieties can be observed, to which the field-term "dolerite" is loosely applied. A number of microdykes of similar appearance can also be observed, which are believed to be offshoots from the larger dykes.

The granitic rocks in this area show evidence of varying degrees of alteration which appear mainly to affect the feldspars in the rock. The latter are often bleached (section 2.2). "Bleaching" is often accompanied in the rocks by pervasive hematite spotting. It has been suggested that both bleaching and hematite spotting may be the result of a process of "albitisation" in which perthitic alkali feldspar is altered to albite. The viability of this process will be discussed in section 2.6.

Another peculiarity of the granitic rocks in this area is the occurrence of irregular zones in which manganese is highly concentrated. These manganese-rich zones are usually recognisable from their distinct, black staining, a result of oxidation of manganese-bearing minerals. However the situation is often complicated as a result of the redistribution of manganese oxides by ground waters, particularly along joint surfaces. The spatial distribution of these zones is believed to be very irregular and does not appear to be related to any structural features (such as jointing). A description of these zones will be given in section 2.3, and their origin will be discussed in section 2.6.

Mineralisation in this area involves relatively minor amounts of Iron, Lead, Zinc and Molybdenum sulphides. Pyrite, Galena and Sphalerite are occasionally found along thin joint-related fractures. Molybdenite has only been observed in the groundmass of Granite A. Minor amounts of Fluorite (CaF_2) have also been observed. Mineralisation will be discussed in section 2.4.

2.1 Petrography

All three granitic phases are composed essentially of alkali feldspar and quartz. The quartz content is very variable, ranging between 0 and 30 percent and, together with grain-shape, is the main criterion for distinguishing between different phases. Plagioclase is believed to be a relatively minor constituent. Biotite is the main ferromagnesian mineral represented, but is not always an essential constituent. Amphibole is rare.

SYENITE A is a coarse-grained (2 to 5mm average), typically inequigranular, leucocratic igneous rock, often containing large "phenocrysts" of feldspar, up to one centimetre in dimension. It does not however display a typical porphyritic texture. It consists almost entirely of alkali feldspar. The quartz content is always low (less than 2 per cent). Biotite may be an important constituent, so that locally Syenite A may be referred to as a Biotite Syenite. Except at the contacts with Granite A, Syenite A is believed to be relatively unaffected by bleaching (this requires confirmation from thin section work).

GRANITE A is a medium to coarse-grained (0.5 to 4 mm), typically fairly equigranular, leucocratic igneous rock. Alkali feldspar is again the main constituent mineral. The quartz content ranges between 5 and 30 per cent and is very variable on the scale of the outcrop. Granite A therefore covers compositions in the range Quartz-Syenite to Alkali-Granite. The ferromagnesian mineral content is usually low. However, locally, biotite may be present in significant amounts. It is not certain, however, whether this biotite is a primary or secondary mineral phase (see section 2.2).

GRANITE B is similar to Granite A in terms of grain-size, mineral content and colour, and covers a similar compositional field (excepting that the Quartz-Syenite end-member is probably more common). It can however be distinguished from Granite A on the basis of texture, albeit with difficulty. In Granite A, quartz grains tend to occur both as fairly large (e.g. 2 mm) and equant "phenocrysts" and as small, angular interstitial crystals. In Granite B, they tend only to be interstitial.

The difference in texture between Granite A and Granite B is attributed to different crystallisation histories. In Granite A, quartz is interpreted as having crystallised simultaneously with alkali feldspar on the liquidus. In Granite B, it is assumed to have commenced crystallising below the liquidus, after alkali feldspar; thus filling the interstices between feldspar grains.

Two types of dyke-rock can be recognised in the area. Both are fine to medium-grained (less than 0.5 mm), fairly equigranular, meso-type to melanocratic igneous rocks, to which the term "Dolerite" is loosely applied (for convenience). Dolerite A is a dark grey aphyric variety, but may contain the occasional phenocryst of feldspar. Dolerite B is a light grey to mauve variety which may be aphyric, or porphyritic containing acicular feldspar phenocrysts. It either represents a separate igneous phase or an alteration product of Dolerite A. Both types of dyke-rock may contain finely disseminated pyrite. A number of "microdykes" of similar appearance can also be observed, believed to be offshoots from the larger dykes.

2.2 Alteration and Veining

As stated above, the granitic rocks in this area show evidence of varying degrees of alteration. This alteration is believed to take the form of "bleaching" of feldspar grains and hematite spotting. It is most prominent in Granite A. Syenite A and Granite B tend not to be affected, except towards the contacts with Granite A.

In Granite A, feldspar grains range in colour between pink and white. Pink feldspar grains are interpreted as

normal perthitic alkali feldspars in which K-feldspar is dominant over albite. The white grains are believed to be albite, altered from alkali feldspars (a deduction based on work carried out at Trondheim University). However, it is also possible that the white grains may represent primary albite and that the pink grains have been altered from them. Where a large number of white grains are present, the rock is said to be "bleached".

The distribution of bleaching is very irregular, varying on the scale both of the outcrop and the handspecimen, and is not a mappable feature. Quartz grains in the granite appear to be unaffected by this apparent alteration.

The distribution of hematite spotting is also irregular. In my opinion, there is no clear relationship between hematite spotting and bleaching (this requires confirmation from further field and laboratory work). Bleaching is not always accompanied by hematite spotting and vice versa. Locally, hematite is unusually concentrated parallel to particular joint surfaces. The relationship between hematite spotting and so-called albitisation will be discussed in section 2.6.

Biotite, where present, either occurs as blocks of flakes or as fine-grained nests. In the field, it is very difficult to distinguish between primary and secondary biotite. Locally, biotite may be secondary, as the concentration of biotite grains sometimes appears to increase towards a particular joint surface. Elsewhere the biotite may be primary. It is hoped that thin section work (to be carried out at I.C. during the year) may be helpful in distinguishing between the two.

Quartz veining is fairly common, both within Granite A and near the contacts between Granite A and its wallrocks. Quartz veins range up to about one centimetre in thickness and tend to be oriented parallel to joint surfaces. There is sometimes a discolouration of the host rock adjacent to a particular quartz vein. This discolouration takes the form either of bleaching or reddening. Not all quartz veins are affected in this way.

Other features which may be observed within Granite A include discontinuous "veinlets" of feldspar grains up to 0.5 cm wide; coarser-grained "pegmatitic" veins; and locally, particularly towards the contact of Granite A with its wallrocks, large "pegmatoid blobs" of quartz, ranging up to half a metre in diameter. All these features are believed to be essentially "late magmatic" in origin.

2.3 The Manganese Phenomenon

One of the characteristics of the granitic rocks exposed in the Brennhaugen area is the widespread occurrence of a peculiar metallic-black staining, believed to be imparted by

certain oxides of manganese. This staining is usually confined to joint surfaces, along which there may be a black crust of up to several millimetres in thickness, and occasionally to the surface of the rocks.

Locally, however, the staining is much more intense, being centred around irregular "bodies" of "manganese-rich rock". In fresh specimens this manganese-rich rock contains essentially only two minerals: Feldspar, which is grey in colour and believed to be highly altered; and a pink mineral which is believed to be a manganese-bearing pyroxenoid called Rhodonite (P.Ihlen, personal communication). It is also possible that there may be some Rhodochrosite (MnCO_3) present. Absolutely no quartz has been observed.

The spatial distribution of these manganese-rich zones is very irregular and it is not certain whether there is any relationship to structural features such as faulting or jointing. The best example of one of these zones is situated

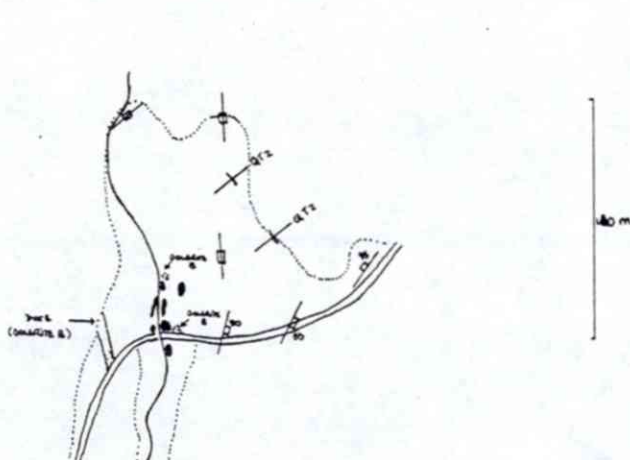


FIGURE 1: Sketch of the manganese-rich zone at the intersection between the Brennhaugen road and Steinbratbekken, indicating the possible relationship between the distribution of individual manganese-rich bodies and jointing.

at the intersection between the Brennhaugen road and Steinbratbekken (Map 2A; Figure 1). This zone is made up of a number of apparently separate manganese-rich bodies which appear to be aligned roughly parallel to the main direction of jointing in that area. Elsewhere, however, smaller manganese-rich bodies (1 to 2 metres, as opposed to 5 to 10 metres, in dimension) occur which do not show any obvious relationship to jointing. It is not certain whether the occurrence of a dyke (Dolerite B) at Steinbratbekken (Figure 1) is of any significance.

2.4 Mineralisation

Mineralisation in the Brennhaugen area involves relatively minor amounts of iron, lead, zinc and molybdenum sulphides: Pyrite (FeS_2), galena (PbS), sphalerite ($(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$) and molybdenite (MoS_2). Minor amounts of fluorite (CaF_2) have also been observed.

Pyrite, galena and sphalerite are occasionally found along thin, joint-related fractures. Sphalerite is also found in association with rhodonite and manganese oxides in the manganese-rich zones. Two types of sphalerite have been identified: A honey-coloured variety, and a dark brown variety; but, it is not certain whether or not both varieties can occur in the same rock. No chalcopyrite has been recognised.

Molybdenite and fluorite have only been observed as individual grains in the groundmass of Granite A. There is no obvious relationship between mineralisation and alteration (i.e. bleaching and hematite spotting) in the Brennhaugen area.

2.5 Jointing

Joint orientations have been recorded along the Brennhaugen road at fairly regular intervals (Map 2A). Two or three sets of vertical to sub-vertical joints are believed to be present. The majority of joints appear to strike directly into the hill, the most prominent trend being NW-SE. Analysis of joint orientations (for instance by stereographic projection) so far has revealed no definite pattern.

Apart from a fairly ubiquitous manganese oxide staining, the majority of joints are barren; they show no signs of in-filling or mineralisation. Locally, however, the concentration of a particular mineral, such as hematite or biotite, may appear to increase towards a particular joint-surface. Whether it actually does so or not requires further analysis.

Quartz veins, where present, are generally aligned parallel to jointing; so that it can be assumed that quartz veins are intruded into joint-fractures. This suggests that jointing was, at least, in part related to the cooling of the granitic body.

2.6 Discussion

It has been suggested (for instance by P. Ihlen) that the so-called "bleaching" of feldspars, displayed by the granitic rocks in the Brennhaugen area, may be the result of a process of progressive "albitisation" in which perthitic alkali feldspar is altered to albite (although it is possible that the albite could be of primary magmatic origin). It has also been suggested that the hematite spotting, which

often accompanies bleaching, may be a by-product of this process.

In theory, albitisation requires large-scale introduction of sodium ions, Na^+ , to the feldspars in the granite, and removal of potassium ions, K^+ . In this way, potassium feldspar (KAlSi_3O_8) is altered to albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). In practice, small amounts of other ions such as Ca^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , and possibly Fe^{3+} and Fe^{2+} , are also likely to be involved. Alteration is presumably effected by means of interaction with a fluid medium in which these metallic ions are dissolved. Whether this alteration is orthomagmatic or deuteric in origin is not certain.

The potassium which is removed from the feldspars must either be concentrated elsewhere within the system in the form of secondary minerals such as micas and clay minerals (the "system" here refers to the area of study), or be dispersed outside the system. There is evidence to suggest that some of the biotite observed in the granitic rocks may be of secondary origin. However, the proportion of secondary to primary biotite is not certain (section 2.2), and it is doubtful whether there is sufficient biotite present in the rocks to have disposed of all the excess potassium. This is not surprising since the formation of biotite is, in part, influenced by the availability of Mg^{2+} ; and to a lesser extent Fe^{2+} and Al^{3+} . Clay minerals are relatively rare, and no muscovite (or sericite) has been observed. It is therefore concluded, admittedly on rather scanty evidence, that for albitisation to be a viable cause of the observed alteration affects, significant amounts of K_2O must have been dispersed from the system. The question is, where to?

According to Deer, Howie and Zussman (1977), potassium feldspars may contain appreciable amounts of Fe_2O_3 (often up to 0.5 per cent). However, the FeO content is generally low. The solubility of Fe_2O_3 in the feldspar structure is known to be reduced with a decrease in temperature. Lowering of the temperature, therefore, will result in the exsolution of iron oxides (in the form of hematite), providing that sufficient iron was present in solution to start with.

As albite is generally formed at lower temperatures than potassium feldspar, conversion of potassium feldspar to albite may result in the exsolution of Fe_2O_3 , so that hematite is formed. The occurrence of hematite spotting within the granitic rocks of the Brennhaugen area, therefore, could be explained by a process of albitisation. However, it could also simply be the result of exsolution on cooling of potassium feldspars. Without further analysis, it is difficult to assess what the cause of hematite spotting was. The fact that, locally, hematite is concentrated towards particular joint surfaces suggests that iron was, at least in part, mobile during or after cooling.

The origin of the irregular, manganese-rich zones is by no means certain. They may be the result of hydrothermal alteration of the granite, or alternatively, they may represent

localised, solidified pockets of magma, within the granite, in which manganese has been highly concentrated. It is also possible that they may be xenoliths of manganese-rich country rocks. The granitic texture displayed by the manganese-rich bodies suggests that the latter theory is unlikely. This is supported by the fact that no such manganese-rich rocks have been reported in the Precambrian and Lower Palaeozoic rocks exposed in neighbouring areas.

At the moment, the favoured hypothesis is that the manganese-rich zones are the result of concentration of manganese within residual pockets of granitic magma, which subsequently crystallised to produce irregular bodies of manganese-rich rock. The manganese-rich zones are believed to be too irregular to have been formed as a result of hydrothermal alteration. The occurrence at Hegga (section 4) of manganese-pyroxenite veins is believed to be caused by escape of the manganese-rich fluids from the bodies, and not by introduction to them.

The more widespread occurrence of black manganese-oxide staining (on joint surfaces and on the surface of the rocks; section 2.3) is most likely the result of redistribution by groundwaters. Leaching of manganese from the granites by such groundwaters may also contribute to the process.

3. STEINMYRVEIEN

The Steinmyrveien area is situated about five kilometres to the south-west of Brennhaugen, adjacent to the Jeppedalen road (Jeppedalsveien). The geology in the area consists of a variety of granitic rocks all of which fall broadly within the compositional field of Alkali-Granite, being composed essentially of quartz and alkali feldspar. These rocks display considerable variation in terms of both texture and grain-size, superimposed upon which are the effects of alteration and mineralisation. The purpose of this study was to consider the possible relationships between these phenomena.

The exposure in the area was very poor, so that sampling was restricted to the vicinity of the road itself. Mapping was on a scale of 1 : 2000 (1 cm equals 20 m), for the purpose of which the road was divided into ten 50 metre sections (Map 3). Explosives were used at one site (S 17) to facilitate sampling.

The granitic rocks exposed adjacent to Steinmyrveien can be divided, on the basis of grain-size and texture, into four fairly distinct "petrographic facies". These include: A coarse-grained (2 to 3 mm average), equigranular variety (referred to here as granitic facies A); a medium to coarse-grained (0.5 to 2 mm), fairly equigranular (but locally porphyritic) variety (facies B); a medium-grained (less than

0.5 mm) aphyric or sparsely porphyritic variety (facies C); and a fine-grained aphyric variety (facies D). Phenocrysts, where they occur, are of quartz.

Of these so-called petrographic facies, type B is most common. Type A is fairly rare, and probably does not occur in situ. Type C is fairly common, and type D occurs locally. The boundaries between different facies are poorly defined.

Without exception, the granitic rocks in the Steinmyrveien area are composed almost entirely of quartz and alkali feldspar. Quartz is usually present in excess of 15 per cent, so that strictly speaking the rocks can be referred to as alkali granites. As at Brennhaugen, plagioclase is believed to be a relatively minor constituent. Ferromagnesian minerals are rare; although biotite may be present in small amounts.

The granitic rocks exposed in the Steinmyrveien area are interpreted as having crystallised from a single igneous phase. The variation in petrographic facies exhibited by the rocks is believed to be a result of variation in the conditions of crystallisation (in particular, variations in the concentration of volatiles) during crystallisation, and not as a result of separate igneous intrusions.

3.1 Alteration, Veining and Mineralisation

The interpretation of alteration and mineralisation in the Steinmyrveien area is very difficult, primarily as a result of the very poor nature of the exposure in that area, which effectively restricts mapping to one dimension (Maps 3 and 3A). The discontinuous nature of the outcrop pattern makes it very difficult to extrapolate between exposures when considering variations in petrographic facies and alteration type. Added to this is the problem of not knowing whether or not a particular exposure is "in situ". In many cases an "external" origin has to be considered. Variation in petrographic facies within the granite also poses a problem, as it is very difficult to assess the extent of alteration in the finer grained varieties.

The development of alteration in the Steinmyrveien area is very irregular, probably more so than in the Brennhaugen area. As at Brennhaugen, alteration is believed to involve a fairly widespread, but irregular, development of bleaching (affecting feldspar grains) and hematite spotting. Superimposed upon this, there is a more local, patchy development of bleaching and/or reddening of the rocks, associated with which there may be minor mineralisation involving pyrite, galena and sphalerite. No attempt as yet has been made to interpret the cause of alteration, as it is considered that insufficient information is available.

Most of the granitic rocks exposed in this area are

believed to show evidence of minor alteration involving bleaching of feldspar grains and hematite spotting. However variations in grain-size and texture within the granite (described above) make it difficult to assess the extent to which alteration has occurred, as bleaching is difficult to recognise in the finer grained varieties (namely facies C and D). Not until thin section work has been carried out, will a clearer picture of the alteration be obtained.

Superimposed upon the affects of bleaching and hematite spotting are the more localised affects of bleaching and/or reddening of the rocks, mentioned above. The best examples of this alteration are exposed at sites S11B and S17 (see map 3A). The alteration at S11B is developed in fine to medium-grained granitic rocks (facies C) and shows a marked zonation between light (bleached) and dark (? reddened) zones. The altered rocks contain sphalerite and are cut by thin veins which are believed to contain molybdenite. In comparison, the alteration at S17 (and S17A) is developed within medium to coarse-grained granitic rocks (facies B) and shows no such obvious relationship between bleached and reddened zones. The altered rocks contain pyrite and galena and are not veined. The relationship between the two examples of alteration is not certain, thus demonstrating the difficulty in extrapolating between exposures.

One other type of alteration deserves a mention. At site S17B there is a small outcrop of an extremely fine-grained, blue-grey coloured rock containing finely disseminated pyrite. This is believed to be a quartz-sericite alteration of the granite. But this requires confirmation from thin section work. A wide variety of alteration types are exposed at sites S19 to S21, but none of these are believed to be in situ.

4. HEGGA

The Hegga area is situated approximately three kilometres to the west of Rustad, immediately to the south of Steinmyrveien. The geology exposed in the area consists of a variety of granitic rocks all of which fall broadly within the compositional field of alkali granite (as in the Steinmyrveien area), being composed essentially of quartz and alkali feldspar (with subordinate ferromagnesian minerals). As in the Steinmyrveien area, these rocks display a wide range of variation in terms of texture and grainsize. However, distinct "petrographic facies" are hard to separate. Cross-cutting "micro-dykes" complicate the geology.

The most distinctive feature displayed by the granitic rocks in the Hegga area is the occurrence of manganese-pyroxenoid bearing rocks similar to those observed at Brennhagen (but better exposed). The purpose of this study was to consider the relationships between these manganese-rich rocks and the normal granitic rocks with which they are associated.

Work included sampling and recording joint orientations

along a seventy metre section of the Hegga river (Map 4). Mapping was on a scale of 1 : 200 (1 cm is equivalent to 2 m). Since the rocks exposed adjacent to the river are, in many places, weathered smooth, explosives were used to facilitate sampling. The sites for blasting (Hlasts A, B and C) were chosen with a view to considering four factors: The variation in grainsize and texture exhibited by the rocks; the relationship between dykes and the rocks into which they are intruded; the relationship between manganese-pyroxenoid bearing rocks and the granitic rocks with which they are associated; and the nature of the manganese-pyroxenoid bearing veins.

As mentioned above, the granitic rocks exposed in this area display a wide range of variation in terms of texture and grainsize. In particular, the grainsize is extremely variable over short distances, making it difficult to separate distinct petrographic facies. However two broad divisions can be recognised on the basis of grainsize. The first division (referred to here as facies A) includes both coarse-grained (1 to 2 mm average) and medium to coarse-grained (0.5 to 2 mm), equigranular varieties. The second division (facies B) includes fine-grained and fine to medium-grained, equigranular varieties. Porphyritic varieties have not been observed.

Of these two divisions, rocks belonging to facies A are by far the most common. Rocks belonging to facies B occur locally, tending to have poorly defined boundaries. Cross-cutting micro-dykes also fall within this division, as they are all fine to medium-grained, equigranular igneous rocks. Manganese-pyroxenoid bearing rocks tend to fall within facies A.

As in the Brennhaugen and Steinmyrveien areas, the rocks exposed in the Hegga area (with the exception of the manganese-pyroxenoid bearing rocks) are composed essentially of quartz and alkali feldspar. Quartz is usually present in excess of 15 per cent, so that the rocks may be referred to as alkali granites. Plagioclase is again believed to be a relatively minor constituent. Ferromagnesian minerals, however, are believed to be relatively common, biotite and hornblende being present.

A number of discontinuous "micro-dykes", ranging in width between 5 and 15 cm, can be observed to cut the granite in several places (Map 4). These dykes seldom extend for more than two to three metres in length. All appear to be fine to medium-grained, aphyric, equigranular, leucocratic igneous rocks; and in many places, can only be distinguished from the remainder of the granitic rocks on the basis of grainsize and a slightly darker colour. Their formation is therefore believed to be related to, if not directly synchronous with, the same phase of igneous activity which produced the remainder of the igneous rocks in the area. In places they can be observed to cut the manganese-pyroxenoid bearing rocks, indicating that they were formed later in time (as they are unaffected by the manganese enrichment).

Alteration of the granitic rocks in the Hegga area is believed not to be well developed. However this requires confirmation from laboratory work. Feldspars show evidence of minor variations in colour (pink to grey); but whether this is due to albitisation is not certain. Hematite spotting is fairly common; but, as stated above (section 2.6) hematite spotting is not necessarily the result of albitisation. In places, hematite is concentrated considerably parallel to joint surfaces (Map 4) indicating that Fe_2O_3 must have been mobile at some stage during or after cooling of the granitic body.

Joint orientations have been recorded throughout the area. Two or three sets of steeply dipping joints can be recognised, the most prominent trends being NW-SE and NNW-SSE (Map 4). Sub-horizontal jointing is also evident in places. Quartz veining, where present, is parallel to the jointing suggesting that the formation of joints was related to the cooling of the igneous body. The hematite-rich rocks mentioned above are also believed to be related to jointing. In contrast, there is no obvious relationship between jointing and the distribution of manganese-pyroxenoid rich rocks.

4.1 Manganese Enrichment

"Manganese -rich rocks", similar to those exposed in the Brennhaugen area, can be observed at three localities within the Hegga area. In addition, manganese-pyroxenoid bearing veins, averaging between 1 and 2 mm in width, can be observed both within the manganese-pyroxenoid bearing rocks and the normal granitic rocks exposed in the area (Map 4). In order to determine the cause of manganese enrichment, it is necessary to consider both the nature of the manganese-rich rocks and their relationship to the normal granitic rocks exposed in the area.

Identification of the manganese-rich rocks in the Hegga area is not quite as straight forward as it is in the Brennhaugen area. The reason for this is that the thick black weathering crust of manganese oxides, which is so characteristic of the Brennhaugen area, has either been removed or prevented from forming in the rocks closest to the Hegga river (but not those farther away), as a result of river erosion. Where this is the case, the manganese-rich rocks can only be identified with close mineralogical inspection. Three fairly distinct areas of manganese enrichment have been recognised. However, the boundaries to these zones are difficult to define (as will be discussed below).

The majority of the manganese-rich rocks exposed in the Hegga area are either coarse-grained (1 to 2 mm, average) or medium to coarse-grained (0.5 to 2 mm), equigranular, leucocratic rocks displaying a distinct granitic texture. They are all

composed essentially of two minerals: Altered alkali feldspar (grey in colour); and a pink mineral which is believed to be rhodonite (a manganese-bearing pyroxoid type mineral similar in structure to wollostonite). It is also possible that rhodochrosite may be present. Absolutely no quartz or ferro-magnesian minerals have been observed.

The boundaries between the manganese-rich zones and the granitic rocks with which they are associated are difficult to define, primarily as a result of the problems in identification expressed above. However, at several localities (for instance H9 and HA11) an exact contact can be recognised, across which there is a very abrupt change from rhodonite-bearing, quartz-free rock to quartz-bearing, rhodonite-free rock (a factor which is believed to be of great significance when considering the cause of manganese enrichment). The ratio of rhodonite to altered feldspar in the manganese-rich rock is believed to be very similar to that of quartz to feldspar in the granite.

There is no direct evidence to suggest that the boundaries to the manganese-rich zones are in any way related to jointing. Exact contacts, where they are observed, tend to be oblique to jointing. Only adjacent to Blast A is there any evidence to suggest that they could be related to jointing (Map 4). However, the boundaries are very difficult to define at this locality, due to the smooth nature of the rock surface. So this is by no means certain.

Manganese-pyroxenoid veins can be observed both within the manganese-rich zones and the normal granitic rocks exposed in the area. They tend to be thin (1 to 2 mm), irregular features which may be traced for several metres. They show no relationship to jointing. It is not certain whether they lead into or out of the manganese-rich zones, or whether they have been derived from elsewhere. Where these veins cut normal granitic rocks, there is usually a zone, five to ten centimetres thick, adjacent to the vein in which manganese-pyroxenoid minerals are developed.

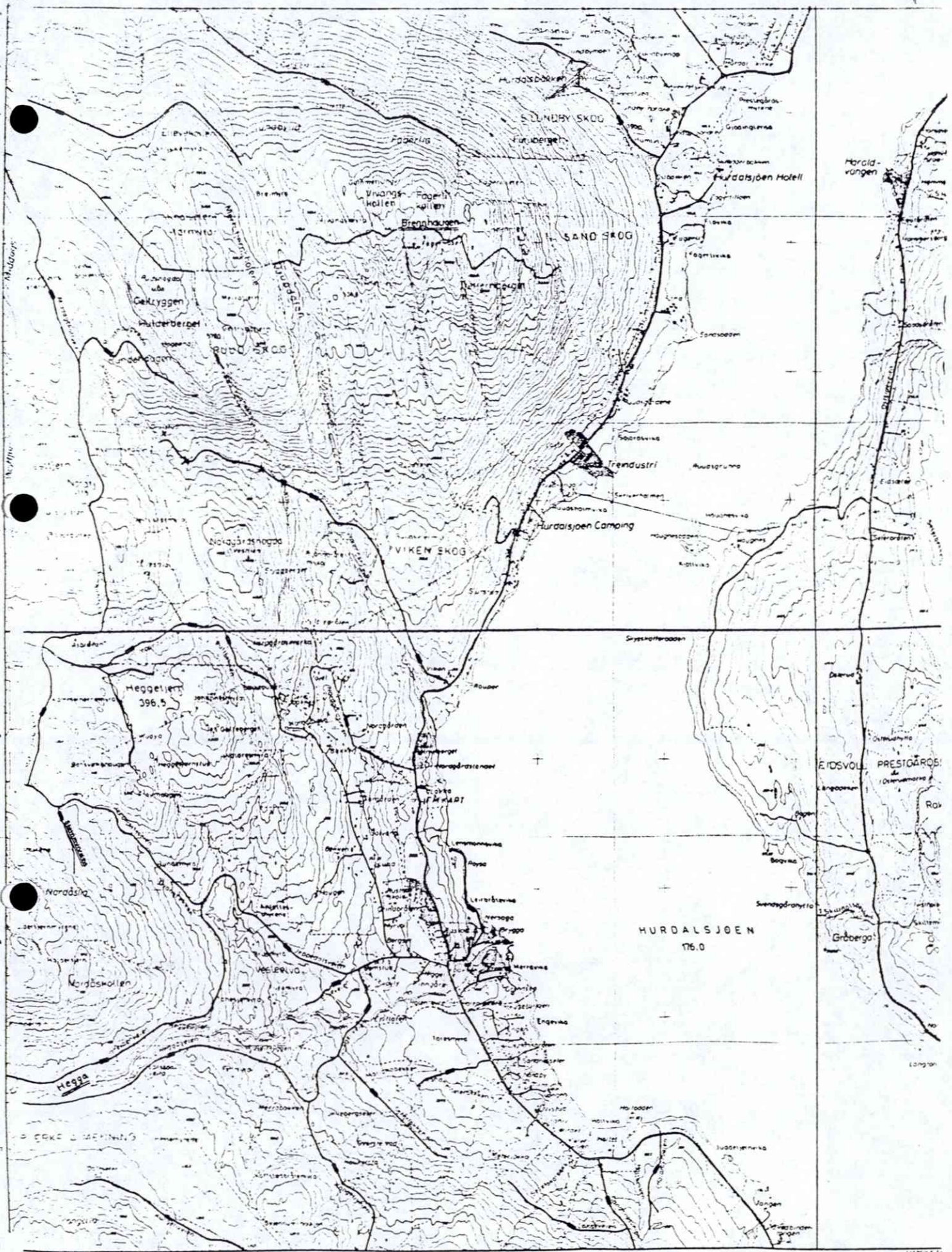
At the moment, it is not possible to state categorically what the cause of manganese enrichment is. However, several possibilities exist (discussed in section 2.6) of which a late magmatic and a hydrothermal origin are most likely. The evidence discussed above is believed to support the hypothesis that manganese enrichment is the result of concentration of manganese within residual pockets of granitic magma, which subsequently crystallised to produce irregular bodies of manganese-rich rock. But this is just one possibility.

5. Proposals for further study

Over two hundred samples have been taken from the three areas described. The first aim of research is to look at a representative selection of these rocks in thin section, with a view to considering several factors: In particular, variations in mineralogy, grain size and texture; extent and type of alteration; and the petrogenesis of the rocks concerned. Research may also involve studies of trace element distributions and isotopic abundances. Ideally, a study of fluid inclusions would also be useful. However, it is doubtful whether sufficient time will be available.

REFERENCES

1. Deer, Howie and Zussman (1977): An Introduction to the Rock-Forming Minerals.



F.M. KART
 Fagernes kartlaggning
 1950 HURDAL

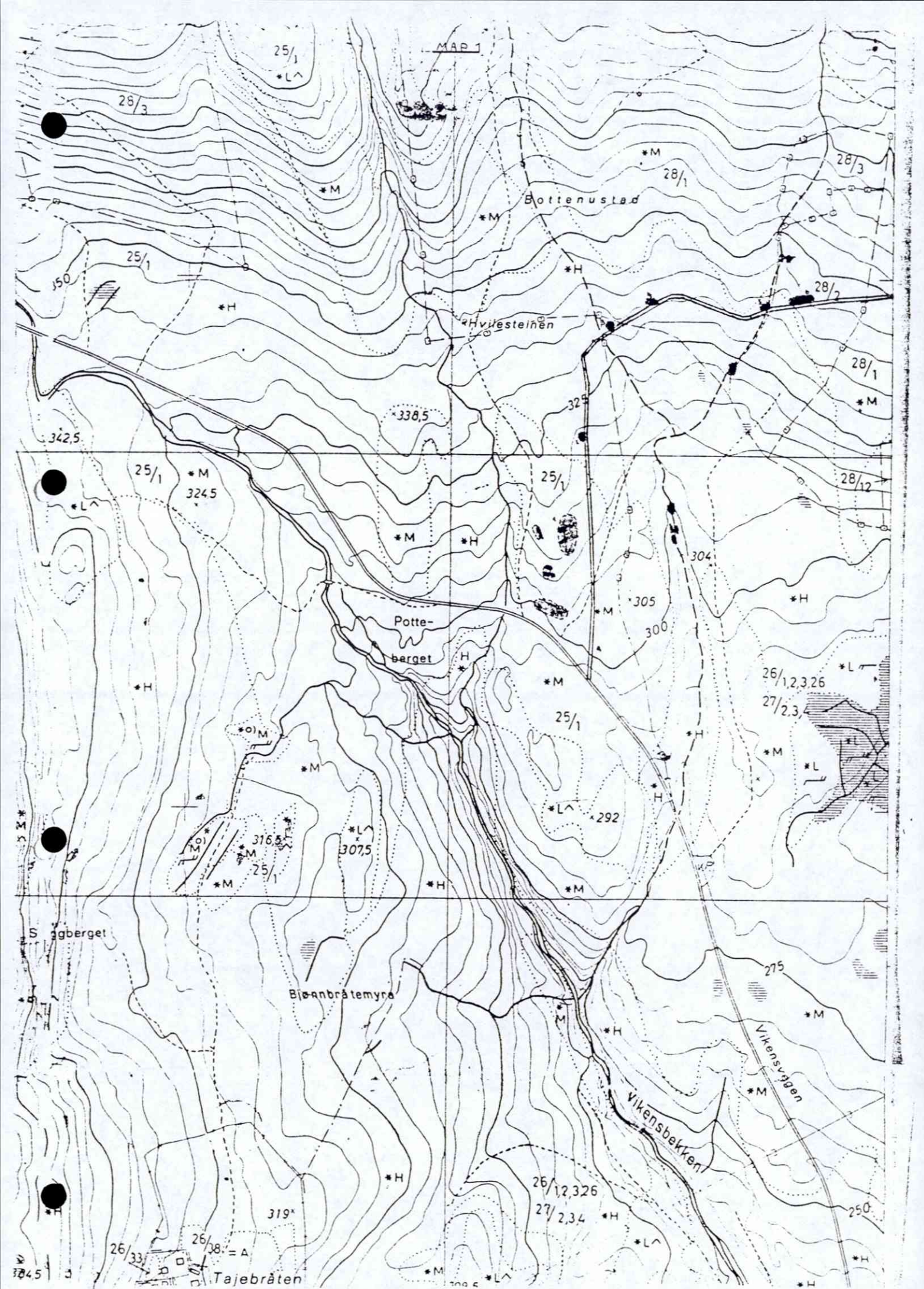
- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Bygninger Burområder Veier Stra Jernbane Kirkebygning | <ul style="list-style-type: none"> Gravplass Gravplass Gravplass Gravplass Gravplass Gravplass |
|--|--|

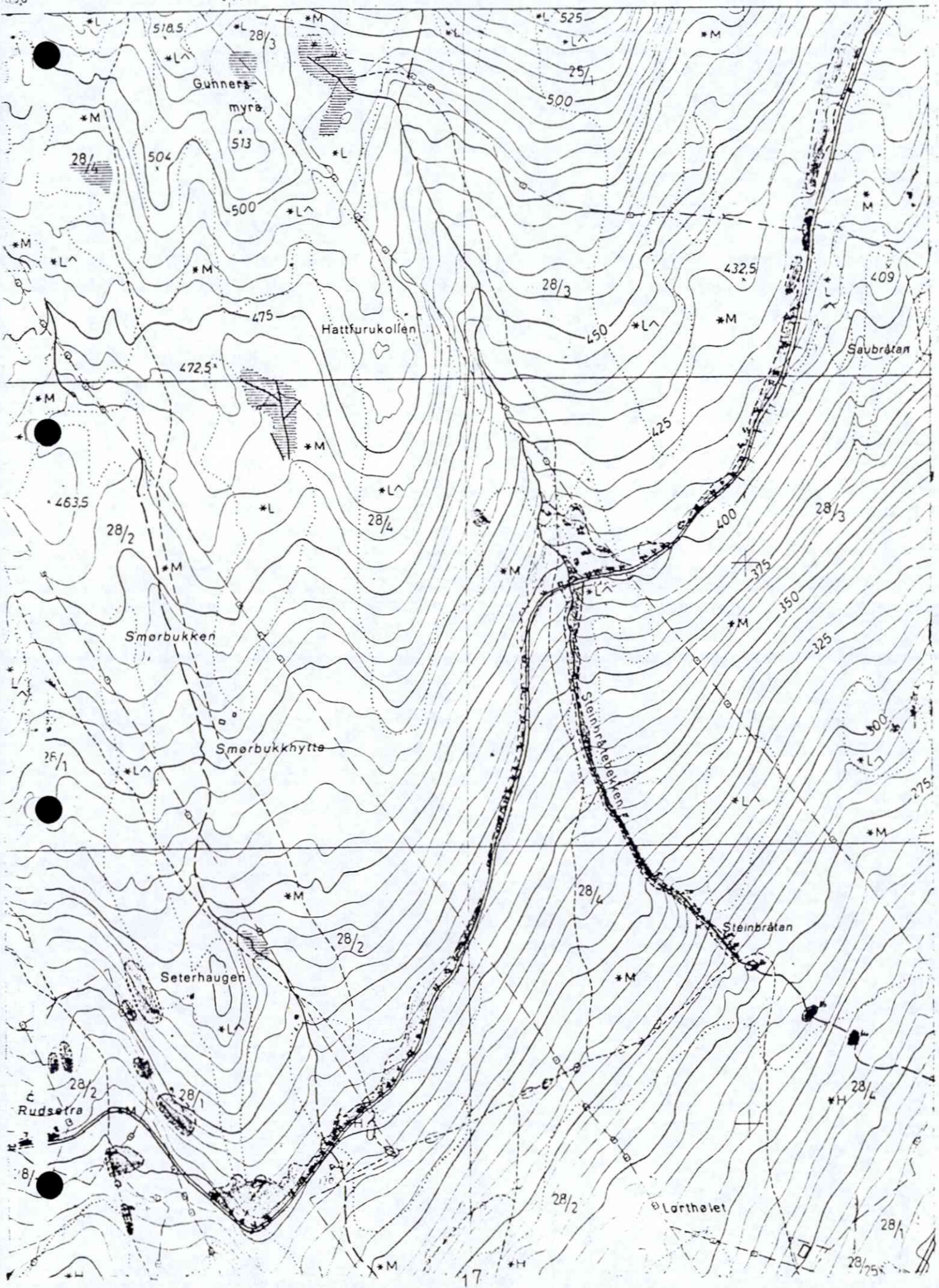
- 1:4 Fagernes & Sandfjord
- Gravplass
 - Gravplass
 - Gravplass
 - Gravplass
 - Gravplass
 - Gravplass

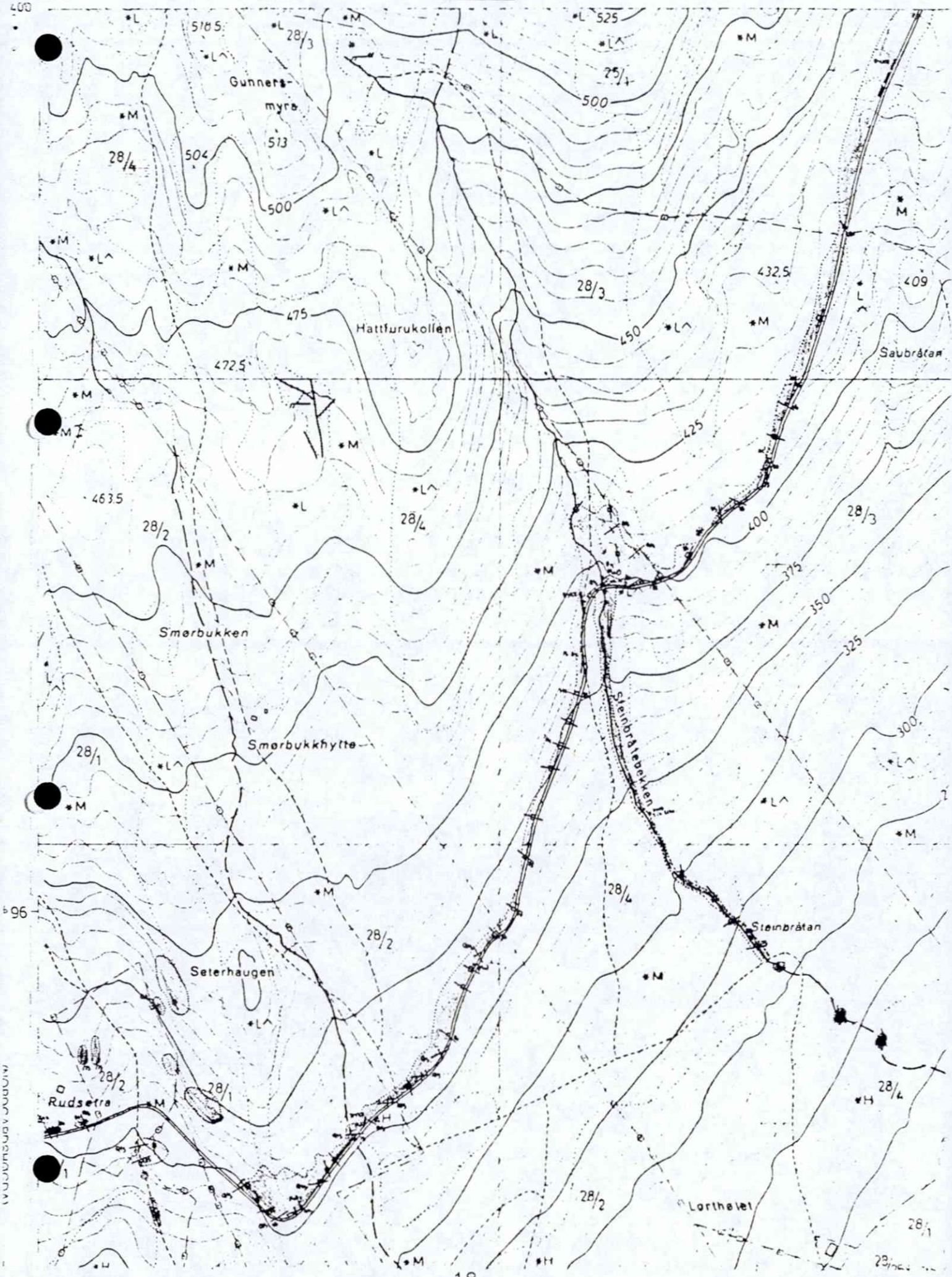
1:25 000

1 cm = 250 m

1:25 000







KEY TO MAP 3



FACIES A: c.gr. equigran. variety



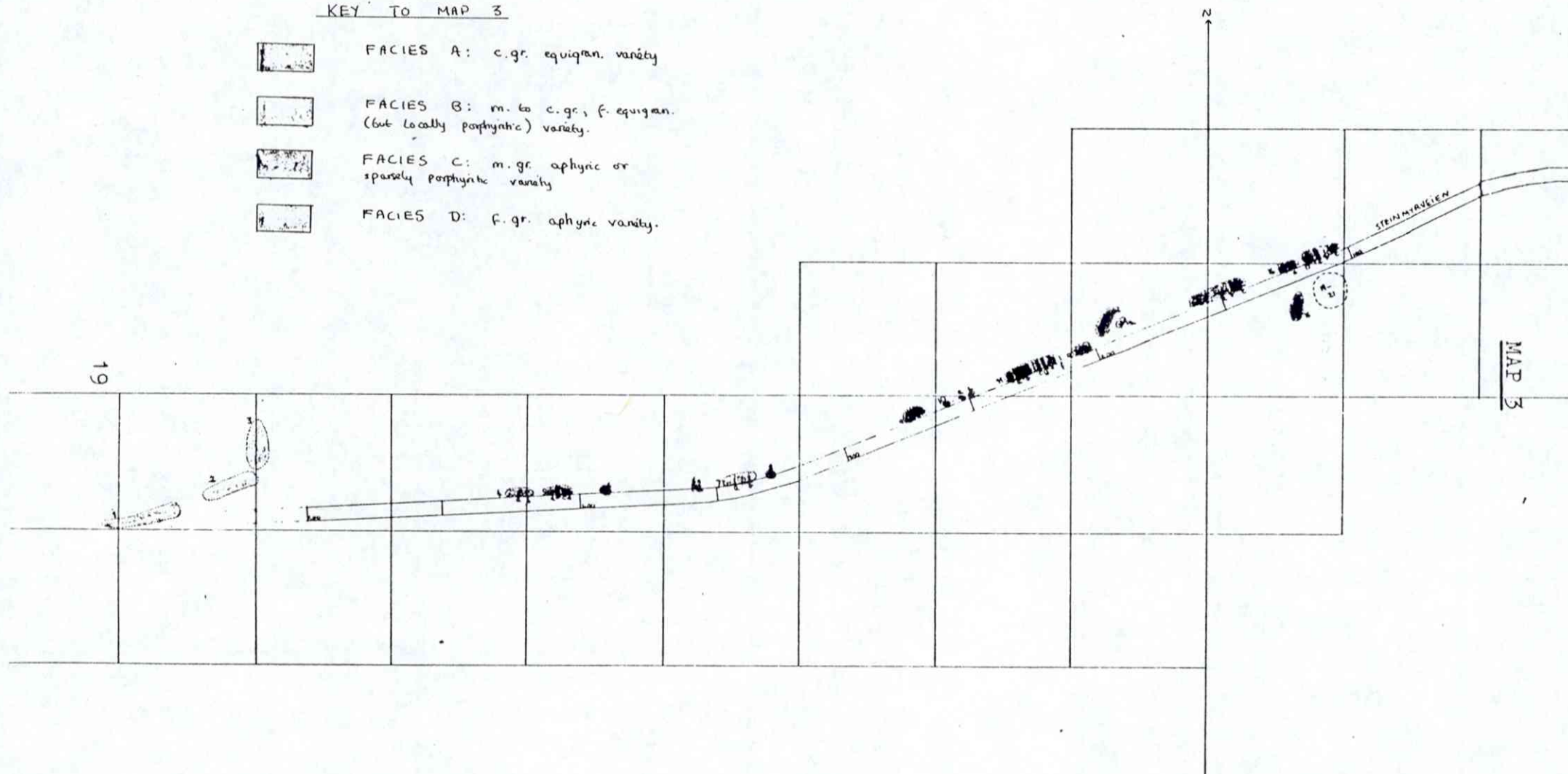
FACIES B: m. to c.gr., f. equigran.
(but locally porphyritic) variety.



FACIES C: m.gr. aphyric or
sparsely porphyritic variety



FACIES D: f.gr. aphyric variety.



SCALE 1:2000

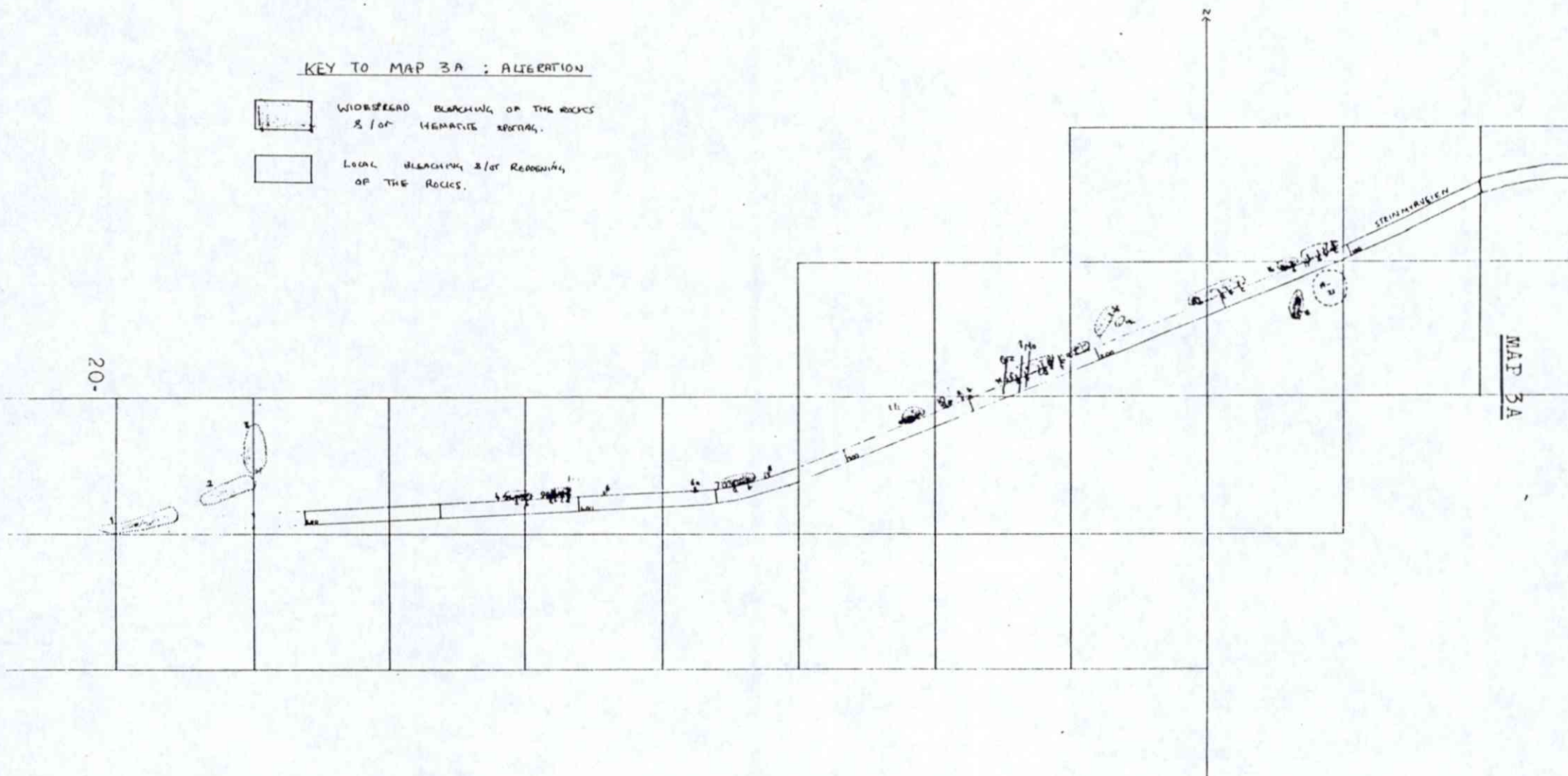
(1mm = 2m)

KEY TO MAP 3A : ALGERIA

 WIDESPREAD BLEACHING OF THE ROCKS
 & /or HERMATIC SPOTING.

 LOCAL BLEACHING &/or REPAIRING
 OF THE ROCKS.

20-



SCALE 1:2000
(1mm = 2m)

MAP 4

KEY TO MAP 4

-  G. GRANITE
-  HEMATITE-RICH GRANITE
-  MANGANESE-RICH ROCK
-  LOOSE BOULDERS
-  TREES
-  JOINT
-  Mn-Pb vein

SCALE 1:200
[REDUCED]

