Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
BV 3738			Trondheim	
Kommer fra ..arkiv	**Ekstern rapport nr**	**Oversendt fra**	**Fortrolig pga**	**Fortrolig fra dato:**

Tittel

Definering av et mulig porfyr molybden system innen kambro-siluriske bergarter i Eidsvoll kommune, Akershus

Forfatter	Dato	Bedrift
Ihlen, Peter M.	20.11 1980	Norsk Hydro A/S

Kommune	Fylke	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Eidsvoll	Akershus	Østlandske	19151	

Fagområde	Dokument type	Forekomster
Geologi		
Råstofftype	**Emneord**	

Sammendrag

BV3F38

Jln. 4

1138/80
124/00/03

(20)

RAPPORT

VED

SIVILING. PETER M. IHLEN

OM

DELINEERING AV EN MELLOM PORFYR
MOLYBDEN SYSTEM I EN KAMBRO-
SILURISKE BERGARTER I MELSTBERGET,
EIDSVOLL KOMMUNE, AKERSHUS.

Trondheim, 20. 11. 1980.

Peter M. Ihlen.

INNHOLDSFORTEGNELSE

VEDLEGG:

1. INNLEDNING.

Geologiske undersøkelser i Mistberget, Minnesund, Akershus fylke, ble utført i tidsrommet 24.6. - 26.9.1980 av siv.ing. P.M. Ihlen med assistanse fra studentene Stein Svindal (25.6.-10.8.) og Tord Pedersen (20.8.-31.8.).

Fornyet interesse for de allerede kjente scheelitt mineraliseringer og hydrotermale omvandlinger i Mistbergfeltets Kambro-Silur bergarter framkom etter studie av væskeinneslutninger i scheelitt fra området. (Ihlen, 1976, 1977, 1980). Undersøkelsene viste at scheelitt fra Svingen forekomsten (Riksvei 180) i den topografisk lavere del av Mistberget (265 m.o.h.) ble avsatt ved ca. 400°C fra høy saline løsninger (40-50 Vekt % NaCl) som sannsynligvis "kokte" (både væske og gass dominerte inneslutninger). Mistbergforekomsten, 535 m.o.h., fører scheelitt med lav saline og gassrike inneslutninger avsatt i området 250-300°C. Denne forskjell i avsetningsforhold er meget typisk for porfyr malmer, men også for andre "høytonnasje" malmer som f.eks. King Island og Sangdong scheelitt-forekomster.

De fleste porfyr molybden systemer fører dessuten ofte en lavgehaltig wolfram dispersjons-halo over MoS_2 mineraliseringen. Den store utbredelse av scheelitt-mineraliseringer i Mistberget ble derfor tolket som en mulig ekvivalent til en slik wolfram dispersjonshalo.

Stikkordene for feltmotiveringen ble derfor a) væskeinneslutninger, b)wolfram dispersjons halo og c) hydrotermal omvandling.

Sommerens feltundersøkelse ble konsentrert om å kartlegge de hydrotermale omvandlinger og mineraliseringstyper for eventuelt å kunne påvise regionale soneringsmønstre. På grunn av Kambro-Silur bergartenes heterogene sammensetning ble det utført detaljopptegning av stratigrafien i en del utvalgte profiler for å teste hvilken innvirkning litologien har på stabiliteten av indeks mineralene i omvandlingen.

Videre litologisk kartlegning av meta-sedimentene ble ikke utført og leseren henvises derfor til kart vedlagt i tidligere rapport (Ihlen, 1976).

2. GENERELL GEOLOGI.

Misberg-feltet har utseende som en hvelvet båt med baugen pekende mot syd. Feltet utgjøres av kontaktmetamorfe Kambro-Siluriske sedimenter som mot vest, nord og nordøst avgrenses av Permiske intrusiver (se kart 1). I øst avgrenses feltet av forkastninger mot de Prekambriske gneiser.

Kambro-Silur bergartene kan i hovedtrekk inndeles i 5 litologiske typer og 4 litokronologiske enheter som fremgår av tabell 1 og 2.

I forbindelse med den magmatiske aktivitet i Perm har de foldete meta-sedimentene blitt metamorfosert i hornblende-hornfels facies og blitt forkastet etter et tilnærmet ortogonal nett av bruddsoner. Disse normalforkastninger med steilt fall har strøk som varierer noe omkring hovedretningene NNV-SSØ og ØNØ-VSY. Den sistnevnte retningen er tilnærmet parallell med metasedimentenes strøk og foldningsakser. I forbindelse med de ØNØ-gående "strøk-forkastninger" har det skjedd en gradvis innsynkning i "trappetrinns" form nordover fra Mistbergtoppen med størst innsynkning i depresjonen som strekker seg østover fra Fløyta langs riksvei 180, d.v.s. sentralt i den definerte omvandlingssone. De NNV-lige forkastningene eller "tverrforkastningene" er en del av den regionale rift tektonikk i det nordlige Oslofelt og synes lokalt yngre enn strøkforkastningene. Innsynkning av forkastningsblokker langs tverrforkastningene synes å ha vært størst spranglengde i øst og avtagende vestover mot Mistbergveien. Spranglengden f.eks. i forbindelse med Mistbergbreksjen i Julsrudbekken er ut fra stratigrafien anslått til 100 m.

Mistberg-feltets Kambro-Silur bergarter danner sannsynligvis en "roof pendant" i randen av Oslofeltets eruptiv-kompleks. Den underliggende eruptiv består sannsynligvis av bl.a. en alkali granitt som i den nordlige del av feltet langs riksvei 180 stikker opp som en vertikalt stående gang. Granitten er dessuten representert ved en rekke små intrusive linser langs Mistbergets østlige forkastningsgrense og i tillegg som en enkelt kropp mellom Nyseterløkka og Husmannsledet.

Av andre eruptivbergarter innen Mistbergfeltet kan nevnes svermen av feldspatporfyr ganger som opptrer sentralt i den definerte omvandlingshalo og dessuten mindre ganger knyttet til tverrforkastningen mellom Slåssvangputten og Doknesmyra. Eruptivbergartene vil bli beskrevet nærmere under 5. (Se kart 4.)

3. STRATIGRAFI.

I forbindelse med kartlegning av omvandlingshaloen ble det utført stratigrafiske oppmålinger i en del utvalgte profiler for å bedre forståelsen av omvandlingsprosessene. I alt har en stratigrafisk mektighet på tilsammen 550 m fordelt på 18 profiler blitt målt opp. Opptegning av stratigrafien har skjedd i målestokk 1:40.

Fig. 1 viser et typisk utsnitt av en Ordovisisk sekvens i fjellsiden på østsiden av Tasketjern. Bergartenes heterogenitet kommer bl.a. her klart fram.

Arbeidet med stratigrafien i Mistberget har klargjort følgende punkter:

a) Graden av diopsid omvandling i biotitthornfelsene er avhengig av oppsprekningsgrad den lokale mengde karbonater i sekvensen og mengde løsninger som har strømmet gjennom denne. (Se 4.2.2 og 4.3.3). Særlig det sistnevnte forhold kan brukes til å kartlegge gjennomstrømnings-intensitet i forskjellige deler av massivet hvis stratigrafien er klarlagt.
b) Syngenetiske v.s. epigenetiske jern-sulfider kan bare avgjøres ved å sammenligne stratigrafiske profiler av samme sekvens fra forskjellige deler av feltet.
c) Metamorfe og hydrotermale mineralparageneser kan i grove trekk adskilles.
d) Wollastonitt skarnen i kvartsitten langs riksvei 180 er en del av den hydrotermale omvandling og er ikke av metamorf opprinnelse.

4. HYDROTERMAL OMVANDLING AV DE KAMBRO-SILURISKE BERGARTER.

4.1 Generell problematikk.

De hydrotermale omvandlinger som opptrer i Mistberget skiller seg vesentlig fra de klassiske omvandlingstyper i granittiske bergarter innen porfyrmalm systemer. Dette er en naturlig følge av det høye Ca og CO_2 nivå under den hydrotermale påvirkning slik at kalksilikater blir indeks mineraler (tabell 3) for omvandlingen istedenfor alumino-silikater som K-feldspat og sericitt. Som det fremgår av tabl. 4 vil indeksmineralenes stabilitet være forårsaket av en rekke fysikalsk-kjemiske parametere. De kjemiske parametere bestemmes indirekte av den heterogene bergarts-masses sammensetning i mikro- til mega-skala siden løsningene kontinuerlig innstiller likevekt med denne. Det er derfor viktig å ta i betraktning hvilke bergarter løsningene migrerer gjennom og eventuelt omvandler. Skarnifisering av karbonatbergarter på dypet vil f.eks. frigjøre store mengder Ca og CO_2 som må unnslippe fra det lokale miljø langs sprekker

og forkastninger hvis ikke omvandlingsprosessen skal stoppe opp. Dette medfører bl.a. at det partivis kan påtreffes uomvandlet karbonatlag i en ellers skarnifisert sekvens. Det høye Ca-innhold i de avgitte løsninger kan videre medføre skarnifisering av kalk- og/eller biotitthornfelser langs sprekker utenfor den omvandlete karbonat sekvens. Det bør derfor understrekes at indeksmineralenes stabilitet i sterk grad er influert av de bergartssekvenser og omvandlinger som opptrer under det punkt i erosjonsnivået som omvandlingsmineralene observeres i.

Det soneringsmønster som har fremkommet under årets feltarbeid har blitt definert på grunnlag av gjennomgripende omvandling av karbonat-bergarter og kalkhornfelser (se kart 2).

De fleste bergarter innen de omvandlete områder viser et stokkverk av kalksilikatårer, men disse har ikke blitt brukt i definering av omvandlingssonene selvom de i grove trekk kan passes inn. Dette skyldes i første rekke den sterke variasjon i løsningenes kjemiske sammensetning som må forventes under sirkulasjonen på sprekker i massivet. En slik variasjon vil bli sterkt avdempet i karbonatbergarter og i massive kalkhornfelser hvor bare noen få komponenter i løsningene særlig Ca og CO_2 vil kontrollere stabiliteten av indeksmineralene.

4.2 Metamorfe omvandlinger.

4.2.1 Karbonatbergarter.

Den metamorfe omvandling av karbonatbergarter vil vesentlig bestå i en rekrystallisering og dannelse av mer grovkornet kalkspat så lenge utgangsmaterialet er rikt på kalkspat. Urene kalksteiner, mergelskifere og karbonat knoller med mer enn ca. 40 % leirmateriale innblandet vil danne diopsid-plagioklas $\pm$ granat hornfelser og knoller, d.v.s. kalkhornfelser. Karbonatbergarter innlagret i kvartsittiske bergarter får ofte litt wollastonitt utviklet særlig på kontakten karbonat/kvartsitt.

4.2.2 Leirskifere.

Leirskiferene vil under metamorfasen danne svarte biotitt hornfelser bestående hovedsakelig av biotitt og kvarts. Bimetasomatiske eller reaksjonsomvandlinger observeres alltid på grensen mellom biotitt hornfels og de kalkholdige bergarter

(kalkhornfels/kalkstein/knollekalk). Biotitthornfelsen omvandles langs sprekker og langs kalkbergart-kontakten til en lys grønn diopsid-plagioklas ± kvarts hornfels (Diopsidomvandling.) Omvandlingen langs sprekker indikerer tilstedeværelsen av hydrotermale løsninger. Følgende reaksjon fører til dannelsen av diopsid + plagioklas.

Biotitt + Ca —— diopsid + K^+ + Al^{3+}

Kvarts + Na^+ + Ca^{2+} + Al^{3+} —— plagioklas.

4.3. Granat-diopsid omvandlings-sone.

4.3.1 Karbonat bergarter.

Denne paragenese utgjør indeksmineralene i den sentrale omvandlingssone langs riksvei 180. Dessuten opptrer den også i omvandlingssonen assosiert med Mistbergforekomsten i syd. Omvandlingen er spesielt godt uttrykt i de mange tynne knollkalkhorisonter som er omvandlet til granat-diopsid skarn med brun granat som det dominerende mineral. Spredte karbonatboller i biotitt og kalkhornfels viser også samme paragenese. Karbonater innlagret i kvartsitten er omvandlet til wollastonitt og/eller granat skarn. Wollastonitt synes mer vanlig i hvite kvartsitter enn i mørke biotittførende kvartsitter hvor granat dominerer.

Den 40 m mektige Gastropode-kalksteinen som stryker på sydsiden av riksvei 180 viser bare metamorf omvandling selvom de omgivende bergarter helt opp til kontakten er sterkt omvandlet. Lignende forhold gjør seg også gjeldende for Pentamerus kalksteinen (15 m mektig) og et parti med knollkalker på nordsiden av Myreråsen som bare lokalt er granat omvandlet.

4.3.2 Diopsid-plagioklas hornfelser (Kalkhornfelser).

Kalkhornfelsene synes for det meste stabile i dette omvandlingsmiljø. Den eneste klare påvirkning av hydrotermale løsninger som kan spores er en generell økning i kornstørrelse av diopsid i kalkhornfels-knoller og lag. Lokalt dannes granat i bollene.

4.3.3 Biotitt-kvarts hornfels.

Biotitt hornfelsene gjennomgår varierende grad av diopsid-omvandling langs sprekker og langs kontakten mot kalkbergarter. Den opprinnelige båndete biotitt og kalk hornfels sekvens stratigrafisk over Gastropode kalksteinen er f.eks.

mellom Vannverksdammen og Svingen fullstendig omvandlet til en båndet sekvens av diopsid-plagioklas hornfels. Graden av diopsid omvandling er klart høyere i granat-diopsid sonen sammenlignet med de andre definerte soner.

4.4. Granat-Epidot omvandlingssone.

Denne sone utgjør overgangen mellom granat og epidot dominerte omvandlings parageneser i den sentrale omvandlingshalo (kart 3). En mindre sone med denne paragenese opptrer dessuten rundt den sydlige ende av Rynestjern (kart 7).

4.4.1 Karbonat bergarter.

Omvandlings paragenesen tilsvarer den som ble beskrevet under 4.3.1 (Granat-diopsid sonen). I tillegg opptrer epidot helt lokalt i granatskarn sammen med aksesorisk amfibol, gjerne som en rand rundt granatknollene. Mengden av epidot øker gradvis mot epidot-amfibol sonen. I området på sydsiden av Julsrudseteråsen opptrer vesentlig klino-zoisitt i granat-omvandlingen.

4.4.2 Diopsid-plagioklas hornfels (Kalkhornfels).

Epidot opptrer lokalt som spredte uregelmessige aggregater i hornfelsen og som omvandling av kalkhornfels rundt granat-knoller. Se ellers 4.3.2.

4.4.3 Biotitt-hornfels.

Graden av diopsid omvandling er generelt liten bare langs enkelte forkastninger påtreffes sterk omvandling.

4.5 Epidot-Amfibol omvandlingssone.

Denne sone utgjør den ytterste del av det som er klart påvirket av hydrotermale løsninger.

4.5.1. Karbonat-bergarter.

Knollkalk sekvensene er generelt lite omvandlet bare lokalt opptrer granat + epidot $\pm$ amfibol skarn. Skarnen synes ofte knyttet til små forkastninger. Spredte knoller i hornfelsene derimot, viser ofte sterk omvandling med dannelse av en sentral epidot eller epidot + amfibol kjerne omgitt av epidot $\pm$ amfibol aggregater i kalkhornfels. Lokalt finnes også granat $\pm$ epidot knoller med omgivende epidot $\pm$ amfibol aggregater.

4.5.2 Diopsid-plagioklas hornfels (Kalkhornfels).
Assosiasjonen diopsid-plagioklas synes stabil i sekvenser uten karbonatbergarter. Hvor derimot karbonatknoller og lag opptrer omvandles hornfelsen i varierende grad til en epidot ± amfibol fels. Intenst omvandlete partier opptrer spesielt langs forkastninger.

4.5.3 Biotitt-kvarts hornfels.
Graden av diopsid omvandling er generelt liten bare langs enkelte forkastninger påtreffes sterk omvandling.

4.6. Epidot-omvandlings-sone.

En egen omvandlingssone er skilt ut i området like nord for riksvei 180. Bergartene i denne del av feltet domineres av massive båndete kalkhornfelser med varierende utseende og sammensetning. De mangler innlagrete karbonatsekvenser som er vanlig ellers i feltet. Omvandlings paragenesene er derfor ikke fullt sammenlignbare med de tidligere beskrevete typer.

Omvandlingen består av assosiasjonen diopsid-epidot som danner hyppige lag i kalkhornfels sekvensen. Lokalt opptrer også amfibol i paragenesen som omvandling av diopsid.

4.7. Sprekke omvandlinger.

De fleste Kambro-Silur bergartene i området og spesielt innenfor de omvandlete soner viser i varierende grad et stokkverk av kalksilikat-årer. P.g.a. repetert oppsprekning og avsetning er ikke aldersforholdet mellom de enkelte mineralparageneser helt avklaret. Følgende paragenese typer har det vært mulig å skille ut satt opp etter avtagende alder.

4.7.1. Diopsid + plagioklas
4.7.2. Diopsid + magnetkis
4.7.3. Epidot + diopsid + pyritt
4.7.4. Granat + diopsid ± epidot ± pyritt
4.7.5. Skapolitt + epidot ± granat ± amfibol ± albitt ± pyritt
4.7.6. Epidot + Amfibol ± kloritt ± pyritt
4.7.7. Kvarts ± kalkspat ± flusspat

Diopsid-plagioklas årene (4.7.1) utgjør det første tegn på at hydrotermale løsninger har strømmet gjennom massivet. Årene er vanligvis hårtynne til mm.brede, men erkjennes lett i biotitt hornfelsene som diopsid omvandles til en lys grågrønn hornfels. I kalkhornfelsene derimot skjer ingen omvandling langs årene utenom en svak rekrystallisering. Denne sprekkeomvandling medfører at biotitthornfelsene partivis som like syd for Mistbergforekomsten og i heng av Gastropodekalken er nesten totalt diopsid omvandlet til en kalkhornfels-lignende bergart. Diopsidårene (4.7.1) dannes alltid først etter fornyet oppsprekning i massivet som en følge av biotittens instabilitet overfor Ca-rike løsninger og omvandling legger dermed grunnen for et Ca-rikt miljø hvor f.eks. granat og epidot er stabil.

Innenfor granat-diopsid sonen er diopsid-magnetkis årer (4.7.2) vanlig i diopsid-omvandlete båndete hornfelser. De ledsages ofte av en kraftig magnetkis disseminasjon i de omgivende bergarter. Dette forårsaker ofte en sterk rustfarging i forvitringssonen særlig i heng og ligg av Gastropodekalken østover fra Vannverksdammen. Rustdannelsen er ofte flekkvis i forbindelse med magnetkisførende diopsid knoller.
Senere epidot-diopsid-pyritt årer (4.7.3) opptrer stort sett utenfor den magnetkis stabile sone d.v.s. i den ytre del av granat-diopsid sonen og i granat-epidot sonen. Gode blotninger med denne åre-type finnes i skjæringene langs riksvei 180 under kraftlinjen over Julsrudseteråsen.

I det sistnevnte område sees yngre gjennomsettende granat-diopsid årer (4.7.4) uten epidot men med pyritt. Denne åretype som varierer i mektighet i mm-dm-skala opptrer bare i kalkrike bergarter og særlig i hornfelsene rundt granat omvandlete karbonatlag. De forekommer bare innenfor granat-diopsid og granat-epidot sonene. Typisk for granatårene er at de fører en finkornet randsone anriket på kali-feldspat og kvarts. De inneholder varierende mengde pyritt som ofte er assosiert med epidot. De epidotførende granatårer synes lokalt yngre enn rene granat-diopsid årer. Granatdannelsen synes som i Mistbergforekomsten (Fig. 2) å gjenspeile løsninger med ekstremt høyt Ca-innhold.

Skapolitt årer (4.7.5) opptrer innenfor alle omvandlingssonene men er mest utbredt i epidot-amfibol-sonen på Myreråsen. I denne sone opptrer epidot, amfibol og/eller albitt som assosierte mineraler. I granat-epidot og granat-diopsid sonen fører årene ofte granat og/eller klinozoisitt. Pyritt forekommer

også lokalt om enn i små mengder. Plagioklasen i de omgivende hornfelser og i eldre diopsid årer (4.7.1) er som regel sterkt skapolittisert. Enkelte granat knoller i den ytre del av granat-diopsid sonen fører dessuten lokalt en kjerne av skapolitt. Like syd for Mistbergforekomsten opptrer et stokkverk av skapolitt ± epidot i hornfelsene og disse gjennomsetter tidligere dannete granatårer.

Epidot og/eller amfibol årer (4.7.6) er vanlig i de ytre deler av omvandlingshalsen spesielt innenfor epidot-amfibol- og epidot-sonen. Mengdeforholdet mellom epidot og amfibol varierer sterkt i likhet med innholdet av pyritt som generelt er lavt i disse soner. Diopsid omvandling utvikles ikke langs disse årer i biotitthornfels. I de stratigrafisk øvre deler av kvartsitten innenfor granat-diopsid sonen er pyritt rike amfibol-epidot årer vanlig og fører stedvis sinkblende eller molybdenglans.

Flusspat-kvarts årer (4.7.7) opptrer hovedsakelig i den umiddelbare nærhet av granitten og synes derfor sterkt assosiert med denne. Kvartsårer hovedsakelig uten flusspat opptrer bare innenfor epidot-amfibol sonen. Ellers er assosiasjonen kvarts+flusspat+ kalkspat vanlig i de polymetalliske mineraliseringer. I tillegg forekommer også enkelte kvarts-magnetkis årer i de ytre deler av omvandlingen som f.eks. like syd for Mistbergforekomsten.

Kalksilikatårene som opptrer i omvandlingssonen rundt Mistbergforekomsten viser dessuten sterk "telescoping". Nesten alle typer sprekkeomvandling er representert, men som regel uten sulfider.

4.8. Leiromvandling.

Langs en rekke forkastninger i Mistberget opptrer partivis leiromvandling av meta-sedimentene. Leirmaterialet består vesentlig av kaolin og jernhydroksyder med lokalt en del kvarts og kalkspat. Leiromvandlingen er spesielt sterkt utviklet innenfor det definerte omvandlingssystem d.v.s. i området Husmannsledet-Rynestjern. De omvandlete bergarter viser ofte vel bevarte strukturer som sedimentær båding og breksje teksturer. Disse breksjer fører lokalt matriks av finkornet kvarts. Omvandlingsområdet ved Vannverksdammen er avsatt med sirkulær form på kart 3 ut fra blotninger og topografiske forhold.

Kvartsitten på nordsiden og sydsiden av riksvei 180 henholdsvis vestover og østover er totalt overdekket, men leiromvandling langs strøkforkastninger sees i kvartsitten ved Svingenforekomsten. Den sirkulære form kan skyldes tilstedeværelsen av a) to kryssende tektoniske soner eller b) hydrotermal breksjering.

Mulighet a) understøttes av den generelle opptreden av leiromvandling langs forkastninger i feltet. Muligheten for b) hydrotermal breksjering og dannelse av sterkt permeable soner indikeres ved opptreden av en rekke breksjeførende blotninger bl.a. kvartsførende, hvis beliggenhet ikke kan passes inn i den lokale forkastningstektonikk. Innenfor og langs kanten av det leiromvandlete området fører granat-diopsid skarnen partier med epidot årer og epidot-amfibol-kloritt aggregater. Disse epidot stabile paragenesers beliggenhet antyder at de har blitt dannet i forbindelse med leiromvandlingen og overlapper en tidligere granat-diopsid dannelse.

5. OMVANDLING AV PERMISKE ERUPTIVER.

5.1. Granitt.

I området Tasketjern-Himtjern stryker en opptil 100 m bred kvarts-fyrisk granitt med rødlig farge. Den er karakterisert ved opptreden av 1-5 mm euhedrale kvartskorn i en ellers granulær alkalifeldspat masse med kornstørrelse 2-3 mm. Mafiske mineraler er ikke vanlig bare lokalt kan litt biotitt påvises. Øst for Himtjernveien glir granitten over i en mer grovkornet variant. Granittens kornstørrelse innenfor Kambro-silurfeltet er derfor sannsynligvis en avkjølingseffekt. Bergarten er ellers beskrevet av Nystuen (1972) som alkalifeldspat granitt. I den store svingen som riksvei 180 gjør like øst for Fløyta opptrer en enkelt aplitt gang. Granitten viser varierende grad av leiromvandling. I krysset mellom Rynesveien og riksvei 180 - er granitten intenst omvandlet ut fra tynne leirfylte sprekker. Frisk granitt eksisterer ikke selvom den eruptive tekstur ennå er vel bevart ved hvite kaoliniserte feltspater og euhedrale kvartskorn. Store mengder jernoksyder og hydroksyder gir bergarten often en rødbrun farge. Mistbergbreksjen som skal krysse granittgangen på nevnte sted kan ikke spores utenom lokalt sterk oppsprekning. Eruptivene nord for Rynestjern viser derimot sterk breksjering med kvartsinnfylling langs denne sone, men uten tegn på leiromvandling.

Videre vestover og østover langs riksvei 180 avtar graden av omvandling som blir knyttet til tynne knusningssoner som ligger i forlengelsen av tverrforkastninger. Denne type omvandling forsvinner i de høyere liggende deler av granitten.

I området ved Julsrudseter, i veien like øst for Fløyta og øst for Vesle Tisjøen forekommer en del kvarts årer som fører assosiert pyritt, flusspat og lokalt hematitt. Granitten er i varierende grad rødfarget eller bleket langs disse årer tildels også kraftig leiromvandlet. Rødfargingen og blekingen kan skyldes begynnende leiromvandling. Årene ved Vesle Tisjøen og Fløyta viser også orientering parallelt med de regional tverrforkastningers strøk d.v.s. NNV.

Granittgangen som opptrer like øst for krysset mellom riksvei 180 og Mistbergveien er uomvandlet, i likhet med gangen nær toppen av Vesle Tisjøberget. Gangen i veikrysset like nord for Svingenforekomsten er derimot omvandlet til en lys grågrønn bergart.

5.2. Aplittiske ganger.

På åsen øst for Vesle Tisjø-berget forekommer en flattliggende aplittgang med 1-3 mm store sphærolitter. Gangen er uomvandlet.

På nordsiden av Julsrudseteråsen like ved en av mastene i kraftlinjen finnes en ½ m bred aplittgang som tilsynelatende er uomvandlet. Den gjennomsetter granatomvandlete knollkalker.

5.3. Mørk feldspat porfyr.

Porfyrgangene varierer i bredde fra 2-5 m og er svart til mørk grå av farge, med spredte 1-5 mm grå feltspat krystaller. Mengden av fenokrystaller er alltid mindre enn ca. 5 % og opptrer i en mikrokrystallin til finkornet grunnmasse. Gangen øst for Mistbergveien viser ingen tegn på omvandling.

Gangene innenfor den hydrotermale omvandling er generelt bare lokalt forandret til en lys grå bergart med disseminerte pyritt+epidot±amfibol aggregater, og med enkelte epidot årer. Gangenes omvandlingsparagenese synes uavhengig av hvilken omvandlingssone de opptrer i regionalt sett.

5.4. Grå feldspat porfyr.

Gangenes mektighet varierer innenfor 1-7 m. De fører spredte 1-5mm grå fenokrystaller i en lys til mørk grå afanittisk grunnmasse. Innenfor granat-diopsid omvandlingssonen på Julsrudseter åsen er gangene ofte intenst omvandlet til en hvit bergart med gjennomsettende granatårer.

Lignende bleking er også vanlig på Myreråsen, men er her av mer lokal karakter. Her sees lokalt også et kraftig årenett av mm-tykke kvarts- og kalkspat+epidot+pyritt årer som ofte fører en rødfarget rand mot tilsynelatende uomvandlet porfyr.

5.5. Rød feldspat porfyr.

En 4 m bred gang av denne type opptrer i granat-epidot sonen på nordøstsiden av Myreråsen. Gangen viser hovedsakelig porfyrisk tekstur selvom afyriske partier kan observeres. Grunnmassen er rød og afanittisk med spredte 1-2 mm hvite feltspat fenokrystaller. Nær en postulert forkastning forekommer et stokkverk av kvartsårer som fører litt pyritt og flusspat. Porfyren viser bleking og tildels leiromvandling langs disse årer. Omvandlingsintensiteten synes å avta lengre vekk fra forkastningen.

Kontaktsonen til en lignende gang sees sporadisk langs Mistbergveien syd for Slåssvangputten. Kontaktsonen viser flott flytebånding, men ingen tegn på omvandling.

5.6. Kvarts-feldspat porfyr.

To lokaliteter med denne gang-type er funnet i området. Gangene har lys rødlig farge og fører fenokrystaller av kvarts og feldspat med størrelse på henholdsvis 0,5-2 mm og 1-5 mm. Grunnmassen er afanittisk. På nordøst siden av Myreråsen er porfyr gangene 1 m brede og er uomvandlet. Porfyrgangen i kanten av Mistbergveien som gjennomsetter den hydrotermale breksje (se kap. 6) viser heller ingen makroskopiske tegn på omvandling. Tynnslip av gangen derimot viser gjennomsettende granat-scheelitt årer.

6. HYDROTERMAL BREKSJE.

I området hvor kraftlinjen mellom Tasketjern og Julsrudseter krysser Mistbergveien er en ca. 50 m bred sone av monolitologisk breksje blottet i veiskjæringene. Fragmentene i breksjen består av diopsid omvandlet biotitthornfels som er sementert av plagioklas. De er skarpkantete og 1-10 cm store. Scheelitt opptrer som finkornet disseminasjon i fragmentene og langs gjennomsettende granatårer. Breksjen blir tilsynelatende skåret av en kvarts-feldspat porfyr gang som fører mikroårer av granat og scheelitt. Pyritt årer er utbredt i breksjens randsone og er lokalt assosiert med sterk pyritt impregnasjon i sidesten sammen med årer og aggregater av sinkblende, blyglans, milleritt, linnaitt og flusspat. Denne paragenese er klart yngre enn granat-scheelitt årene.

På grunn av det sterkt overdekkete terreng umiddelbart utenfor veien er det umulig å fastslå breksjens genese d.v.s. tektonisk eller intrusiv breksje. Den avlange omvandlingssone assosiert med breksjen antyder en viss tektonisk kontroll selvom ingen forkastninger er påvist etter sonens lengdeakse.

7. MINERALISERINGER. (Se kart 3.)

7.1. Fe-sulfider.

Meta-sedimentene i området fører alltid små mengder sulfider disseminert enten som magnetkis eller svovelkis. Sulfidene er spesielt utbredt i de Kambriske til Mellom-Ordoviciske biotitt-hornfelser. Sprekkebundete sulfider opptrer også lokalt i de termisk påvirkete bergarter i forbindelse med svak diopsidomvandling.

Sammenligning av stratigrafiske profiler innenfor og utenfor de omvandlete områder viser at mye sulfider har blitt avsatt under den hydrotermale omvandling både langs sprekker (se avsnitt 4.7.) og som disseminerte korn og aggregater. Sulfidene synes spesielt anriket innenfor granat-diopsid og granat-epidot omvandlingen. Høy konsentrasjon spesielt av magnetkis gir seg uttrykk i intens rustfarging av bergartene.

Magnetkis er hovedsakelig anriket innenfor de sentrale deler av granat-diopsid omvandlingen mellom Vannverksdammen og granittgrensen i øst. Mengden av

magnetkis avtar oppover i terrenget vest for Vannverksdammen. Magnetkisen opptrer alltid sammen med diopsid både på sprekker og i knoller og særlig innenfor båndete hornfelser. Høyt granatinnhold i omvandlingen synes å favorisere avsetningen av pyritt. I skjæringene ved Svingenforekomsten opptrer både magnetkis og pyritt. Magnetkis finnes vesentlig i diopsidomvandlete båndete hornfelser mens pyritt er vanlig som disseminasjon i kvartsitt og i granat og/eller wollastonitt skarn. Disse forhold antyder nok en gang litologiens innflytelse på mineralenes stabilitet.

Pyritt opptrer nesten alltid sammen med granat, epidot og/eller amfibol, men opptrer i motsetning til magnetkis vesentlig innenfor de perifere deler av granat-diopsid omvandlingen som årer. Disseminasjon i omvandlete hornfelser og skarnomvandlete knollkalker er ikke vanlig utenom visse partier i kvartsitten rundt Svingenforekomsten.

Det totale sulfidinnhold i de omvandlete bergarter overstiger sjelden 5 % (volum) utenom m^2 partier med magnetkis-diopsid eller pyritt-granat knoller i hornfelsene hvor innholdet ligger på 10-20 % (volum).

Et mulig viktig forhold er at omvandlingssonene rundt Mistbergforekomsten, den hydrotermale breksje (se kap. 6) og Rynestjern ikke fører noen form for sulfidanrikning. Fe-sulfider er ikke vanlig i disse soner. De hydrotermale løsninger synes i forbindelse med Mistbergforekomsten å ha utlutet sulfidene i biotitt hornfelsene som ble omvandlet. Dette forhold kan peke på at en del av sulfidene i systemet kan være av syngenetisk mobilisert type og ikke av magmatisk-derivert type.

Ellers opptrer pyritt og magnetkis assosiert med de polymetalliske typer som beskrevet under avsnitt 7.5.

7.2. Scheelitt ($CaWo_4$).

For en detaljert petrografisk beskrivelse av scheelitt mineraliseringene i Mistberget henvises leseren til tidligere rapport (Ihlen, 1976).

Scheelitt mineraliseringene er spesielt utbredt innenfor granat-diopsid og granat-epidot omvandlingene og ledsages alltid av granat. Scheelitten er

her avsatt noe senere enn den regional granat omvandling og synes hovedsakelig å ha blitt avsatt på hulrom mellom granat korn i knoller og årer. Den viser varierende grad av gul fluorescens som antyder den relative mengde av molybden. Hvor molybdenglans opptrer er sterkt gul fluorescens vanlig bl.a. p.g.a. tilstedeværende MoO_3. Lav gehaltige, men relativt jevnt mineraliserte partier opptrer i forbindelse med Mistbergforekomsten og langs heng og ligg av Gastropode kalken bl.a. Svingenforekomsten.

Hyppigheten av scheelitt er sterkt avtagende i epidot-amfibol og epidot-omvandlingen hvor den opptrer sammen med epidot.

Ellers opptrer scheelitt sporadisk innen de kontaktmetamorfe bergarter som disseminerte korn langs tørrsprekker og diopsid-plagioklas årer. Denne mineraliseringstype er også vanlig i tynne kalkhornfels lag innenfor uomvandlete kalksteiner i granat-diopsid sonen.

Utenom lokal assosiasjon med molybdenglans og pyritt er scheelitt ikke funnet i de andre beskrevne mineraliseringstyper.

7.3. Molybdenglans.

I løpet av feltsesongen ble det for første gang påvist molybdenglans i den nordlige del av feltet. En 20 cm bred granat åre med en sentral kjerne av grovkornet og massiv MoS_2 (10 cm bred) har tidligere blitt påvist i biotitthornfels på vestsiden av Mistbergtoppen ved grensen til kvarts-syenitt.

I år har molybdenglans blitt påvist i tre hovedområder innenfor den sentrale granat-diopsid omvandling.

7.3.1 Svingenforekomsten.

Den rikeste mineralisering som ble funnet opptrer innenfor en 2 m bred sone i kvartsitten like nedenfor krysset Vannverksveien/riksvei 180. I veiskjæringene her sees et stokkverk av MoS_2-førende tørrsprekker (moly-paint). Slike tørrsprekker og spredte enkeltkorn uten assosiert omvandling finnes sporadisk i veiskjæringene gjennom hele kvartsitten både mot syd og nord. I skjæringene nord for veikrysset ledsages molybdenglansen dessuten av pyritt på sprekker. Lignende type ble også observert i biotitthornfels langs en

utsprengt traktorvei lengre øst. MoS_2-førende sprekker er ikke funnet utenfor veiskjæringer.

I tillegg opptrer molybdenglans som finkornet disseminasjon og enkelt korn i granat omvandlete knollkalk lag i kvartsitten og granatknoller innlagret i diopsid omvandlet biotitthornfels. Den forekommer stedvis sammen med scheelitt spesielt i granatskarn.

7.3.2. Vannverksdammen.

De 10 første metrene stratigrafisk over Gastropodekalken like øst for Vannverksdammen fører hyppig granatknoller med disseminert molybdenglans tildels også som sprekkebelegg i disse. Den er lokalt ledsaget av scheelitt men opptrer aldri sammenvokst med sinkblende som er et vanlig ertsmineral i denne sonen. En molybden førende granatknoll inneholdt også mye epidot og amfibol. På nordsiden av Myreråsen i ligg av Gastropodekalken ble det også funnet litt MoS_2 på sprekker i granatskarn og kalkhornfels langs kontakten til den grå feldspat porfyr.

7.3.3. Julsrudseteråsen.

På Julsrudseteråsen avtar hyppigheten av Mo-mineraliseringer sterkt som kan skyldes områdets perifere beliggenhet (høydemessig) i omvandlingssystemet.

Molybdenglans opptrer som enkelt korn og svak disseminasjon henholdsvis på sprekker i kalkhornfels og i granatknoller i forbindelse med tynne skarnifiserte knollkalklag.

I veiskjæringen 60 m øst for punktet hvor kraftlinjen over Julsrudseteråsen skjærer riksvei 180 finnes en 2 m bred sone med et intenst stokkverk av hårtynne MoS_2 førende sprekker. Sprekkene gjennomsetter diopsidomvandlet biotitthornfels og synes yngre enn de lokale diopsid årer. MoS_2 sprekker er også synlig i rester av uomvandlet biotitthornfelser, men uten assosiert bleking i sidesten.

7.3.4. Byrudstua.

I den nordøstlige del av feltet er det påvist tre lokaliteter med litt molybdenglans impregnasjon langs granitt kontakten. På kontakten alunskifer-granitt ved Rødskjerpene opptrer en 10 cm bred hybrid sone bestående av finkornet kvarts, feldspat og diopsid med magnetkis og molybdenglans disseminasjon.

Ellers er spredte disseminerte korn av MoS_2 funnet et par steder i gneisene langs riksvei 180.

7.4. Sinkblende.

Små, men lokalt rike, sinkblende mineraliseringer opptrer en rekke steder i granat-diopsid omvandlingen. Sinkblenden er hovedsakelig mørk brun til svart av farge. Den opptrer både som disseminasjon, årer og massive aggregater i granat omvandlet knollkalk, særlig på grensen mot uomvandlet kalkstein. Ellers finnes den langs epidot og/eller amfibolårer i kvartsitt og langs granatårer i kalkhornfels.

Mineraliseringsintensiteten synes langt svakere på Julsrudseteråsen enn i de lavere liggende områder øst for Vannverket. Bare lokalt som ved Vannverksdammen opptrer litt blyglans assosiert.

7.5. Blyglans-sinkblende-kopperkis.

En polymetallisk mineraliseringstype opptrer både i og utenfor områder som viser hydrotermal omvandling. Mineraliseringene domineres av blyglans, sinkblende og kopperkis.

Blyglans opptrer disseminert på tørrsprekker i kalkhornfels og kvartsitt henholdsvis på sørøstsiden av Julsrudseteråsen og i veiskjæringene sørøst for Doknesvangen.

Kalkspat-kvarts årer med blyglans, sinkblende, kopperkis, milleritt og linnaitt (kobolt rik) er vanlig i de små skjerpene rundt Doknesvangen (Ihlen, 1976). Lignende paragenese opptrer sammen med pyritt som disseminasjon i den hydrotermale breksje ("Høyspenten", kap. 6). Kalkspatårer med blyglans, sinkblende og pyritt finnes dessuten i et lite skjerp på østsiden av Ryneskollen.

Kvarts-dominerte ganger med sinkblende, blyglans, kopperkis, magnetkis, pyritt, magnetitt, hematitt, Co-linnaitt, arsenkis, pentlanditt, cubanitt, mackinawitt, Bi-tellurider og vismut opptrer innen alunskifer øst for Himtjernveien (Rødskjerpene) og i gneisene 500 m øst for Husmannsledet. (Midtre Mistberget skjerp). Kvartsen ledsages alltid av litt kalkspat, flusspat og kloritt.

Kvarts-kopperkis med litt flusspat eller magnetitt forekommer henholdsvis like nord for Rynesvei krysset og på østsiden av Myreråsen.

Kvarts-magnetkis årer med kopperkis opptrer i ligg av Mistbergforekomsten.

Kvarts-plagioklas-magnetkis årer med assosiert kopperkis er vanlig i de høyere deler av feltet sør for Mistbergforekomsten. I Rødnabben skjerp like sør for Mistbergtoppen er arsenkis et dominerende mineral på årene.

Flere steder i feltet sees også små partier med andraditt og/eller hedenbergitt skarn som lokalt fører litt magnetitt. Disse fører ofte sene gjennomsettende ganger av kvarts, kalkspat og flusspat med omvandling av granat og pyroksen til amfibol, epidot og/eller klorittaggregater. Mineraliseringene domineres av blyglans, sinkblende, kopperkis, svovelkis og magnetkis. I tillegg opptrer aksesoriske mengder arsenkis og Co-linnaitt.

8. KONKLUSJON OG SAMMENDRAG.

Sommerens feltarbeid har påvist utbredt omvandling av Kambro-Silur bergartene innen et område på 6 km^2 i de nordlige deler av Mistberget hvor undersøkelsene har vært sterkest konsentrert (Kart 1). Følgende omvandlingstyper har blitt definert på grunnlag av mineralparageneser utviklet i omvandlete knollkalker og kalkhornfelser: 1)Granat-diopsid 2) Granat-epidot 3) Epidot-amfibol og 4) Epidot type. Dessuten er leiromvandling skilt ut som en femte type.

Kalksilikat omvandlingen danner et regionalt soneringsmønster både i det horisontale og vertikale plan. Den sentrale halo over Myrer- og Julsrudseteråsen består av en granat-diopsid kjerne kantet med epidot-førende omvandlings typer. Epidot synes ikke å opptre i området Karusstjern-Tisjøen-Vesle Tisjøen. Dette forhold kan skyldes steile temperaturgradienter eller tilstedeværelsen av klinozoisitt som ofte er vanskelig å se i granat omvandling. Utenfor epidot omvandlingen er de metamorfe bergarter partivis sterkt diopsid omvandlet.

Opptreden av nye mineralparageneser på sonegrensene skjer vanligvis langs forkastninger, mens utformingen av den sentrale halo synes upåvirket av slike.

Aksialt i det ca. 2 km^2 store sentral område intruderes en rekke forskjellige porfyr og granittganger som viser forskjellige aldersforhold m.h.p. omvandling og forkastnings-tektonikk. (Tabell 5).

Sammenhengen mellom den sentrale halo og de tre separate omvandlingsområder mot sør og nord er ennå noe uklar, men disse er klart knyttet til bruddsoner. Rynestjern og Mistbergforekomst-sonen kan representere lekkasje fra dypere del av massivet eller tilbakestrømningskanaler i konveksjonssystemet. Væskeinneslutninger, mangel på sulfider, teleskoping og avtagende omvandling mot dypet kan tyde på det siste. Den førstnevnte mulighet understrekes av "Høyspent" breksjen hvor løsningene med all sannsynlighet har strømmet opp fra dypere del av massivet, (i hvertfall under den hydrotermale breksjering).

Leiromvandlingene forekommer spesifikt innenfor yttergrensene av det definerte omvandlingssystem, men er sterkere knyttet til forkastninger og breksjesoner. Leirdannelsens hypogene natur understrekes av Permisk $^{K}/Ar$ alder i leire fra hornfelser (Ihlen et al. 1977) og omvandlingens avtagende intensitet med høyden. Senere supergene prosesser har sikkert også vært virksomme i modifisering av leirmassen.

Innen den sentrale granat-diopsid omvandling har det blitt definert en Zn-W-Mo sone som domineres av sinkblende og scheelitt. Aksesorisk blyglans forekommer bare lokalt. Mineraliserings-intensiteten er klart sterkest i området like øst for Vannverket og i veiskjæringene rundt Svingenforekomsten. Graden og styrken av mineraliseringene avtar lateralt ut fra dette område d.v.s. ut i de perifere deler av omvandlingen både horisontalt og vertikalt. Sammenhengen mellom Zn-W-Mo sonen og de små MoS_2 mineraliseringer ved Byrudstua er foreløpig usikker.

I de topografisk lavere deler av Zn-W-Mo sonen er magnetkis det dominerende jernsulfid, mens pyritt er mest utbredt i høyere og mer perifere deler av sonen. De parasittiske omvandlingssoner ved Mistbergforekomsten og Rynestjern fører nesten ingen jernsulfider.

Rundt Zn-W-Mo sonen forekommer et område med diffus avgrensning som fører polymetalliske sulfid mineraliseringer med følgende karakteristiske elementer tilstede: Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Bi, Te og/eller As. I dette området innenfor Kambro-Silur bergartene forekommer også en svak dispersjon av scheelitt.

Mineraliseringene er alltid knyttet til den generelle kalksilikat omvandling, men er alltid avsatt sist i de lokale parageneser. Det er hittil ikke funnet noen form for mineraliseringer i leiromvandlingen.

Det genetiske forhold mellom leiromvandlingen og kalksilikat-dannelsen er av stor viktighet for tolkning av systemet. Leiromvandlingen synes noe yngre enn Mistbergbreksjen, alkalifeldspat granitten, skarnifiseringen og mineraliseringene i Zn-W-Mo sonen. Intensiteten av kalksilikat omvandling og mineralisering i den sentrale halo avtar brått på nordsiden av granittgangen. Dette kan indikere at granitten allerede var intrudert før omvandlingen og virket som en barriere for de hydrotermale løsninger. Hvis det siste aldersforhold er korrekt (tabell 4a) kan kalksilikat og leirdannelsen henholdsvis tolkes som prograd og retrograd fase i det hydrotermale system (Fig. 5). I porfyr malmer er alltid leiromvandlingen knyttet til kollaps av det hydrotermale konveksjonssystem og innblanding av meteorisk vann mot dypere og dypere nivå i systemet. (Barnes, 1979, Hemley et al., 1980.) En slik omvandling vil derfor naturligvis i de ytre deler av systemet følge tektoniske soner. Det er derfor ikke nødvendig å ta i bruk ordet polyfase for å forklare det eksisterende omvandlingsmønster (tabell 5 - fig. 2 A, B, C).

Konklusjonen må bli at sommerens feltarbeide har ført til definering av et avgrenset hydrotermalt system som sentralt inneholder en Zn-W-Mo mineralisert sone omgitt av polymetalliske forekomster. Porfyrgangene aksialt i den sentrale omvandlingshalo kan være uttrykk i dagen for en underliggende stokkformet intrusjon som har avgitt de hydrotermale løsninger. Mineralparagenesen i området både kalksilikater og sulfider antyder avtagende temperatur ut fra området Vannverket-Svingenforekomsten. De polymetalliske og sinkblende mineraliseringene antyder at erosjonsnivået skjærer omvandlingstyper ekvivalent til den propylittiske sone i et porfyr system. Intens leiromvandling i karbonat bergarter er ellers beskrevet av James (1976) fra Ely hvor den er ekvivalent med kvarts-serisitt omvandling i porfyren. Intens kaolinisering, som i Mistberget; er beskrevet fra malmsonen i Panguna porfyr Cu forekomst (Ford, 1978).

Det er derfor gode sjanser for at en porfyr molybden malm eksisterer på dypet under aksen av den sentrale omvandlingshalo.

For å teste dette bør det foretas diamantboring i området rundt Vannverket som er det dypeste snitt i systemet.

Det første hullet bør settes ved Stensbyåa ca. 150 m syd for Vannverksdammen med retning N 20° Ø og med ca. 60° helning mot nord. Boringen bør teste følgende punkter:

1) MoS_2 innhold i kvartsitten og granat knollet hornfels i heng av Gastropode kalken,
2) mulig stratigrafisk kontroll av mineraliseringene,
3) skarnifisering og eventuell mineralisering mot dypet av uomvandlet Gastropodekalk i dagen og
4) mulig skjæring med underliggende pluton.

Videre bør et nytt hull bores vertikalt ned i den aksiale del med porfyrganger for å påvise underliggende intrusiv med mulig assosiert Mo-malm.

Neste års feltundersøkelser bør konsentreres om den sydlige del av Mistbergfeltet samt oppfølgning av stratigrafi, sprekkeomvandling og diopsidomvandlings intensiteter i den nordlige del av feltet hvor arbeidet har vært konsentrert i sommer. Sammenhengen mellom det sentrale omvandlingsområde og de perifere soner ved Rynestjern og Mistberg forekomsten bør undersøkes nærmere. Det hadde dessuten vært ønskelig med røsking utenfor veiskjæringene ved Høyspent-breksjen for å stadfeste breksjens morfologi og genese.

Jordprøve geokjemi i den sydlige del av feltet er også ønskelig for å avgrense dette relativt store område i eventuelt mindre felter for videre detaljarbeid.

5

LITTERATURLISTE:

Ford, J.H. 1978: A chemical study of alteration at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. Econ. Geol. V.73 p. 703-721.

Ihlen, P.M. 1976: Preliminær rapport om den Permiske metallogenese i den nordøstlige del av Oslofeltet med hovedvekt på scheelitt mineraliseringene. Rapport for Norsk Hydro stipend.

Ihlen, P.M. 1977: Ore deposits in the north-eastern part of the Oslo Region and in the adjacent Precambrian areas.I E.R.Neumann og I.B. Ramberg red. Petrology and geochemistry of continental rift, p. 277-286. D. Reidel Publ. Comp., Holland.

Ihlen, P.M. 1980: Væskeinneslutnings-undersøkelse av prøver fra skarnforekomster i Oslofeltet.
Stipendrapport til NTNF.

Ihlen, P.M., Ineson, P.R. og Mitchell, J.G. 1977: K/Ar dating of clay-mineral alteration associated with ore deposition in the northern part of the Oslo Region. I E.R.Neumann og I.B. Ramberg red. Petrology and geochemistry of continental rift, p. 255-264. D. Reidel Publ. Comp., Holland.

James, L.P. 1976: Zoned alteration at porphyry copper deposits, Ely, Nevada. Econ. Geol., V. 71, p. 488-512.

Nystuen, J.P. 1975: Plutonic and subvolcanic intrusions in the Hurdal area, Oslo Region. Norges Geol. Unders. 317.

TABELL 1. LITOLOGISKE TYPER.

1) Biotitt hornfels
2) Kalkhornfels
3) Båndet og tettknollet kalkstein.
4) Kvartsitt.
5) Biotitt og/eller kalkhornfels med spredte knoller.

TABELL 2. LITOSTRATIGRAFISKE GRUPPER.

1) Biotitthornfelser med enkelte tynne kalkhornfels og kalksteinslag. Kambrium og undre del av mellom-Ordovicium.
2) Hurtig vekslende lag av kalkstein, knollkalk, biotitt hornfels og kalkhornfels. Øvre del av mellom-Ordovicium og over-Ordovicium.
3) Kvartsitt med tynne hornfels og knollkalk lag. Øvre del av over-Ordovicium og undre del av Silur.
4) Båndete kalkhornfelser med enkelte tynne knollkalk lag. Undre til midtre del av Silur.

TABELL 3. INDEKSMINERALER.

KALKSILIKATER	GROSSULAR - ANDRADITT	$Ca_3(Al,Fe^{3+})_2Si_3O_{12}$
	DIOPSID - HEDENBERGITT	$Ca(Mg,Fe^{2+})Si_2O_6$
	TREMOLITT - FERROTREMOLITT	$Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$
	KLINOZOISITT - EPIDOT	$Ca_2(Al,Fe^{3+})Al_2Si_3O_{12}(OH)$
	WOLLASTONITT	$CaSiO_3$
ALUMINO-SILIKATER	ALBITT - ANORTITT	$NaAlSi_3O_8$ - $CaAl_2Si_2O_8$
	KAOLINITT	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	MONTMORILONITT	$(K,Na)_{0,7}\ (Al,Mg,Ca,Fe)_4\ (Si,Al)_8(OH)_4 \cdot nH_2O$
	SKAPOLITT	$(Na,Ca,K)_4Al_3(Si,Al)_3Si_6O_{24}(Cl,CO_3,\ SO_4,OH)$.

TABELL 4. VIKTIGE FYSIKALSK-KJEMISKE PARAMETERE FOR STABILITETEN AV INDEKS MINERALENE I MISTBERGET.

1) GRANAT - PYROKSEN

Granat krever høyere Ca-innhold i løsningene enn pyroksen ved dannelse.

2) GRANAT - EPIDOT

Granat krever generelt høyere temperatur for dannelse enn epidot. CO_2 innholdet i løsningene er vanligvis lavere ved epidot dannelse enn ved granatavsetning. Dette er særlig tilfelle ved såkalt retrograd omvandling.

3) PYROKSEN - AMFIBOL

Pyroksendannelsen krever høyere Ca-innhold i løsningene enn for amfibol. Videre krever amfibol lavere CO_2 innhold for dannelse. Mineralparet er lite ømfindtlig for temperatursvingninger.

4) GRANAT - WOLLASTONITT

Wollastonitt-dannelsen er avhengig av SiO_2 og Ca rikt miljø med lavt Fe og Al innhold enten i løsninger eller bergart.

5) GROSSULAR - ANDRADITT

Grossular har høyere undre temperatur grense for dannelse, ca. 500°C mot 300°C for andraditt. Andraditt dannes ved mer oksyderende forhold (Høy fo_2) hvor Fe^{3+} dominerer. Grossular er avhengig av miljø med høyt Al-innhold.

6) KLINOZOISITT - EPIDOT

Stabilitets parametere som under 5).

7) DIOPSID - HEDENBERGITT

Hedenbergitt er stabil under reduserende forhold hvor Fe^{2+} dominerer. Diopsid er lite påvirket av oksydasjonsforhold så sant Mg^{2+} innholdet i bergarter og løsninger er høyt nok for dannelse.

tabell 4 forts.

8) TREMOLITT - FERROTREMOLITT

Stabilitetsparametere tilsvarer de under 7).

9) KAOLINITT - MONTMORILLONITT

Dannelse i forbindelse med løsninger med relativt lav pH (d.v.s. høyt H+ innhold) og sterkt undermettet m.h.p. kationer eller baser. Dannes i forbindelse med sterk dissosiasjon av syrekomponenter i løsningene (HCl, HF) ved avkjøling (200-300°C) eller koking. Montmorillonitt dannes først og nedbrytes videre til kaolinitt.

10) SKAPOLITT

?

TABELL 5. ALDERSFORHOLD MELLOM HENDELSENE I MISTBERGET.

Eldst

1) Intrusjon av syenitter med assosiert grå og røde feltspatporfyr ganger Forkastninger/metamorfose.

2) Intrusjon av Mistberggranitten (samt kvarts-syenitter ?) med assosiert kvarts fyriske granittganger.

3) ? Sen intrusjon av granitt/porfyr på dypet med assosiert ? kvarts-feltspat porfyr ganger, hydrotermal breksjering og ? reaktivisering av eldre forkastninger.

4) Hydrotermal omvandling og mineralisering.

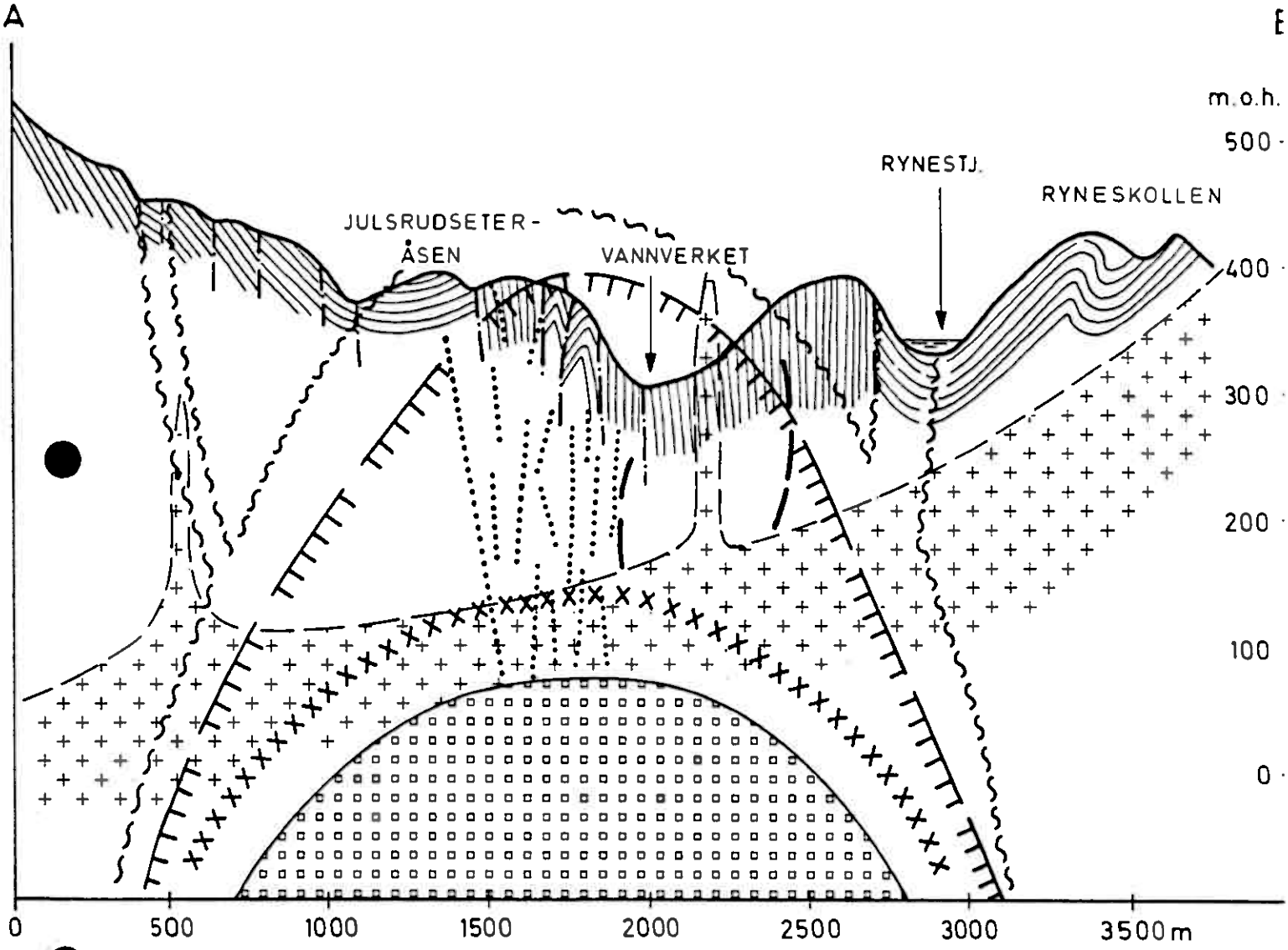
5) Leiromvandling.

6) Intrusjon av mørk feltspat-porfyr og aplitt.

Fig. 2 E

MODELL I

FASE II: PORFYR-INTRUSJON — MINERALISERING-OMVANDLING



TEGNFORKLARING

Porfyr-intrusjon

Porfyr-ganger.

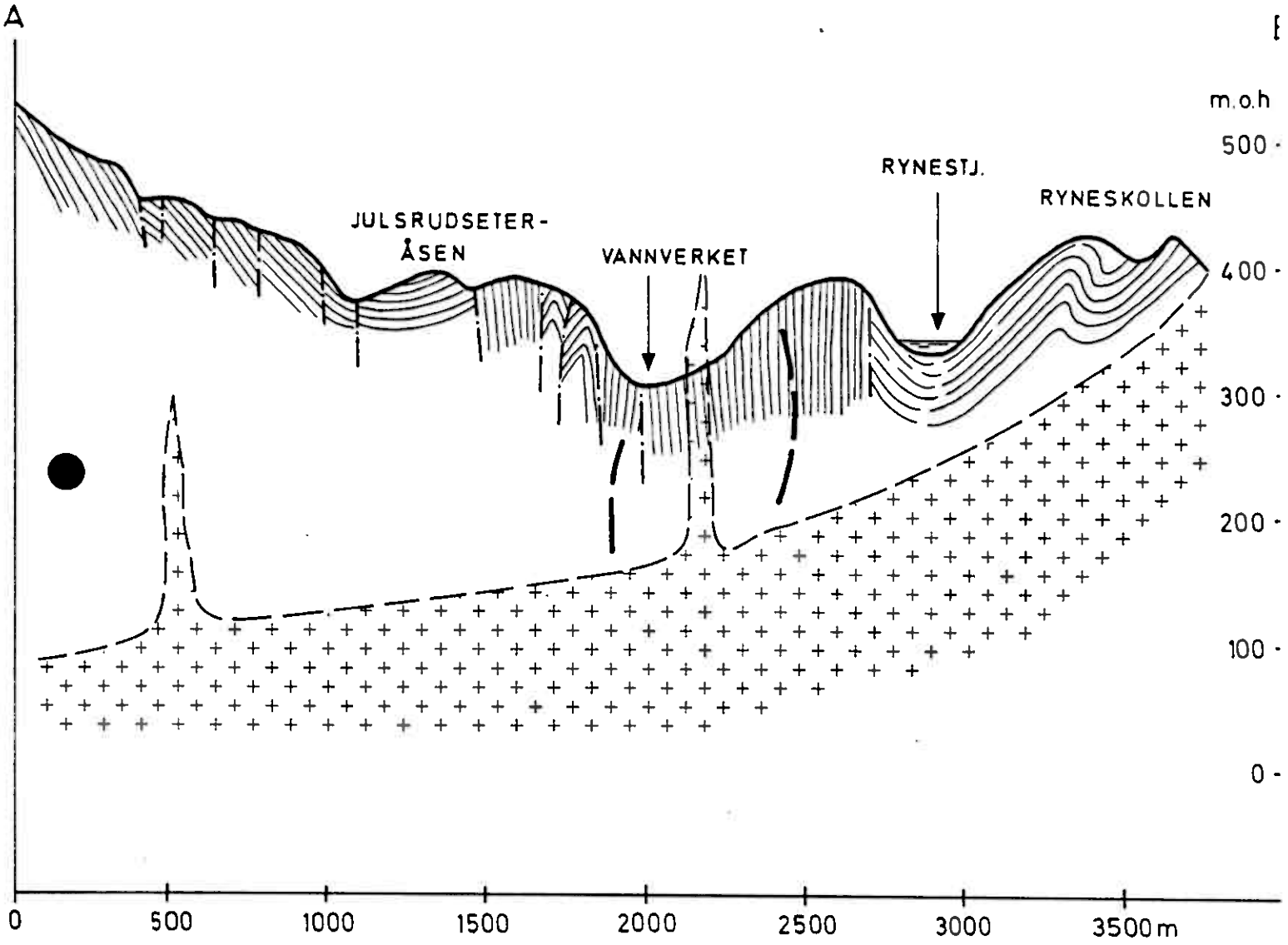
Grense for kalksilikat-omvandling

Yttergrense av Zn-W-Mo-mineralisert sone

xxxx Mulig yttergrense av Mo-mineralisert sone

MODELL I

CASE I: GRANITT-INTRUSJON — KONTAKT-METAMORFOSE



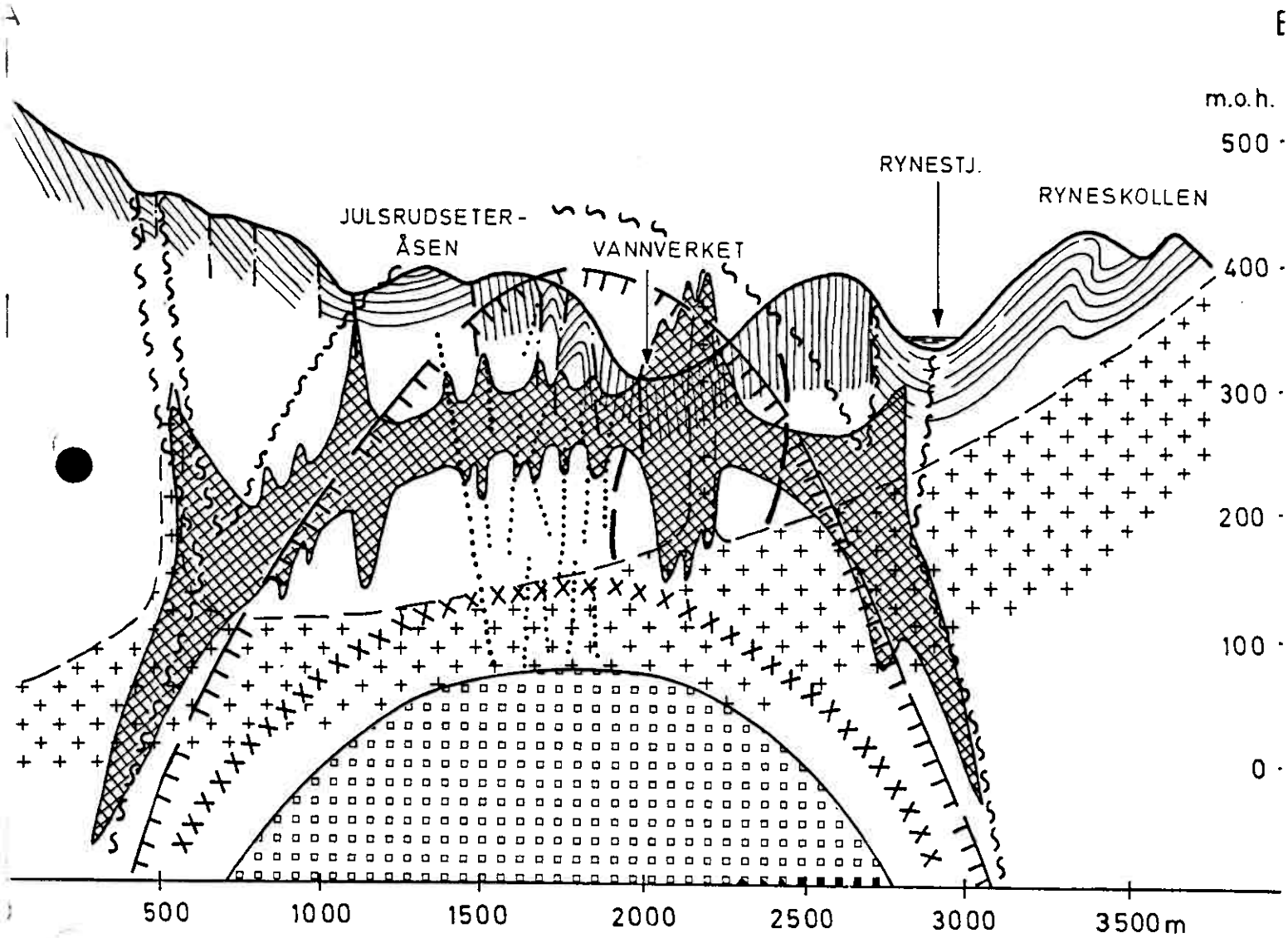
TEGNFORKLARING

- Alkalifeldspat granitt
- Aplittganger
- Kambro-silur-bergarter med lagning
- Forkastninger

Vertikal skala er 4x horisontal skala.

MODELL I

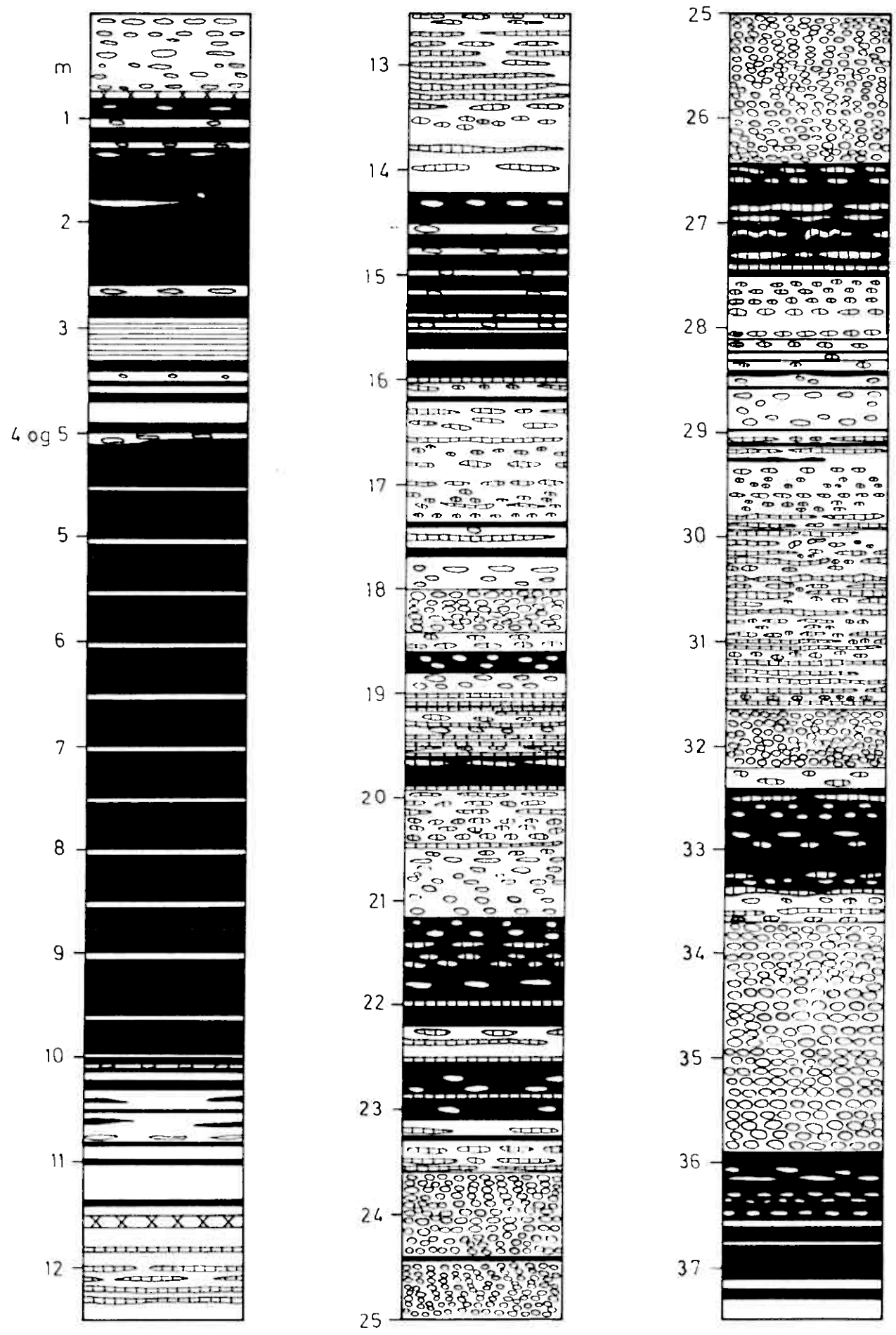
ASE III : LEIROMVANDLING



TEGNFORKLARING

Leiromvandlings-sone

FIG. 1. PROFIL FRA TASKETJERN - BERGET I OVER - ORDOVICISK SEDIMENT SEKVENS.



TEGNFORKLARING

- Biotitthornfels
- Tettknollet kalkstein
- Karbonatknoller
- Finbåndet kalk- og biotitthornfels
- Kalkhornfelsknoller
- Granat/diopsid omvandlet karbonatknoll
- Kalkhornfels

6

TEGNFORKLARING

KART NR. 1

PREKAMBRIUM:

- GRÅ GNEISER.

KAMBRO-SILUR:

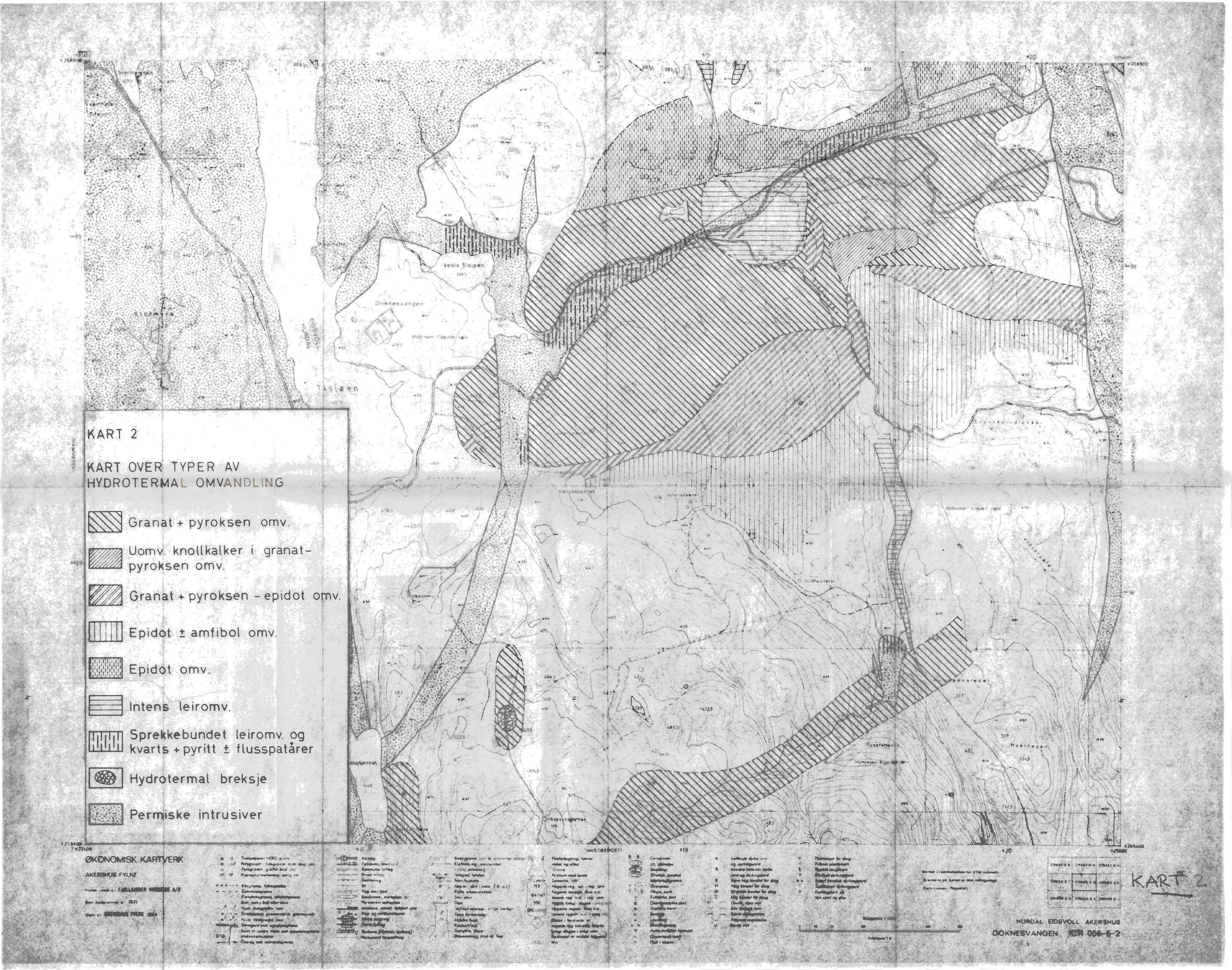
- BIOTITT-HORNFELSER MED ENKELTE TYNNE KALKLAG (KAMBRISK OG MELLOM-ORDOVICISK).
- VEKSLENDE LAG AV KALKSTEIN, KALK-HORNFELS OG BIOTITT-HORNFELS (MELLOM- OG OVER-ORDOVICISK).
- GASTROPODE - KALKSTEIN (OVER-ORDOVICISK).
- KVARTSITT (OVER-ORDOVICISK OG UNDER-SILURSK)
- BÅNDETE KALKHORNFELSER MED ENKELTE TYNNE KALKSTEINSLAG (SILURSK)

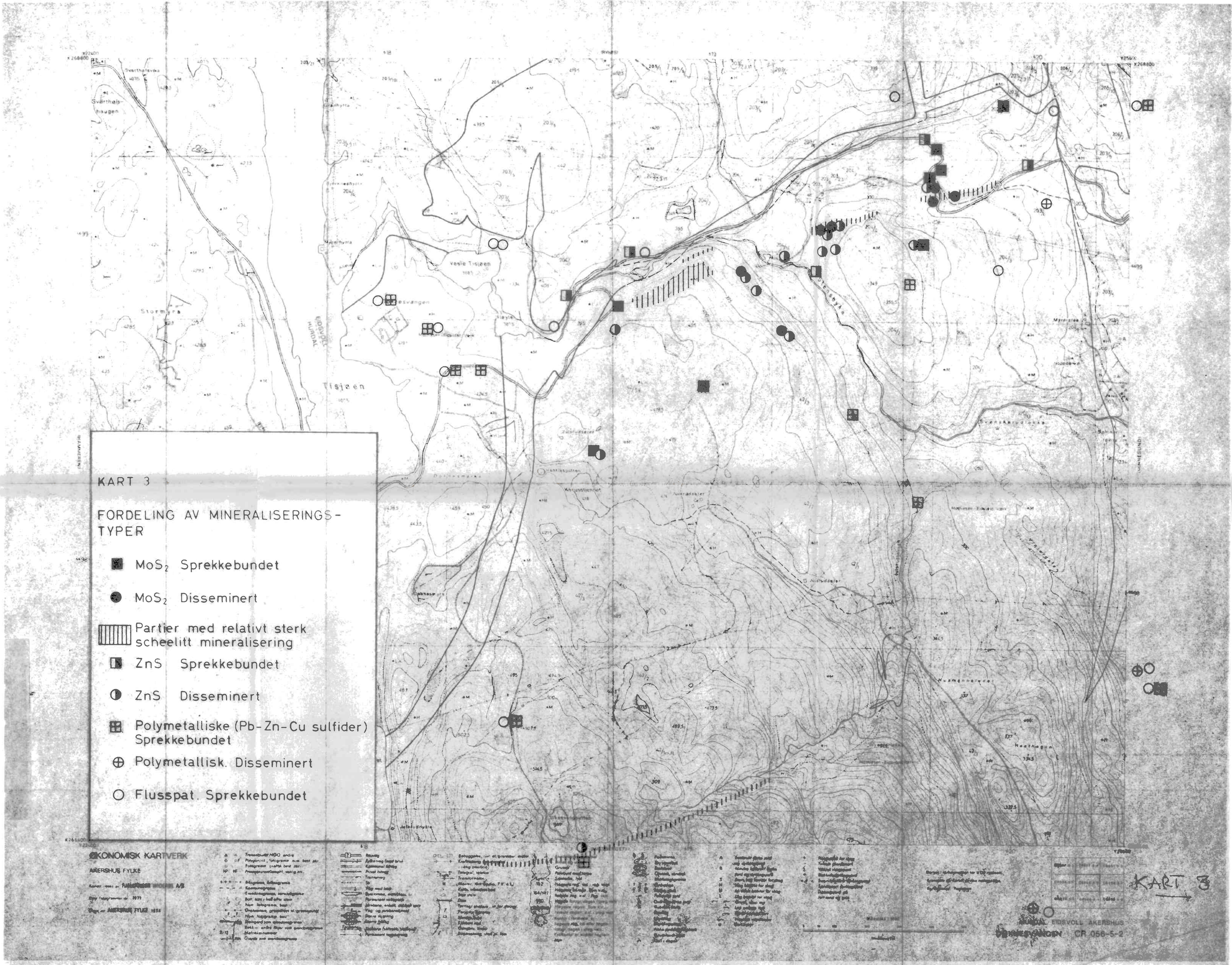
PERM:

- GRANITT
- BIOTITT-HORNBLENDE-KVARTS-SYENITT
- BIOTITT-SYENITT
- KVARTS-SYENITT OG ALKALIGRANITT
- PORFYR GANGER

HYDROTERMALE SYSTEM:

- YTTERGRENSE FOR HYDROTERMAL OMV.
- YTTERGRENSE AV Zn-W-Mo-SONE
- INTENS LEIR-OMVANDLING
- SPREKKEBUNDET LEIROMVANDLING
- HYDROTERMAL BREKSJE
- SKJERP - SCHEELITT-MINERALISERING
- STÖRRE FORKASTNINGER


KART 2
KART OVER TYPER AV HYDROTERMAL OMVANDLING
Granat + pyroksen omv.
Uomv. knollkalker i granat-pyroksen omv.
Granat + pyroksen - epidot omv.
Epidot ± amfibol omv.
Epidot omv.
Intens leiromv.
Sprekkebundet leiromv. og kvarts + pyritt ± flusspatårer
Hydrotermal breksje
Permiske intrusiver
Vesle Tisjøen
Doknesvangen
Tisjøen
EIDSVOLL
HURDAL
(MISTBERGET)
ØKONOMISK KARTVERK
AKERSHUS FYLKE
HURDAL EIDSVOLL AKERSHUS
DOKNESVANGEN
KART 2


KART 3
FORDELING AV MINERALISERINGS-TYPER
MoS_2 Sprekkebundet
MoS_2 Disseminert
Partier med relativt sterk scheelitt mineralisering
ZnS Sprekkebundet
ZnS Disseminert
Polymetalliske (Pb-Zn-Cu sulfider) Sprekkebundet
Polymetallisk. Disseminert
Flusspat. Sprekkebundet
Svarthalshaugen
Stormyra
Tisjøen
Vesle Tisjøen
EIDSVOLL
HURDAL
ØKONOMISK KARTVERK
AKERSHUS FYLKE
EIDSVOLL AKERSHUS
CR 056-5-2
KART 3

KART 4

FORDELING AV PERMISKE ERUPTIV GANGER

- Mörk feldspat porfyr
- Grå feldspat porfyr
- Röd feldspat porfyr
- Kvarts-feldspat porfyr
- Aplitt
- Kvarts fyrisk granitt
- Granitt intrusjon
- Udifferensierte syenitt intrusjoner

ØKONOMISK KARTVERK

ÅKERSHUS FYLKE

Rammen tilsvarer av FJELLANGER VIDERES A/S

Etter fotogrammer av 1971

Utgitt av AKERSHUS FYLKE 1974

Tisjøen

Tasketjennet

Dukesvangen

Vest-Tisjøen

Steensbyen

Husmannsseter

Nyseterhaugen

Myrsetter

Høiseter

Karusstjennet

Tasketjennmoen

Tasketjennskogen

Dukesmyr

Vestre Tisjøen

Hurdal

Eidsvoll

Hurdal

Eidsvoll

(NANNERN)

(MINNESUND)

(MISTREGET)

X 266600
Y 212600

X 268800
Y 25600

X 268400
Y 25600

Tresetpunkt NGO, endre
Polygonpunkt fotogramm num bestemt
Fotogramm grafisk bestemt
Presisjonsnivellement, vertikalnivellement
Riksgrense, fylkesgrense
Kommunegrense
Eiendomsgrense, arealbruksgrense
Bolt, trå i fjell eller stein
Num fotogramm bestemt
Gressmarkgrense, grassmarkgrense el. grønnsaksjord
Nye fotogramm bestemt
Stengsel som eiendomsgrense
Betong el. annen varig stein som eiendomsgrense
Matrikkelskiftegrense
Gjerde som eiendomsgrense

Riksveg
Fylksveg (med bru)
Kommunal bilveg
Privat bilveg
Traktorveg
Sti
Veg med bom
Busstomme, rutetrafikk
Permanent vegplass
Jernbane enkelt, dobbelt spor
Veg- og jernbaneovergang
Større stigning
Større fylling
TauBane (skitrekk, stoltheis)
Permanent togpassering

Bebygd gate, rum el. grønnsaksjord
Kraftledning (masttsymbol)
Kraftledning (masttsymbol)
Telegraf, telefon
Transformator
Master, tårn (radio, TV o.l.)
Kotte, utkastpunkt
Stor stein
Dam
Tørrlagt elveleie er for steingr
Ferje for kjøretøy
Mindre ferje
Kjørbart nød
Dikgjørs, tilopp
Strømretning, strøk el. fase

Elveforbygning, kunst. uvekst og utlagt
Grusing
Pelebunn med kasse
Sjømarke, fyrlt
Høgeste reg. vst i reg. vann
Høgeste beregn. flom v.st.
Laveste reg. v.st i reg. vann
Høgde i forgr. dagen i reg. vann
Høgeste regist. flom v.st.
Laveste regist. v.st. i reg. vann
Kotte i terrenet er ordnet høgeste
Høgeste reg. vst eller høgde i forgr. dagen i reg. vann
Kystkontur er ordnet høgeste
Myr

Formsinne
Ub. steinsyn
Steinbrot
Grustak, sandtak
Ikke-riksgrense
Grøftplass
Høge park
Fulldyrka jord
Overflatedyrka jord
Gravlund
Barstog
Lauvstog
Blandingsskog
Annen jordbruksfastmark
Gjenvoksen mark
Fjell i dagen

Eetbruks dyrka jord og dyrkingsjord
Mindre eetbruks dyrka jord og dyrkingsjord
Sæns tøg bonitet for skog
Høg bonitet for skog
Middels bonitet for skog
Låg bonitet for skog
Grønt, dårlig myr
Lee omlagt torv
Stærkt omlagt torv
Høyvann vegetasjon
Dyrka myr

Plantemark for skog
Tømmer plantemark
Yesset skogsmark
Blokkrik dyrkingsjord
Svært blokkrik dyrkingsjord
Sæteinnmark dyrkingsjord
Dyrkingsjord på jorr sand og grus

Merker i rammenummen for UTM rutenett
Grensene på kartet er ikke rettegrøftige
Formmanger: Regulert

Målestokk 1:5000

Ekvidistanse 5 m

CR057-5-3	CR057-5-4	CR057-5-5
CR056-5-1	CR056-5-2	CR056-5-3
CR054-5-1	CR054-5-2	CR054-5-3

KART 4

HURDAL EIDSVOLL AKERSHUS

DOKNESSVANGEN CR 056-5-2

Nr. 5 Arkiv Reg. 1126/80 F.17.90.00
126/01/02

(11)

BERGARTSTYPER, INTRUSJONSFORHOLD OG HYDROTERMALE 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

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

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 komagmatisk 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 toglimmer 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 km^2 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 sporminerale ne.

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 sporminerale ne 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 rapakivigranitten 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, Trønnes, 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.

Intrusjon \ Sidebergart	Aplittporfyr	Finkornet, kvartsporfyrisk granitt	Middelskornet granitt	Mikrokrystallin porfyr	Grovkornet granitt
Diabas- og aplittganger	⇑	⇑	⇑	⇑	⇑
Aplittporfyr		↕	O	⇑ ⌒	⇑ ⌒
Finkornet kvartsporfyrisk granitt	↕		↕		
Middelskornet granitt	O	↕		⇑ ⌒ △	⇑ ⌒
Mikrokrystallin porfyr					⇑ ↕
Grovkornet granitt				↕	

⇑ Avkjølingssoner eller apofyser ved kontakten.

△ Xenolitter av sidebergart.

⌒ Sidebergart opptrer som tak for intrusjon.

↕ Gradvis overgang.

O Oftest skarp grense, men stedvis gradvis overgang.

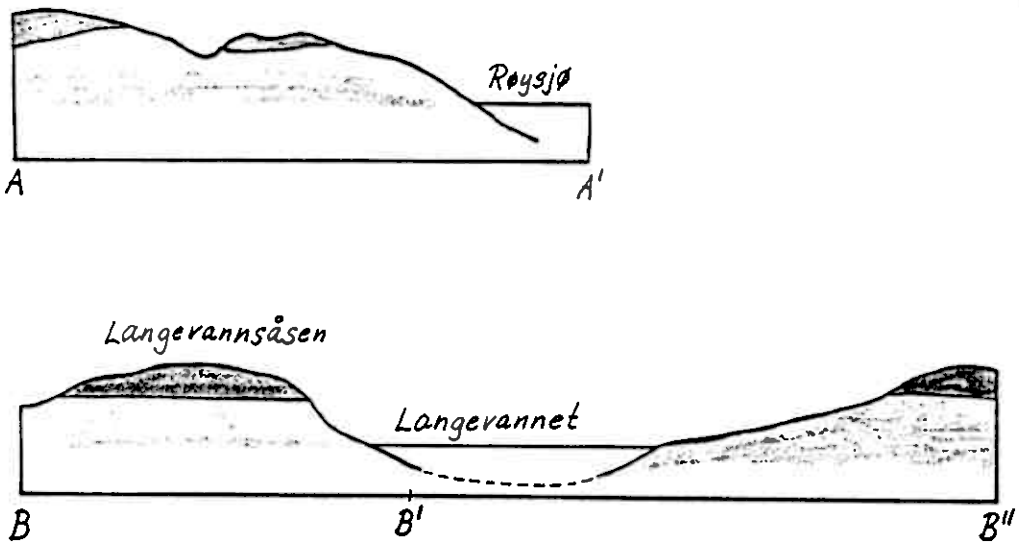


Fig. 1. Profiler som viser tak-underlag-forhold. (Bilag I og II)

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, upubl.) 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
- o Aplittisk kvarts-feltspatporfyr
- ● Mikrokrystallin kvarts-feltspatporfyr
- + Grovkornet biotittgranitt
- ⊙ Rapakivigranitt

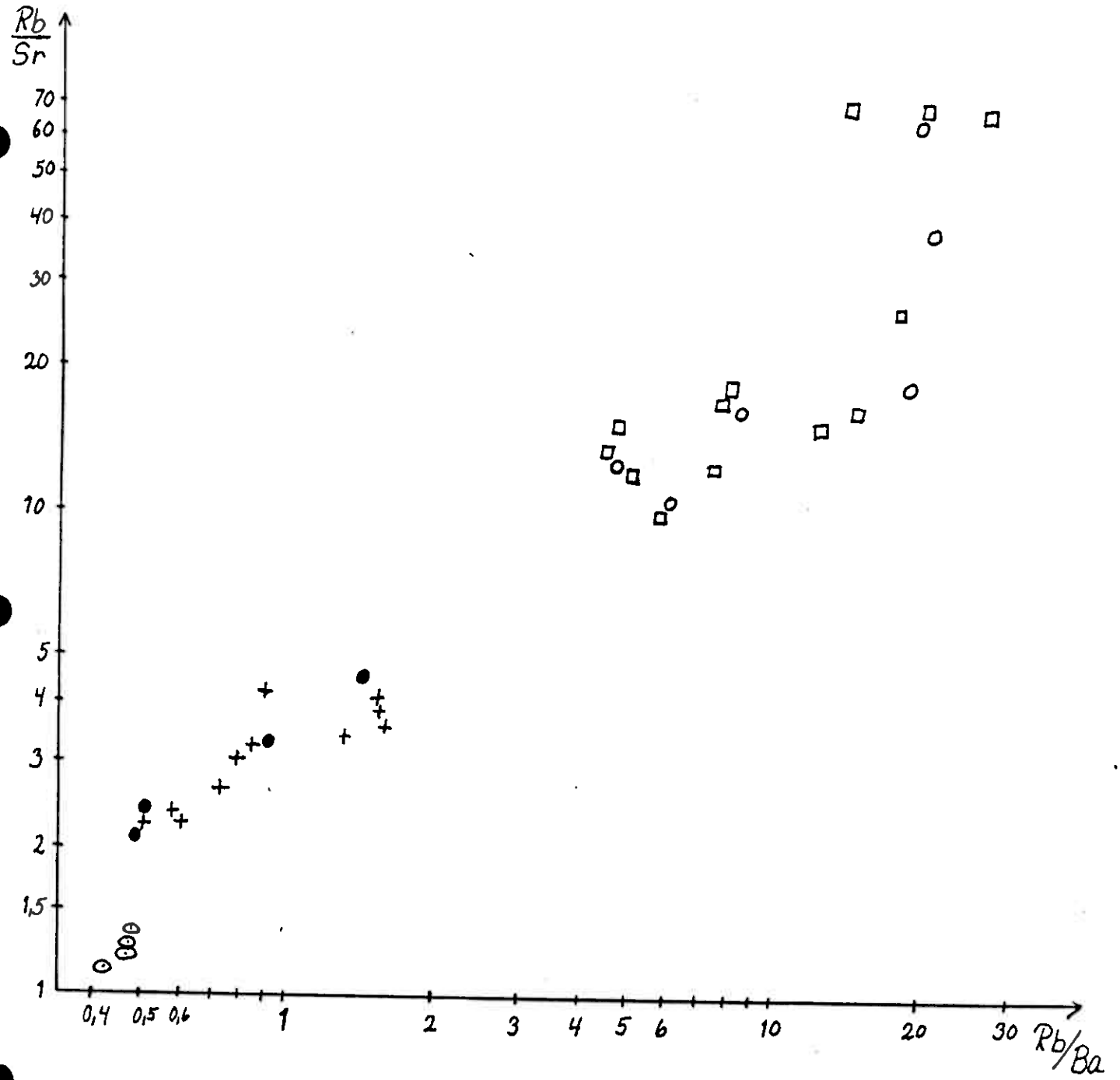


Fig 2a. Forholdet Rb/Sr mot forholdet Rb/Ba

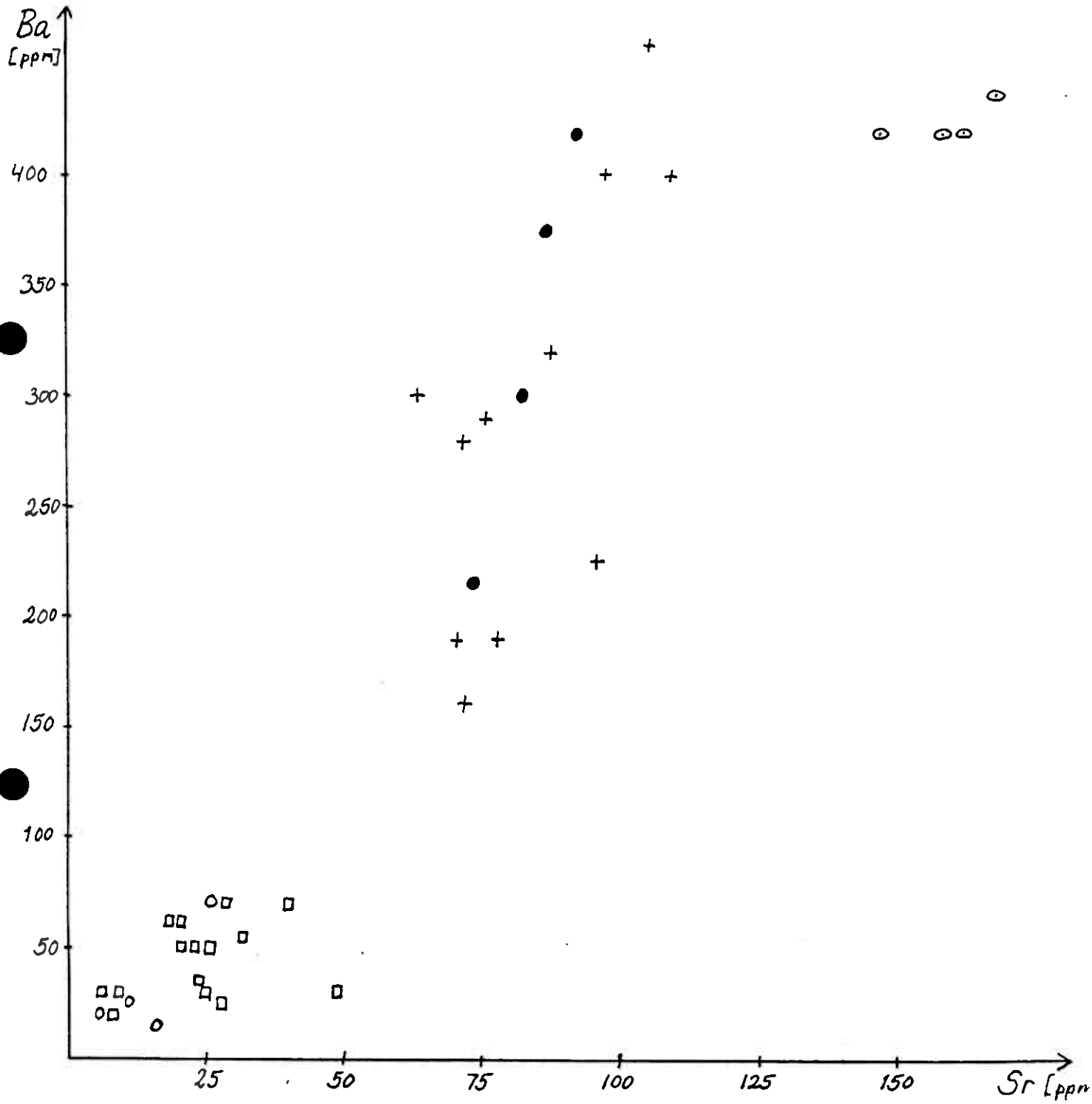


Fig 2b. Ba mot Sr [ppm].

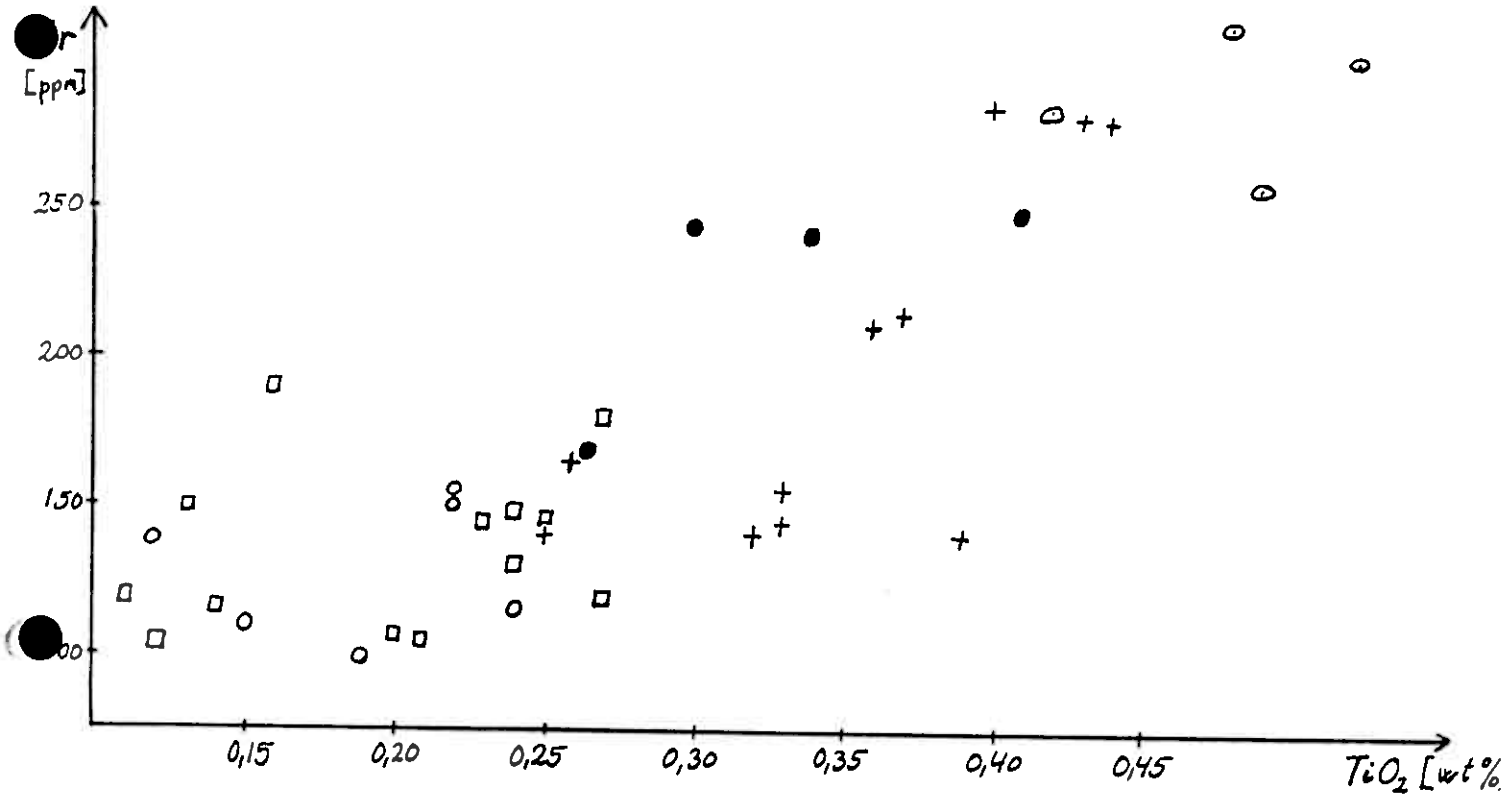


Fig 2c Zr [ppm] mot TiO_2 [wt %]

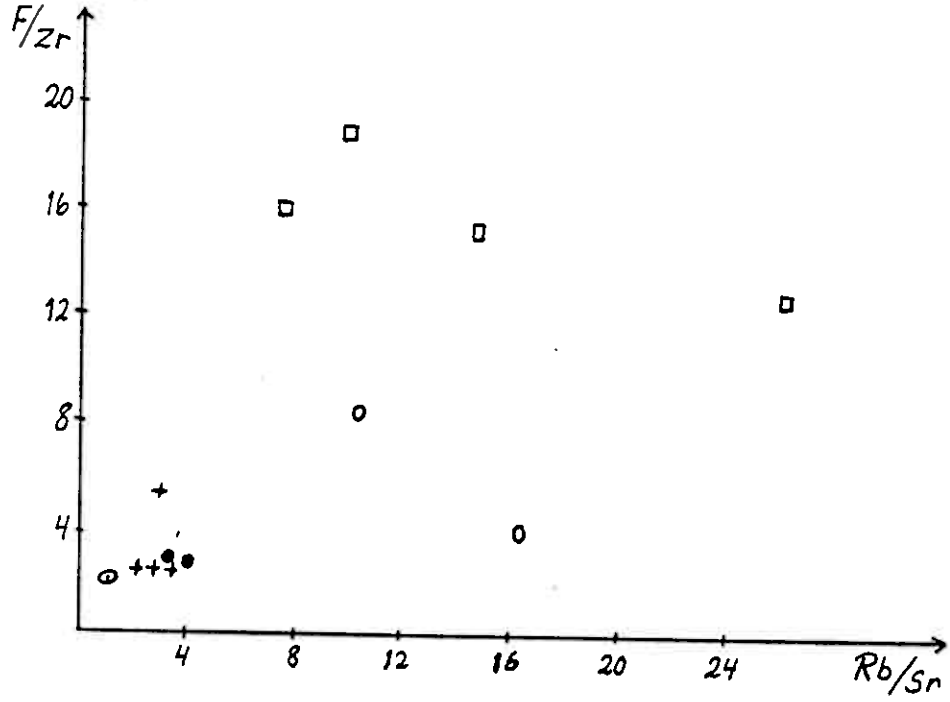


Fig 2d F/Zr mot Rb/Sr

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, upubl..) 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.

HYDROTERMALE 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 sjakkbrettalbitt. Enkelte steder kan en se minst to faser av albittfortrengning, og mikrosondeanalyser har vist at den siste fortrengningsfasen har det laveste anortittinnholdet. De fleste granittvariantene er karakterisert ved ca. 20 % An-innhold i tidlig krystallisert plagioklas, d.v.s. oligoklas. Fortrengningsalbitten 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 fortrengt av sjakkbrettalbitt. 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 omvandlet 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). Kvartsfenokrystallene er i de fleste tilfeller helt uberørt av omvandlingen. I tillegg til en ganske sterk pyrittimpregnasjon 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-pyrittåre 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 leiromvandling 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 begrensete 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^g) 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 informasjoner 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 ($\pm$ 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 mineraliseringstypen 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$\pm$flusspat-MoS_2-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 nokså 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 rødlige 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 leiromvandling. 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^g, fall ca. 70^g 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^g, 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^g, fall både mot N og S)

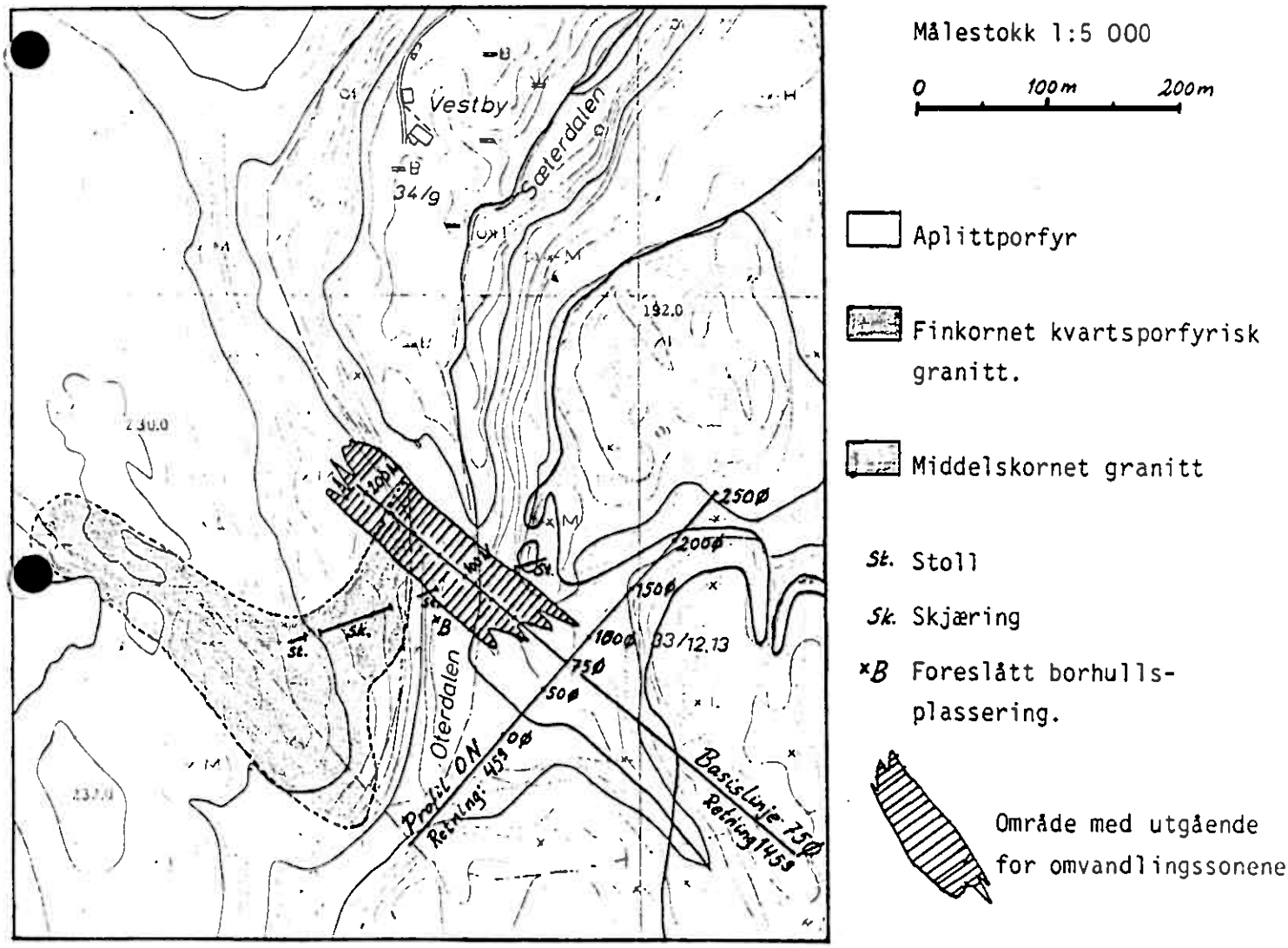


Fig. 3. Detaljkart Sæterdalsområdet.
Basislinje for stikningsnett og profillinje for geofysiske målinger er påtegnet.

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, indusert polarisasjon (IP), elektrisk motstand (RP) samt VLF-målinger. Det ble i hovedsak målt langs et profil (Profil ON, fig. 3) normalt til strøkretningen for omvandlingssonene ca. 100 m SØ for sonenes skjæring med dalbunnen og gangdraget med kvarts-MoS_2-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 terrengeffekter. En antydning til positiv anomali over omvandlingssonene, kan imidlertid ha sammenheng med en betydelig oksydimpregnasjon bl.a. magnetitt i forbindelse med den mineraliserte greisenomvandlingen.

SLUTTBEMERKNINGER OG KONKLUSJON.

Genetiske forhold.

Det sentrale området av Drammen granittkompleks består av sterkt differensiert middelskornet 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 middelskornet granitt også opptrer som vertsbergart 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 dannelse bør muligens ikke helt utelukkes for mineraliseringene ØNØ for Sirisæteråsen, men relikte porfyrteksturer 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. Mineraliserings-typen 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 pre-kambrium 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 omvand-lings- 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 strukturretninger 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 karak-ter og forløp mot dypet. Tendensen til at omvandlingsintensiteten øker med av-tagende høyde nedover de bratte dalsidene til et maksimum i dalbunnen er til-synelatende nokså klar. Et borhull som skjærer omvandlingssonene på et dypere nivå vil derfor eventuelt kunne bekrefte teorien om at dagens erosjonsnivå repre-senterer 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 bormaskinplassering.

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-Øksnevann.

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 kvartsfeltspatporfyr. 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

Norsk Geologisk Forenings Landsmøte
Stavanger, januar 1981

SKJEMA 3

SAMMENDRAG

Foredragsholders navn: Reidar Trønnes

Arbeidssted: Geologisk Institutt, 7034 Trondheim-NTH.

Foredragets tittel og sammendrag:

HYDROTERMALE 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 Drammenskalderaen (Landfall og Sørumsåsen).

En tidlig fase med kvarts-serisitt-pyrittomvandling og kvarts-topaz-flusspat-serisittomvanding (greisen) blir etterfulgt av sene kvarts-molybdenglansårer. 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

/D Diabasgang.

Middelskornet, ofte kvartsporfyrisk to-glimmergranitt.

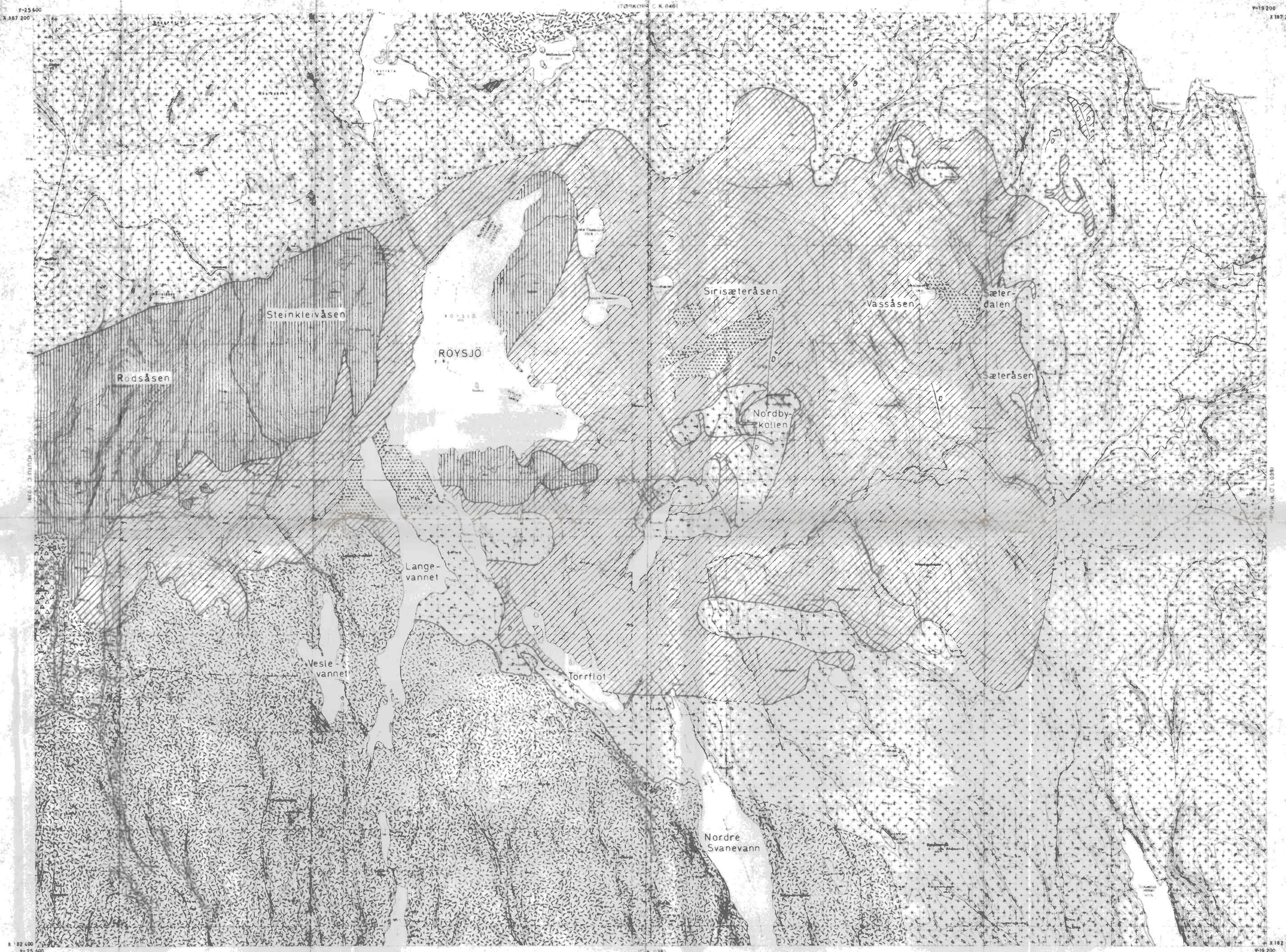
Finkornet, kvartsporfyrisk granitt med gradvis overgang til aplittporfyr.

Aplittisk kvarts-feltspatporfyr.

Mikrokrystallin kvarts-feltspatporfyr.

Grovkornet, jevnkornet biotittgranitt.

Gjennomsettende årenett av aplittporfyr i grovkornet granitt (intrusjonsbreksje).



ØKONOMISK KARTVERK

BUSKERUD FYLKE
VESTFOLD FYLKE

Originalkart konstruert av: FJE LANGER WIDERØE A/S

Etter fotogrammer fra 1963-68

Nedfotografert og sammenkopiert på kartblad M 1:5000

Utgitt av: BUSKERUD FYLKE DRAMMEN KOMMUNE 1972

Merknader sammenkopi for UTM nettverket
Grense på kartet er ikke ettergått
Fornminner Oslo registrert

MÅLESTOKK 1:10000

0 100 200 400 600 800 1000

Ekvidistanse 5m

C J 040	C K 040	C L 040
C J 039	C K 039	C L 039
C J 038	C K 038	C L 038

DRAMMEN BUSKERUD
SANDE SVELVIK VESTFOLD
RØYSJØ C K 039

5/69 I

BILAG II R.T. 1980.

HYDROTERMALE OMVANDLINGER OG MINERALISERINGER

RØYSJØ-OMRADET.

MALESTOKK 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

Middelskornet, ofte kvartsporfyrisk to-glimmergranitt.

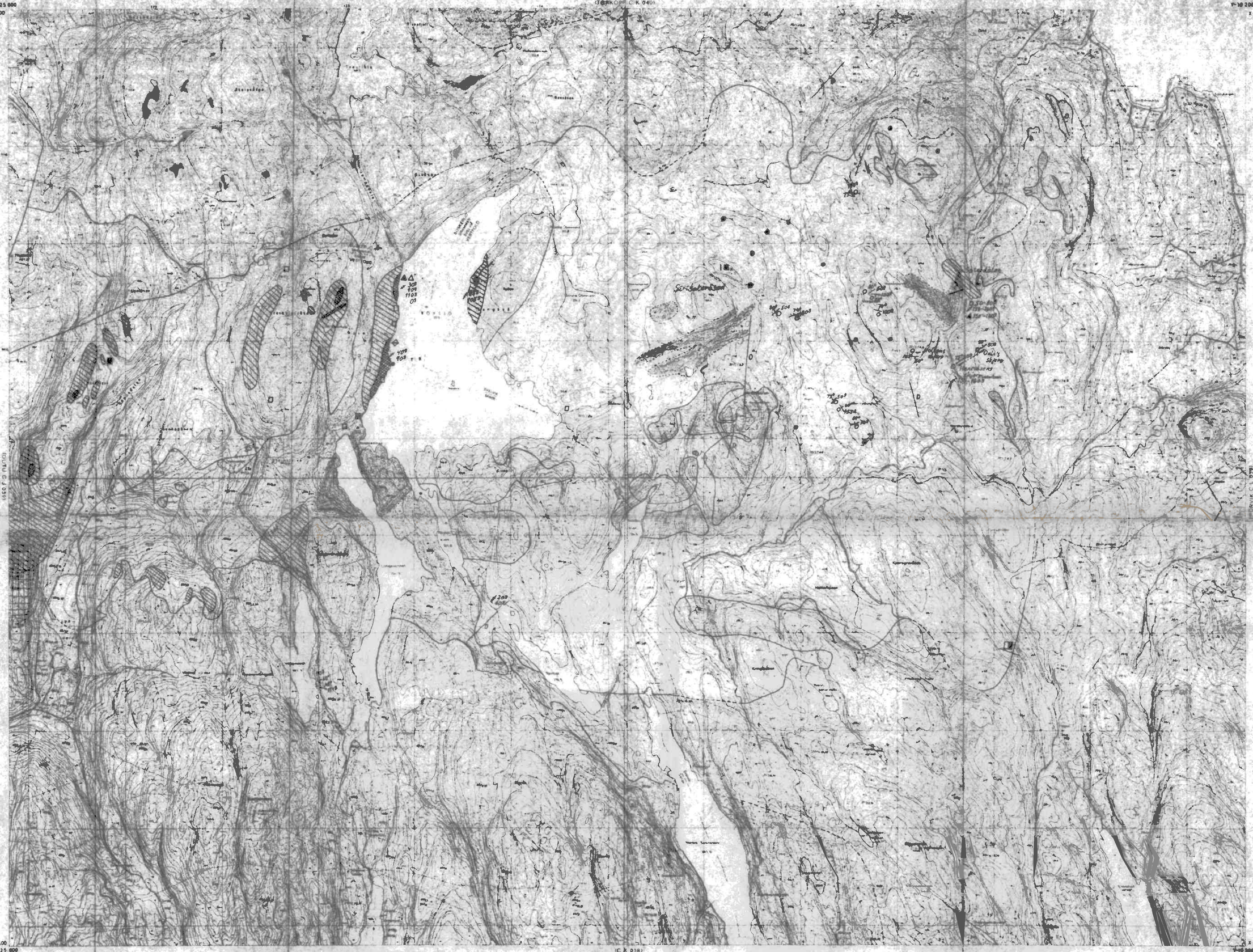
Finkornet, kvartsporfyrisk granitt med gradvis overgang til aplittporfyr.

Aplittisk kvarts-feltspatporfyr.

Mikrokrystallin kvarts-feltspatporfyr.

Grovkornet, jevnkornet biotittgranitt.

Gjennomsettende årenett av aplittporfyr i grovkornet granitt (intrusjonsbreksje).



ØKONOMISK KARTVERK

BUSKERUD FYLKE
VESTFOLD FYLKE

Originalblad konstruert av: FJELLANGER WIDERØE A/S

Etter fotogrammer av: 1963-68

Nedfotografert og sammensatt av: 9 kartblad M 1:5000

Utgitt av: BUSKERUD FYLKE DRAMMEN KOMMUNE 1972

Merker i terrenget for UTM nettverk

Grenser på kartet er ikke kontrollpunkter

Forekommer Dybvik registerkart

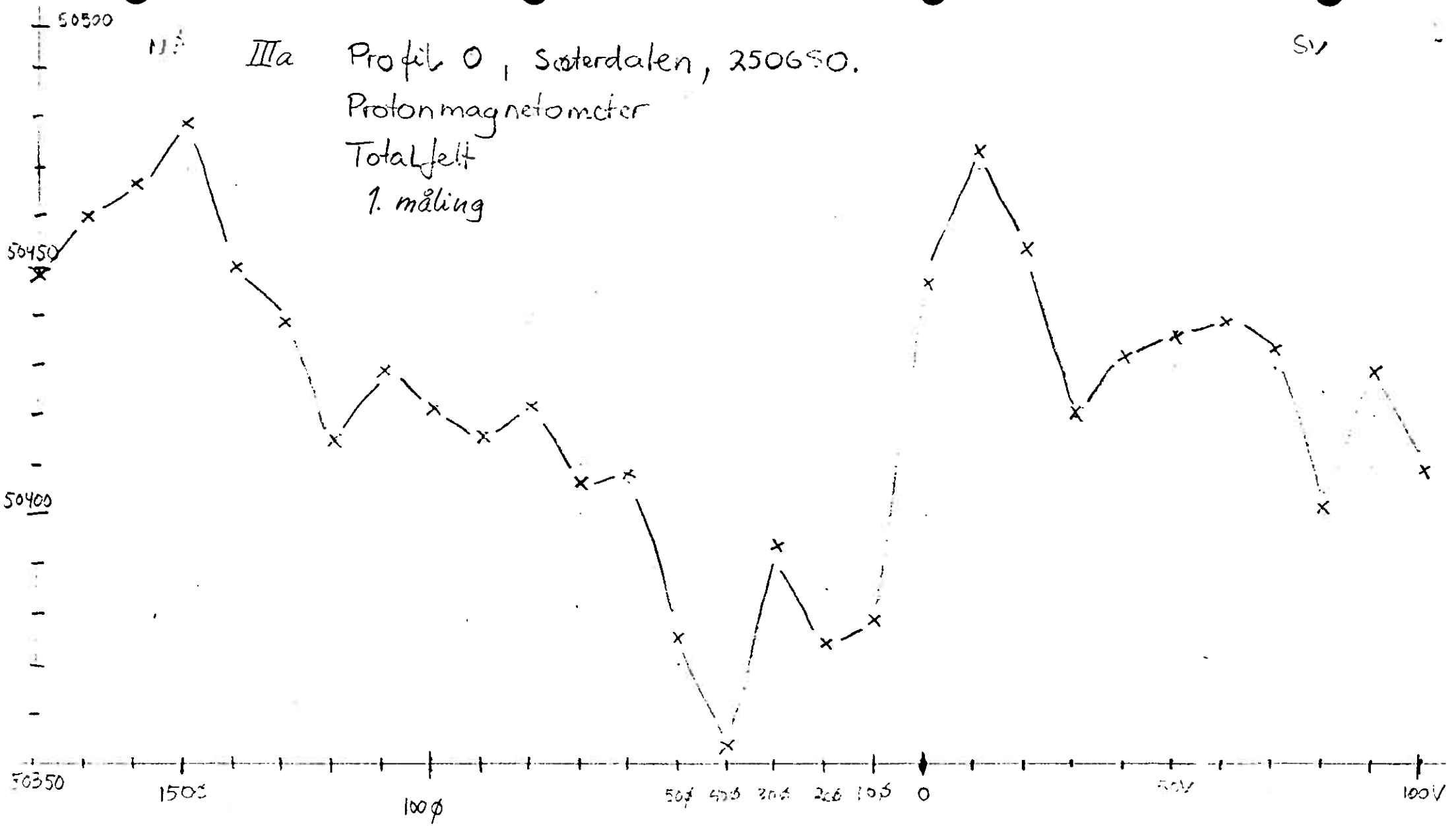
MÅLESTOKK 1:10 000

Ekvidistanse 5m

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

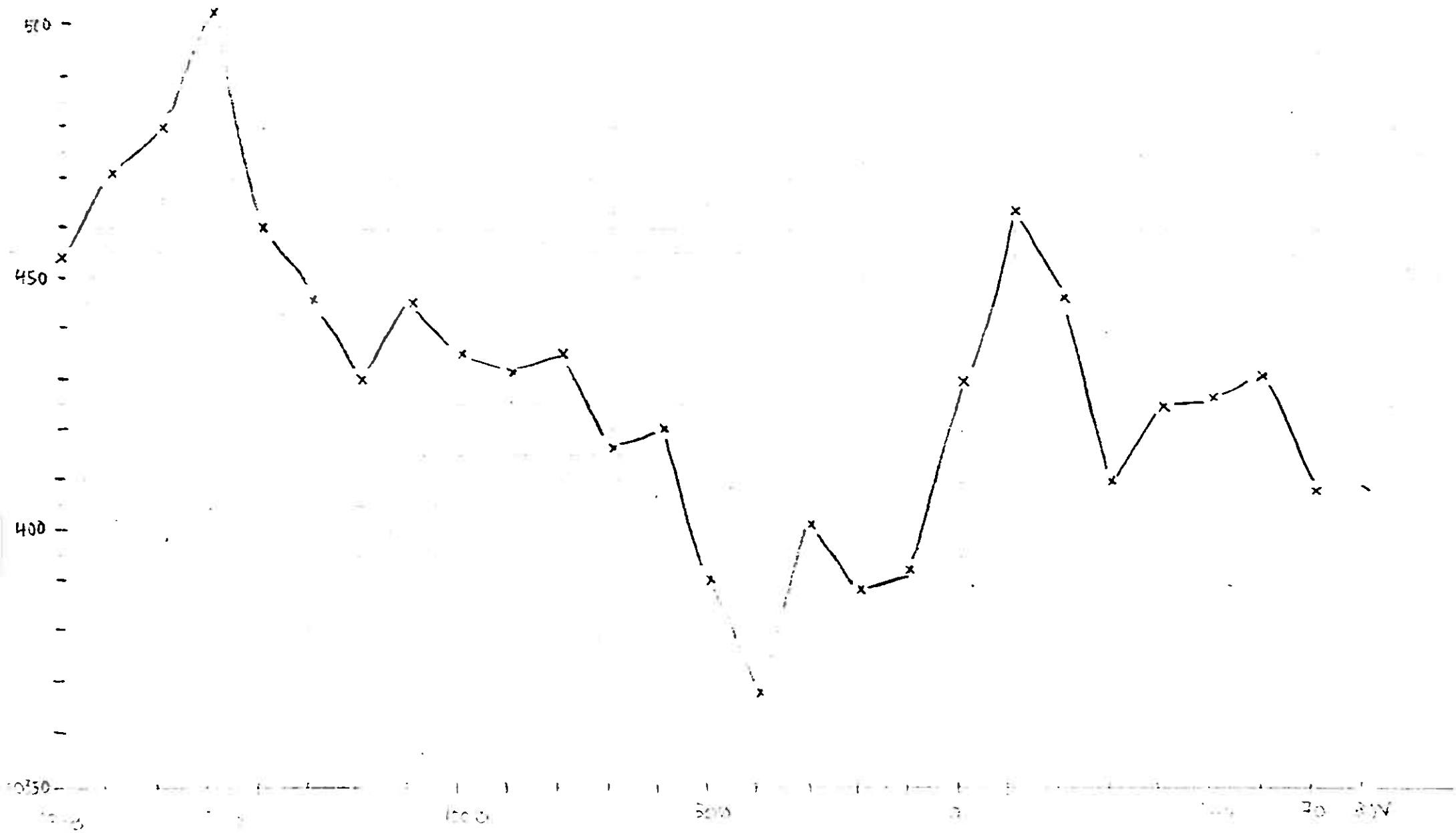
DRAMMEN BUSKERUD
SANDE SVELVIK VESTFOLD
RØYSJØ C K 030

Bilag II

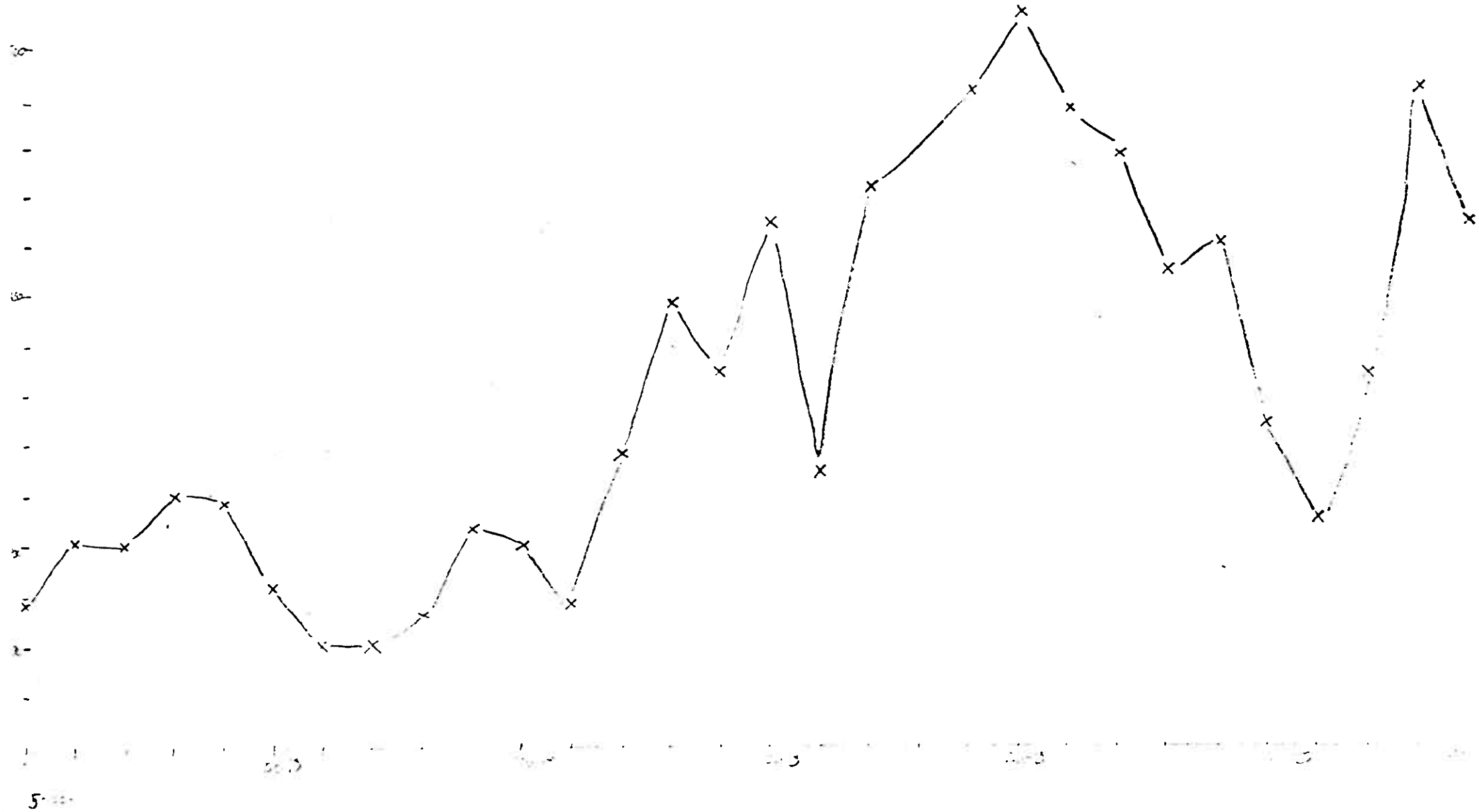

IIIa Profil O, Søterdalen, 250650.
Protonmagnetometer
Totalfelt
1. måling
NØ
SV
50500
50450
50400
50350
150Ø
100Ø
50Ø
0
50V
100V

Totalfelt

2. måling



III C Profil 75N, Søterdalen 26.06.80
Protonmagnetometer
Totalfelt

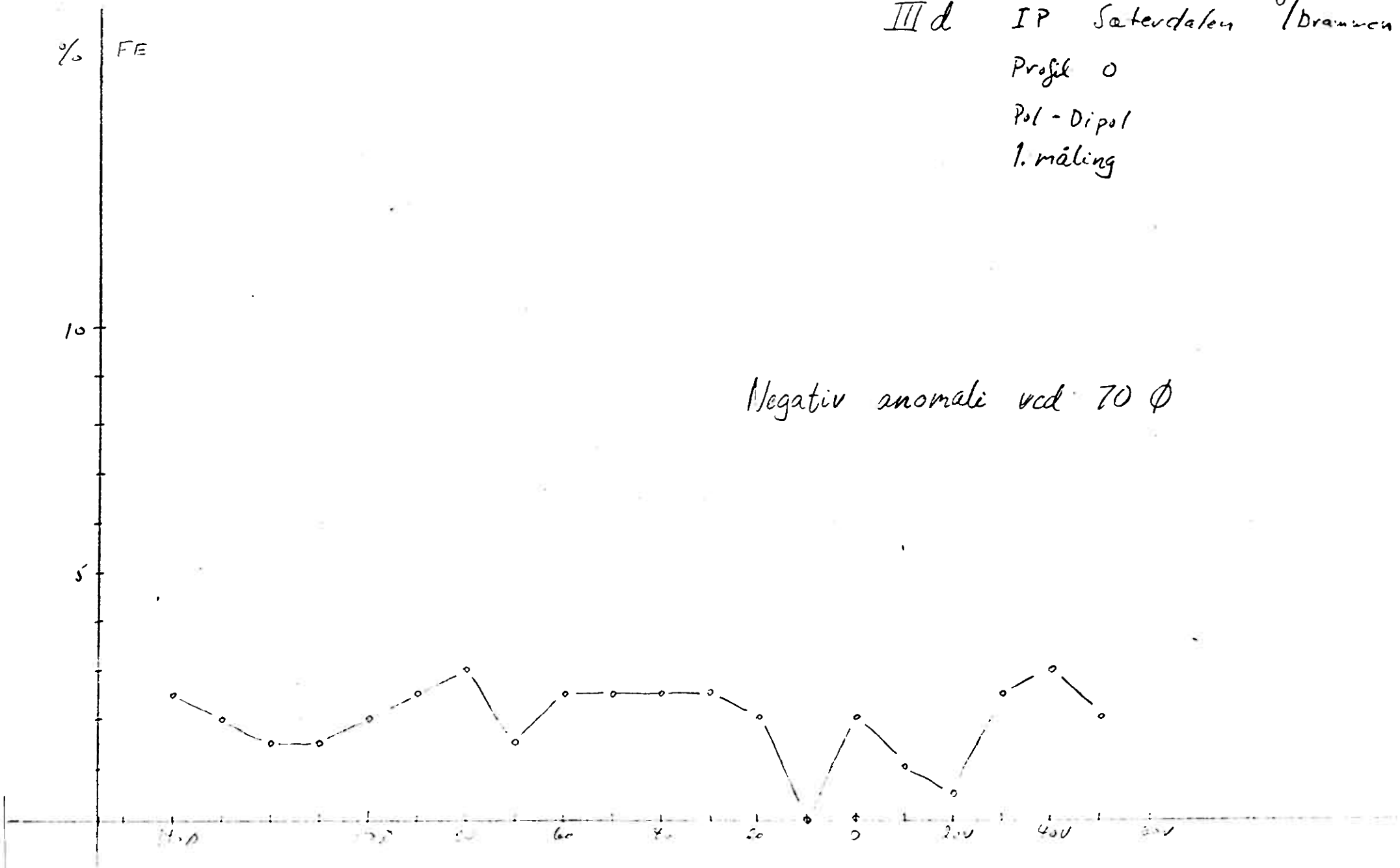


III d IP Søterdalen v/Brannen

Profil 0

Pol - Dipol

1. måling

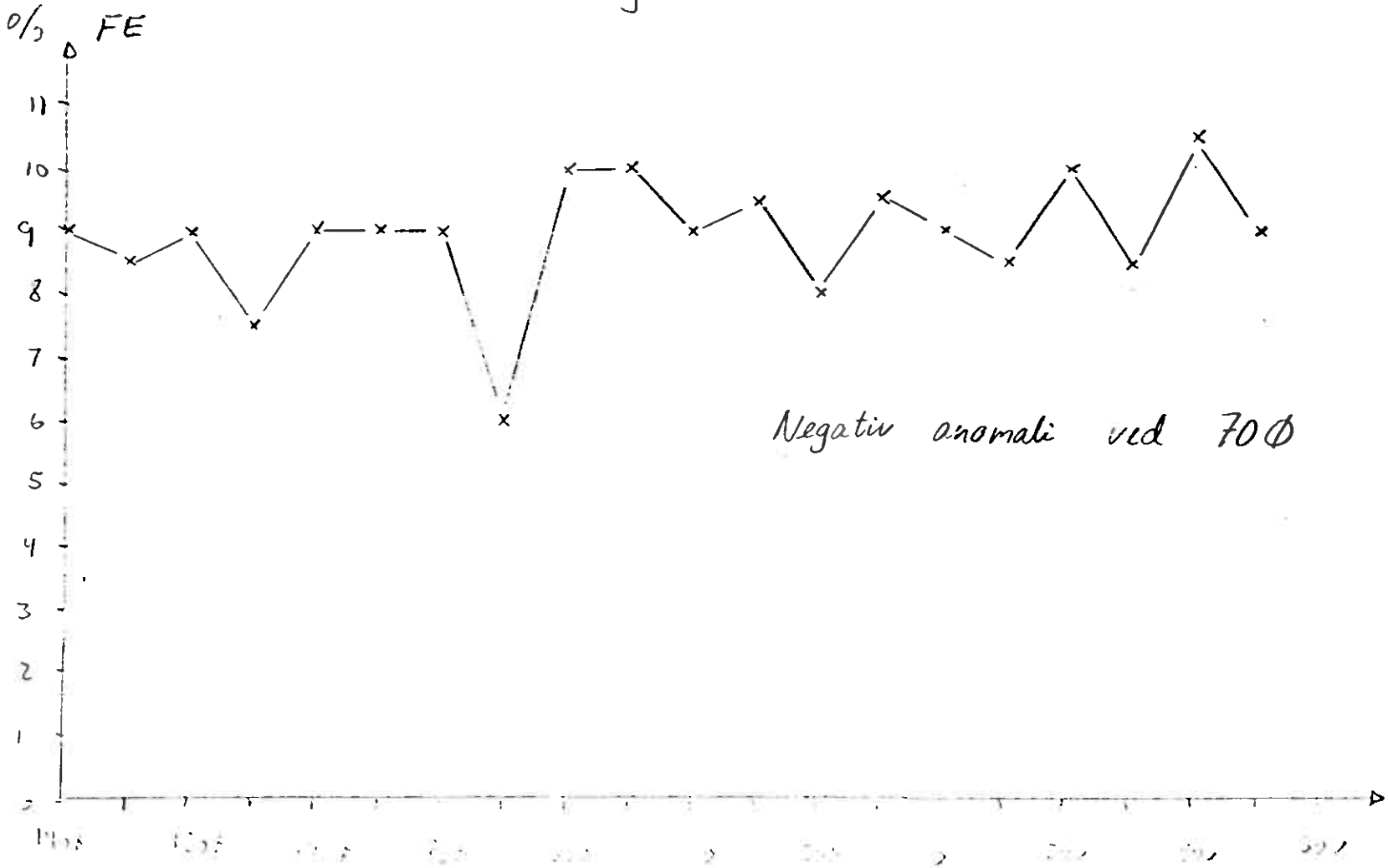


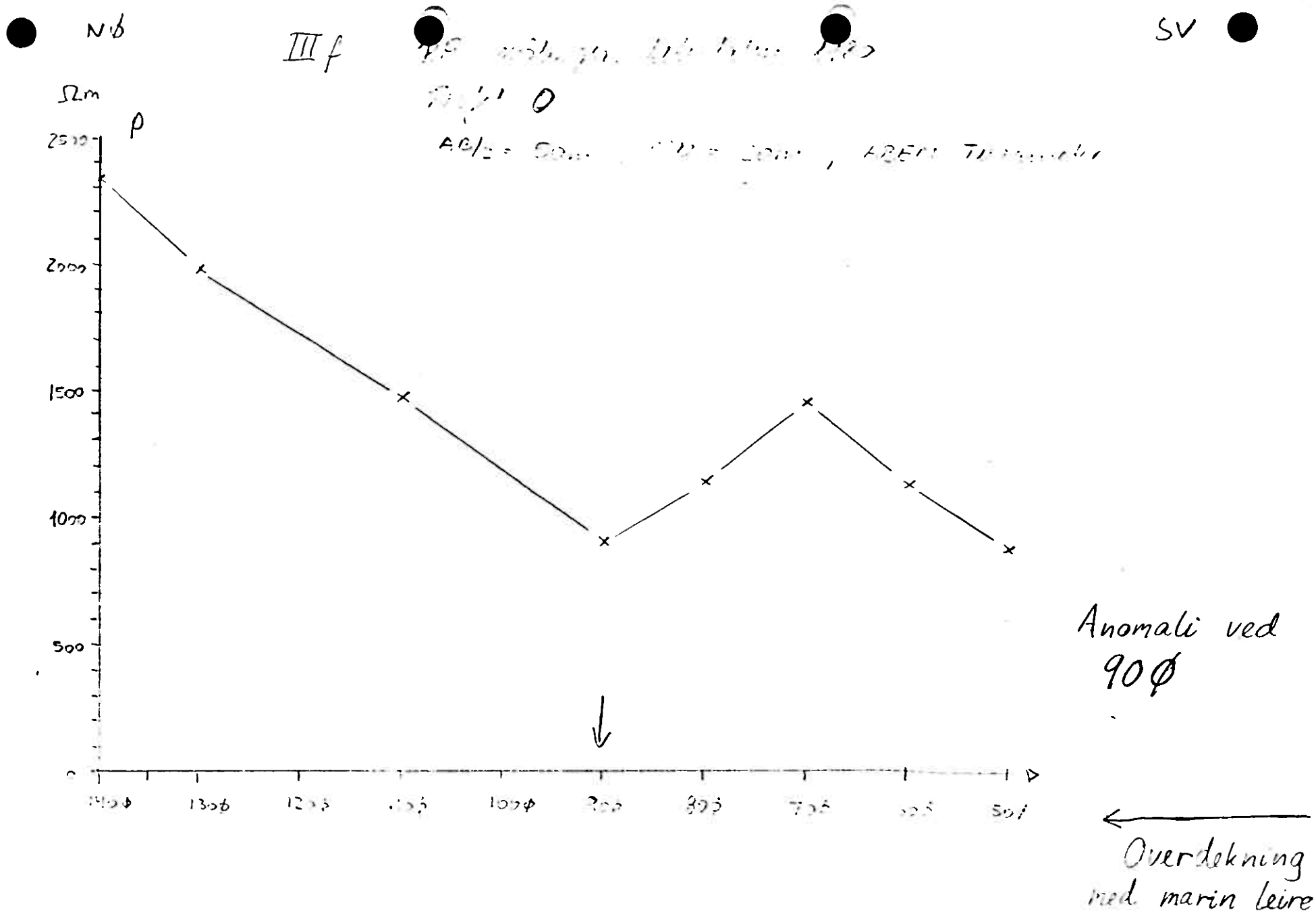
NF III e IP-måling. [illegible] 1980 SV

Profil 0

AB/2 = 50m, MN = 20m, AC1 = 0,3 AB, AC2 = [illegible]

2. måling



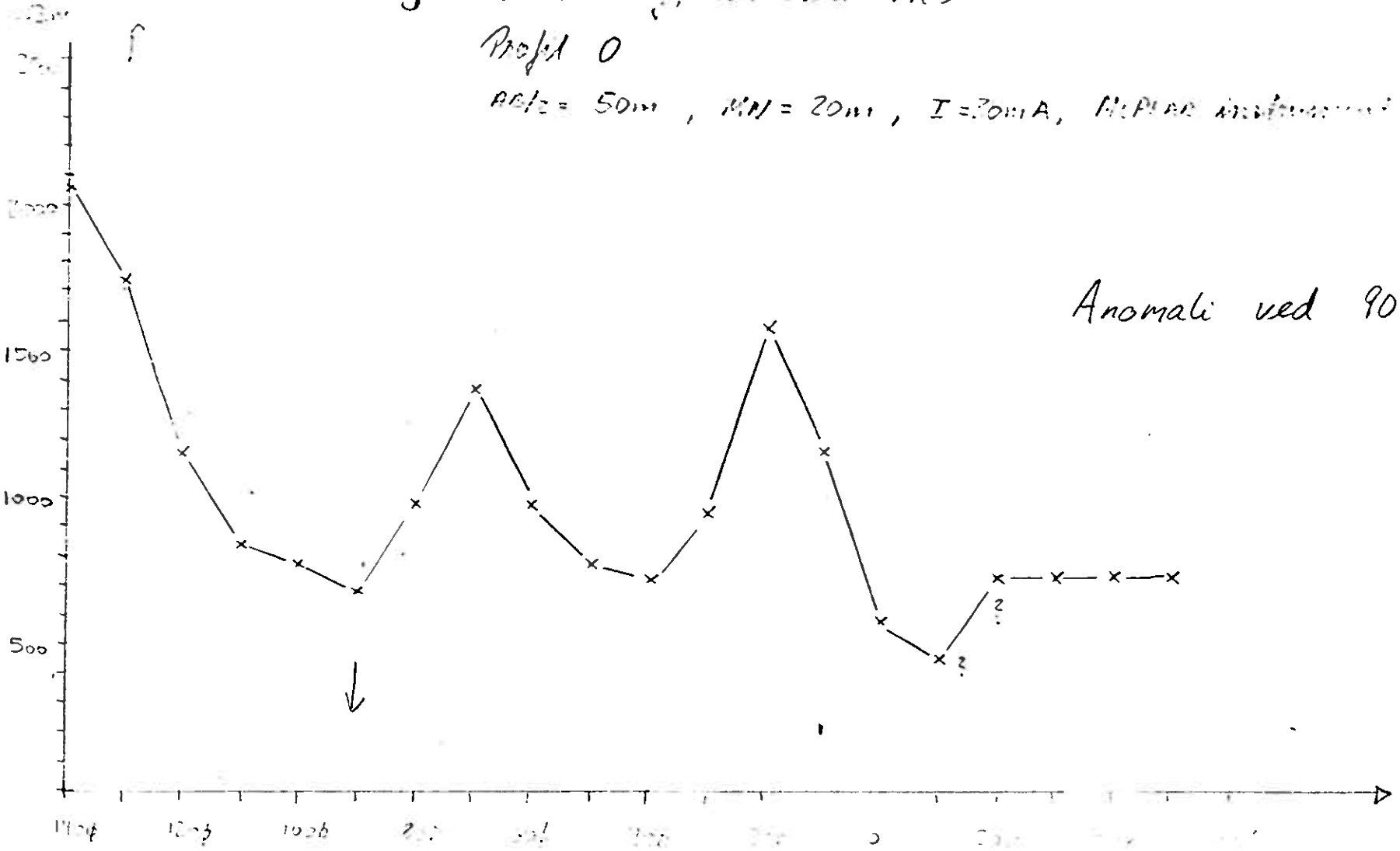

NØ
SV
III f
Ωm
ρ
2500
2000
1500
1000
500
0
1300Ø
1200Ø
1000Ø
900Ø
800Ø
500Ø
Anomali ved
90Ø
Overdekning
med marin leire

NØ SV

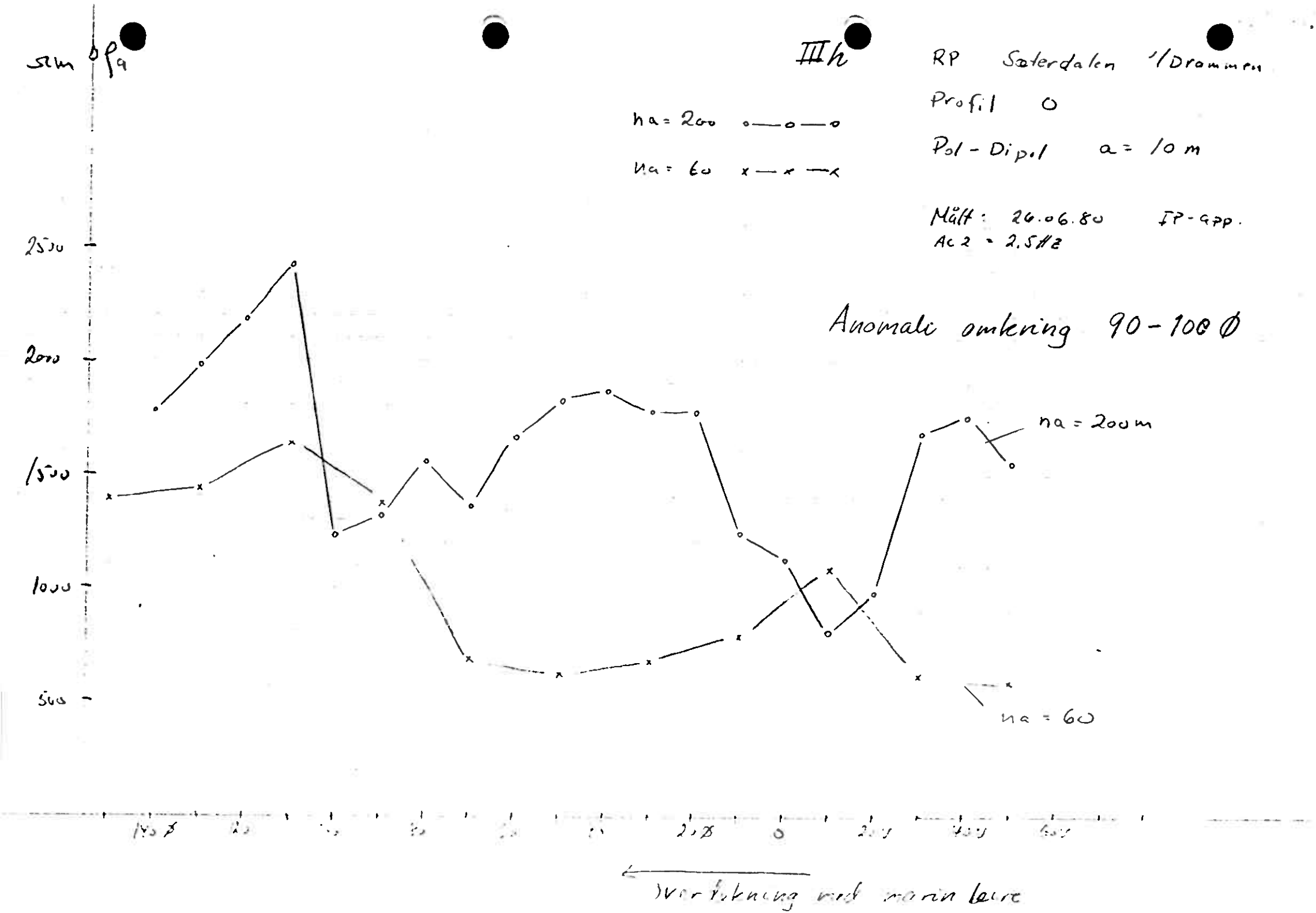
III g RP-måling, [illegible] 1:20

Profil 0

AB/2 = 50m , MN = 20m , I = 30mA, [illegible]



Overdekning med mann leire

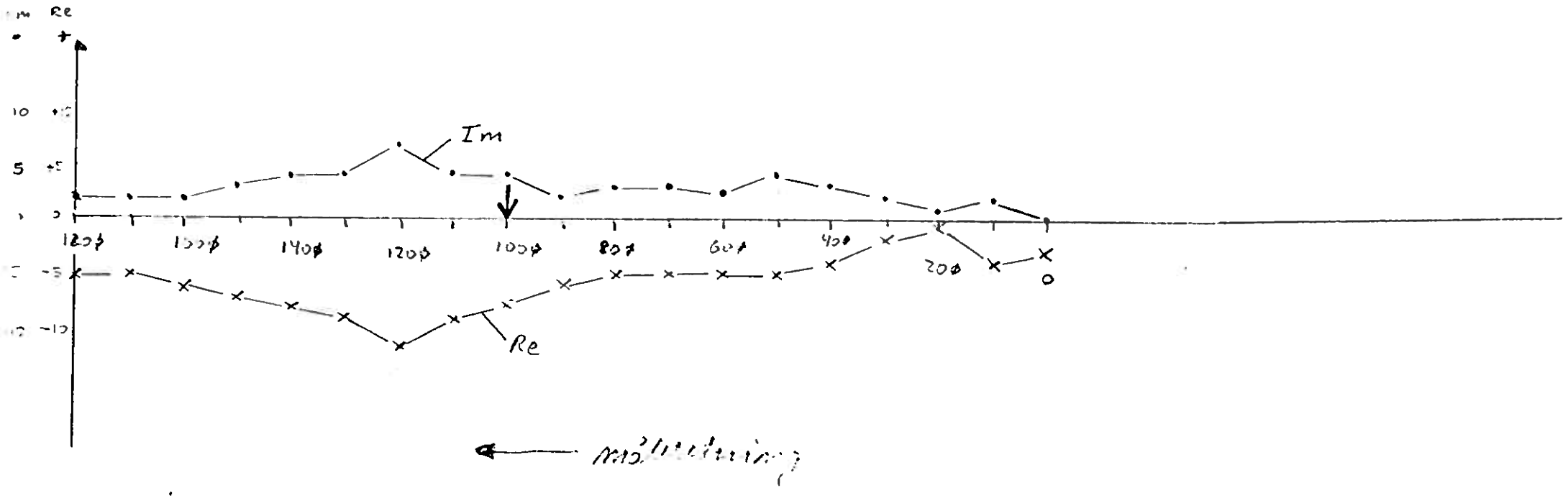

Ωm ρa
IIIh
RP Saterdalen 1/Drammen
Profil 0
Pol - Dipol a = 10 m
Mält: 26.06.80 IP-app.
Ac 2 = 2.5 Hz
na = 200 o—o—o
na = 60 x—x—x
Anomali omkring 90-100 Ø
2500
2000
1500
1000
500
na = 200m
na = 60
Overlakning mot marin leire

III i

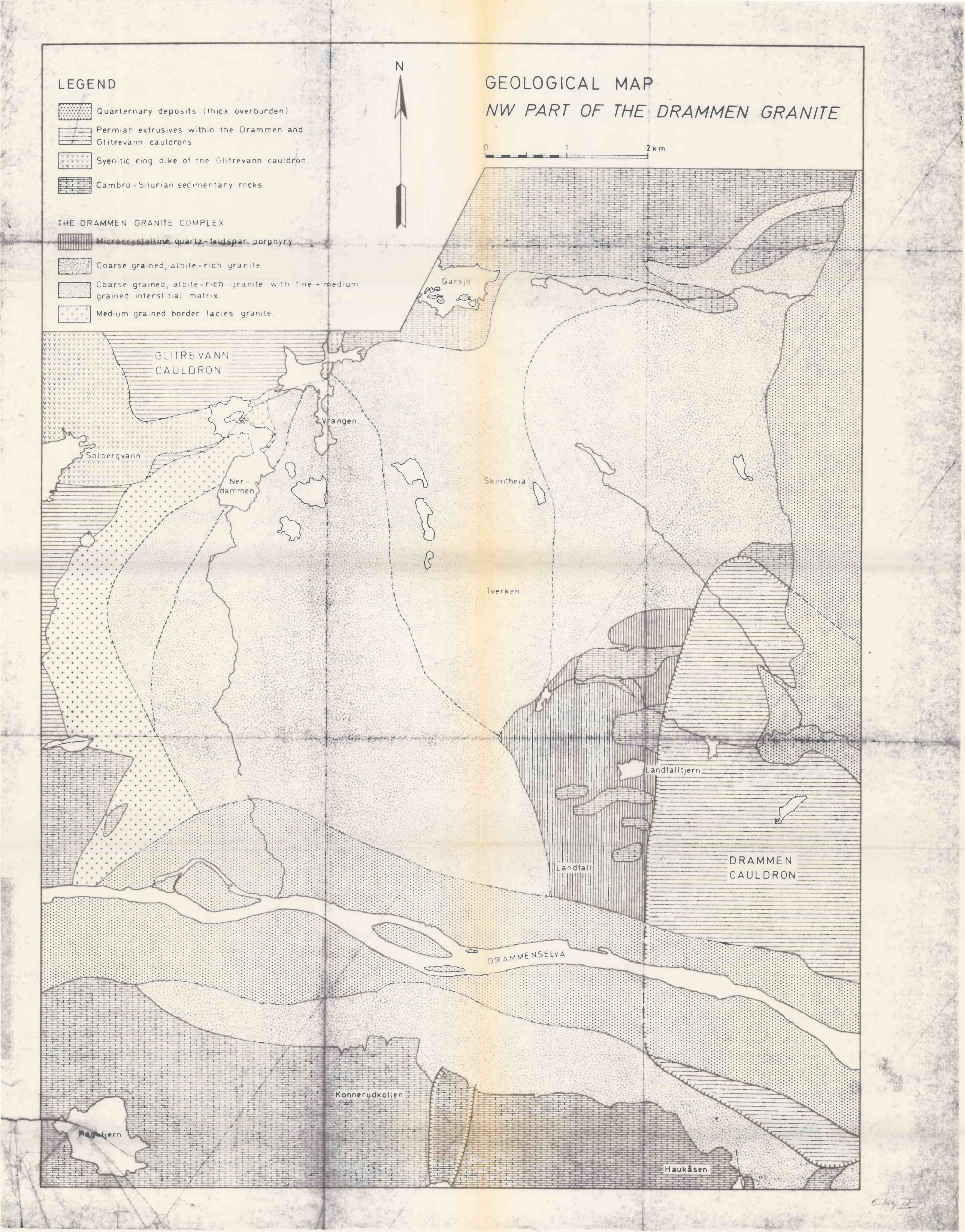
VLF-måling, Aurdalen 1980

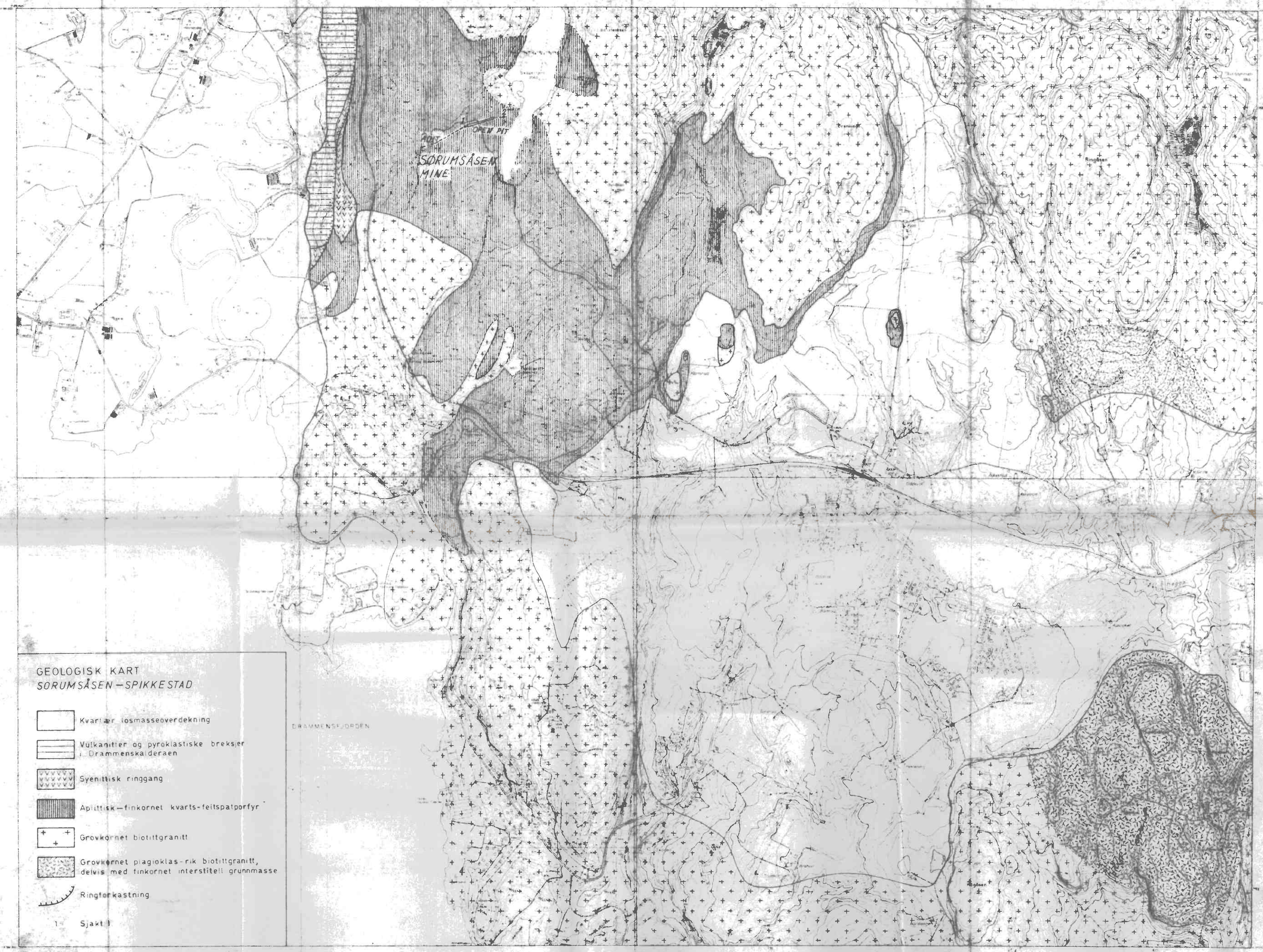
Profil 0

Sender: NAA - 17,8 kHz



Antydning til anomali ved 100 Ø


GEOLOGICAL MAP
NW PART OF THE DRAMMEN GRANITE
N
0
1
2 km
LEGEND
Quarternary 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
GLITREVANN CAULDRON
Garsjo
Vrangen
Solbergvann
Ner-dammen
Skimtheia
Tverken
Landfalltjern
Landfall
DRAMMEN CAULDRON
DRAMMENSELVA
Konnerudkollen
Haukåsen



ØKONOMISK KARTVERK

BUSKERUD FYLKE

Originalblad konstr. tresst av VIAK A/S WIDERØE A/S

Etter fotogrammer år 1964-63

Nadfotografert og sammensatt av 4 fjerdeblad i M 1:5000

VIAK REPRO

Utgitt av BUSKERUD FYLKE 1976

RØYKEN KOMM. sjøurfart 1973

Merker i rammekanten for UTM rutenett

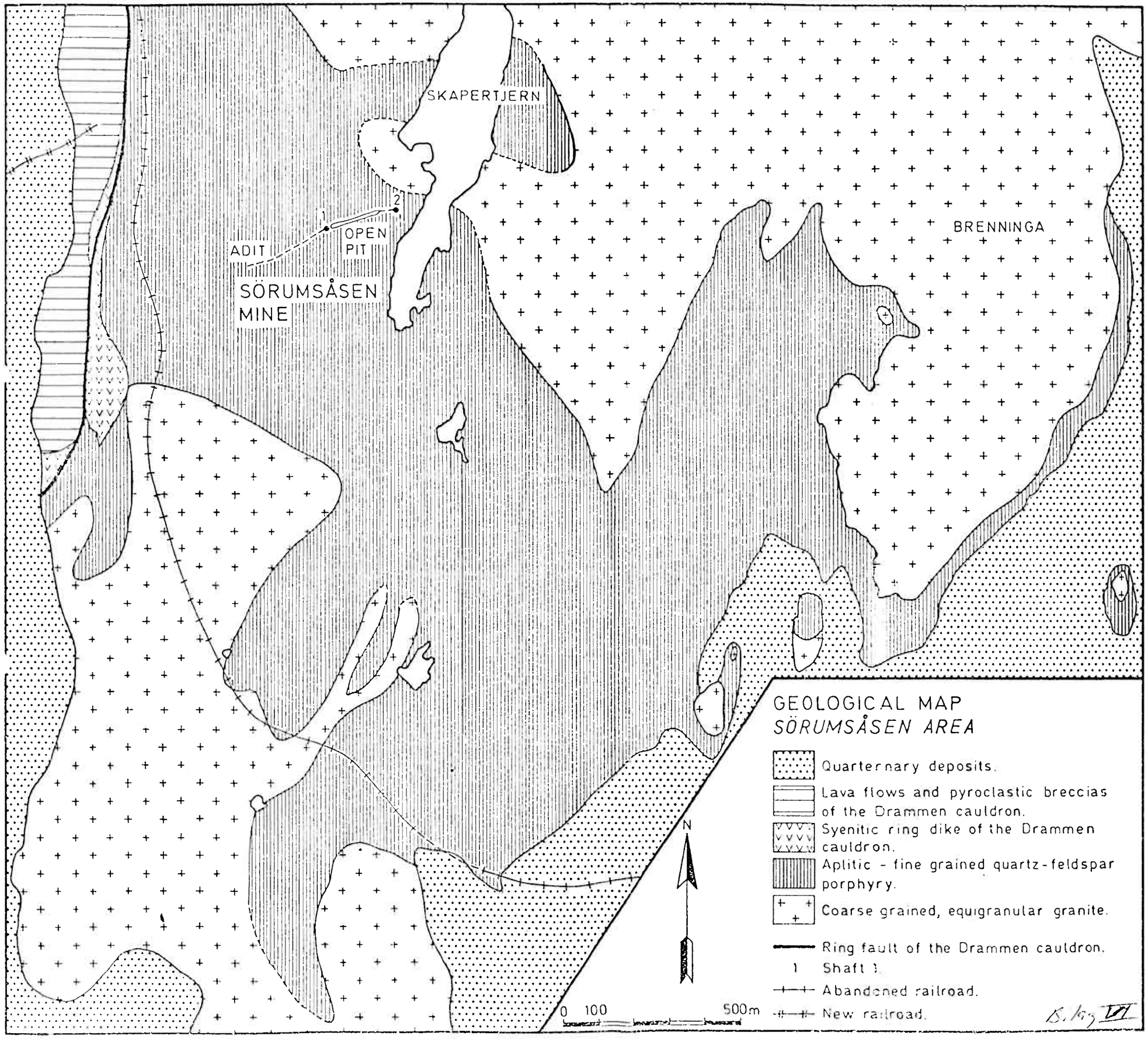
Grensene på kartet er ikke rettigvidige

Forminner (ikke registrert)

Målestokk 1 : 10 000

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

RØYKEN, LIER BUSKERUD
SPIKKESTAD CK 041


SKAPERTJERN
BRENNINGA
ADIT
OPEN PIT
SÖRUMSÅSEN MINE
1
2
GEOLOGICAL MAP
SÖRUMSÅSEN AREA
Quarternary deposits.
Lava flows and pyroclastic breccias of the Drammen cauldron.
Syenitic ring dike of the Drammen cauldron.
Aplitic - fine grained quartz-feldspar porphyry.
Coarse grained, equigranular granite.
Ring fault of the Drammen cauldron.
1 Shaft 1.
Abandoned railroad.
New railroad.
N
0 100 500m

Institutt for petroleumsteknologi
og anvendt geofysikk

Rapport fra elektriske motstandsmålinger i Mistberget

av

Bjørn Berger

Universitetet i Trondheim
Norges Tekniske Høgskole
1980

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.

INNHOLD

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 ^{o}C under målingene.

1.2. Apparatur.

Det ble benyttet et ABEM Terrameter SAS 300 til målingene. Instrumentet sender likestrømspulser med vekslende fortegn og summerer signaler. Maksimum strømstyrke uten tilleggstutsyr 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. MÅLEOPPLEGG

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 fjernelektroder 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 Ωm (tørr løsmasse). Under dette kommer minst 35 m med spesifikk motstand mellom 150 og 300 Ωm 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 Ωm) over et lag med spesifikk motstand 300 Ωm. 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 potensialelektrodene får man et sprang i måleverdien (fig. 5) og dette skyldes inhomogeniteter mellom potensialelektrodene. 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 Ωm 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 Ωm.

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 Ωm 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.

FIG. 1 OVERSIKT OVER MÅLEUTLEGG.
UTSNITT AV ØKONOMISK KARTVERK
MÅLESTOKK 1:5000 EKVIDISTANSE 5

MÅLEPUNKT

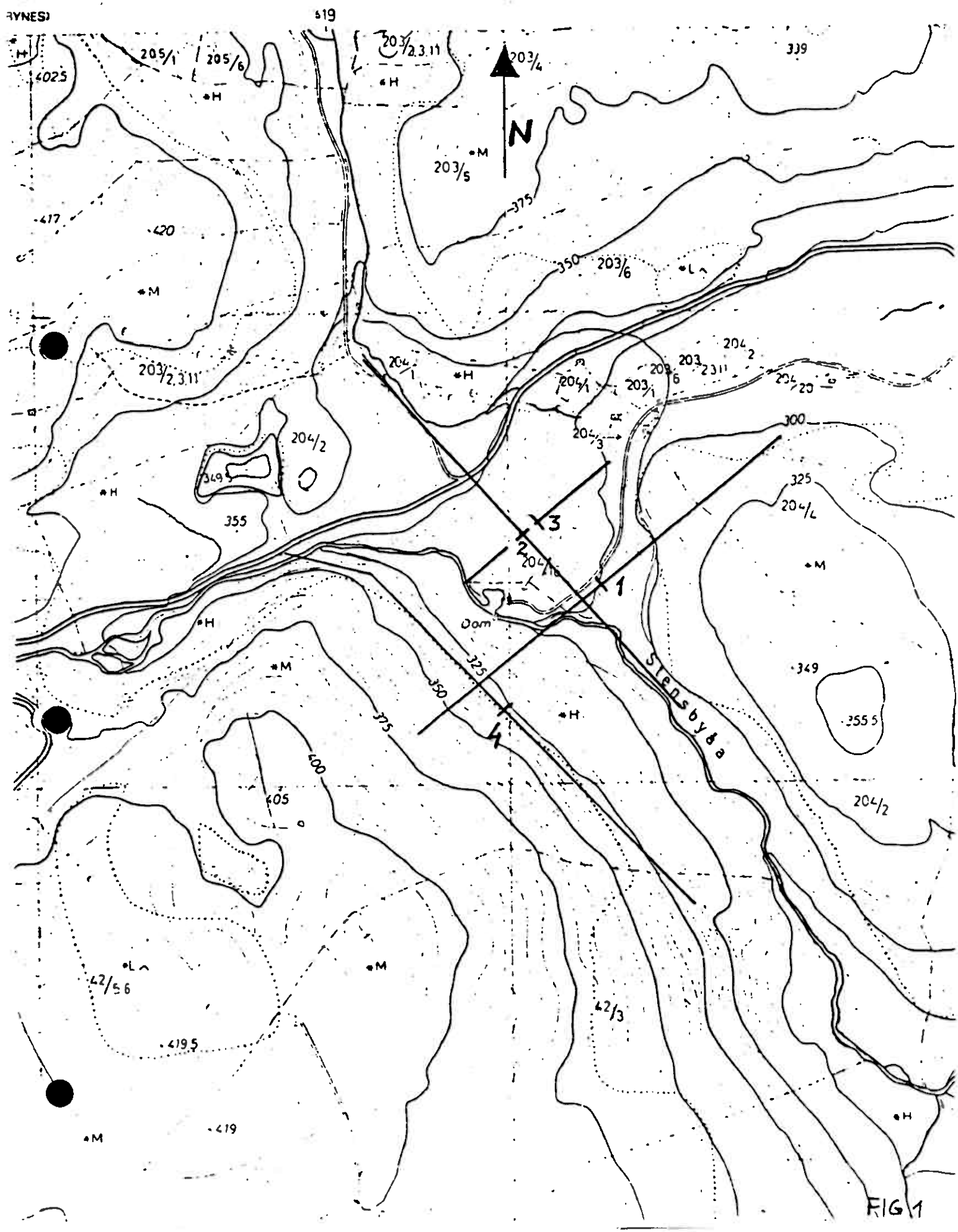
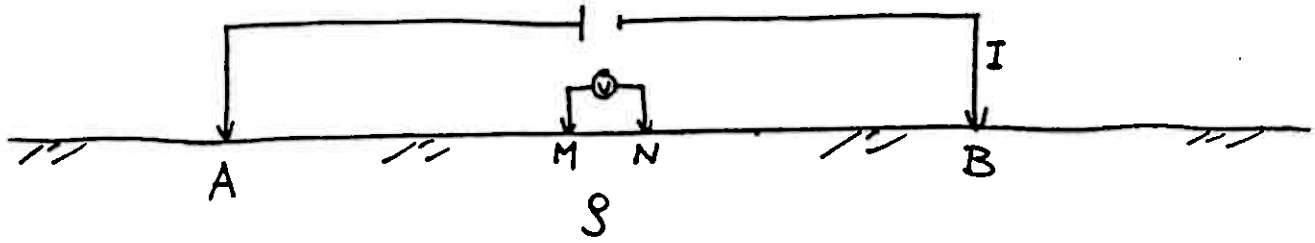


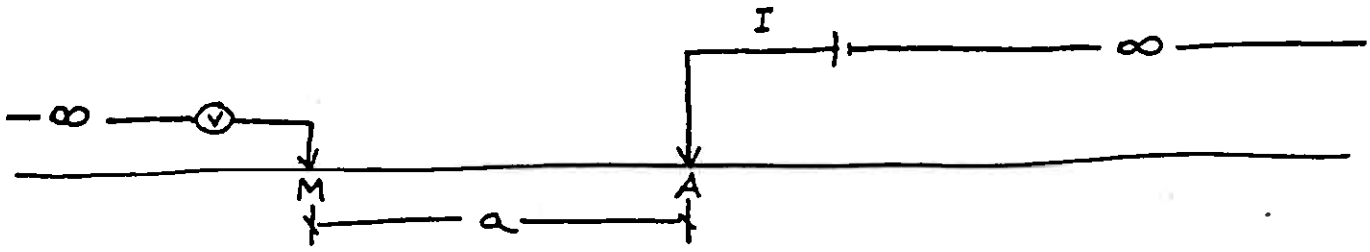
FIG 1

SCHLUMBERGER KONFIGURASJON:



$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}}$$

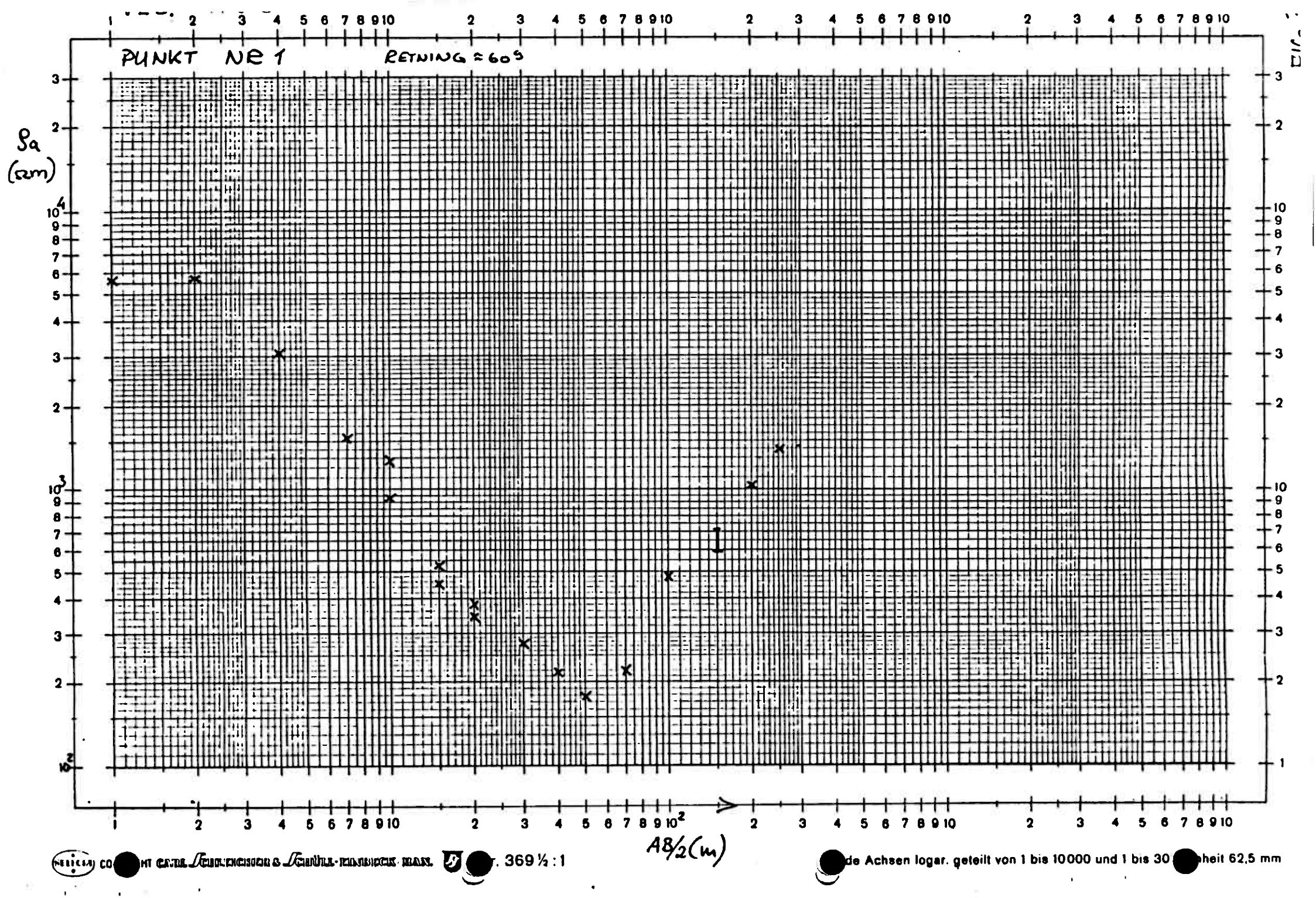
POL-POL KONFIGURASJON:

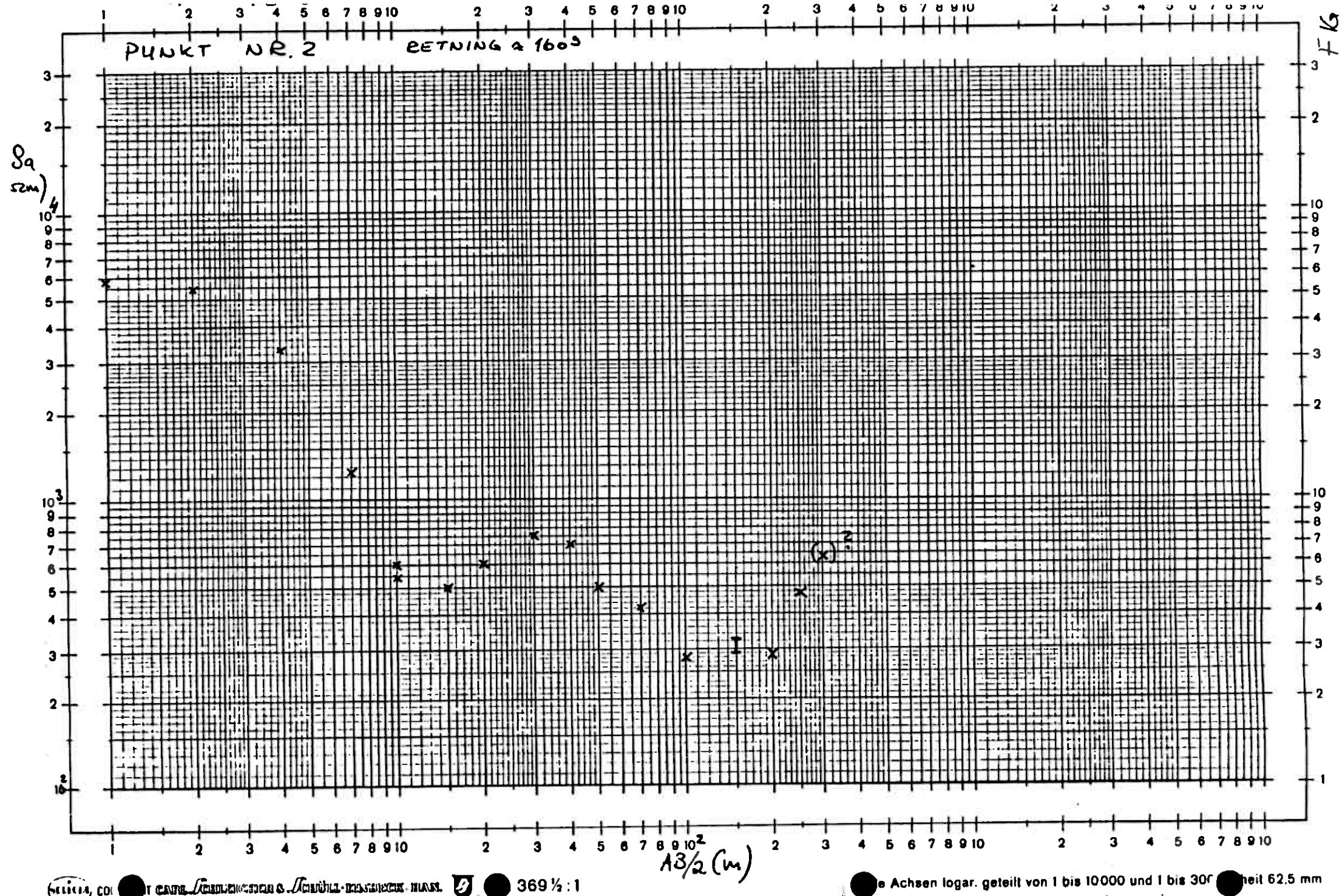


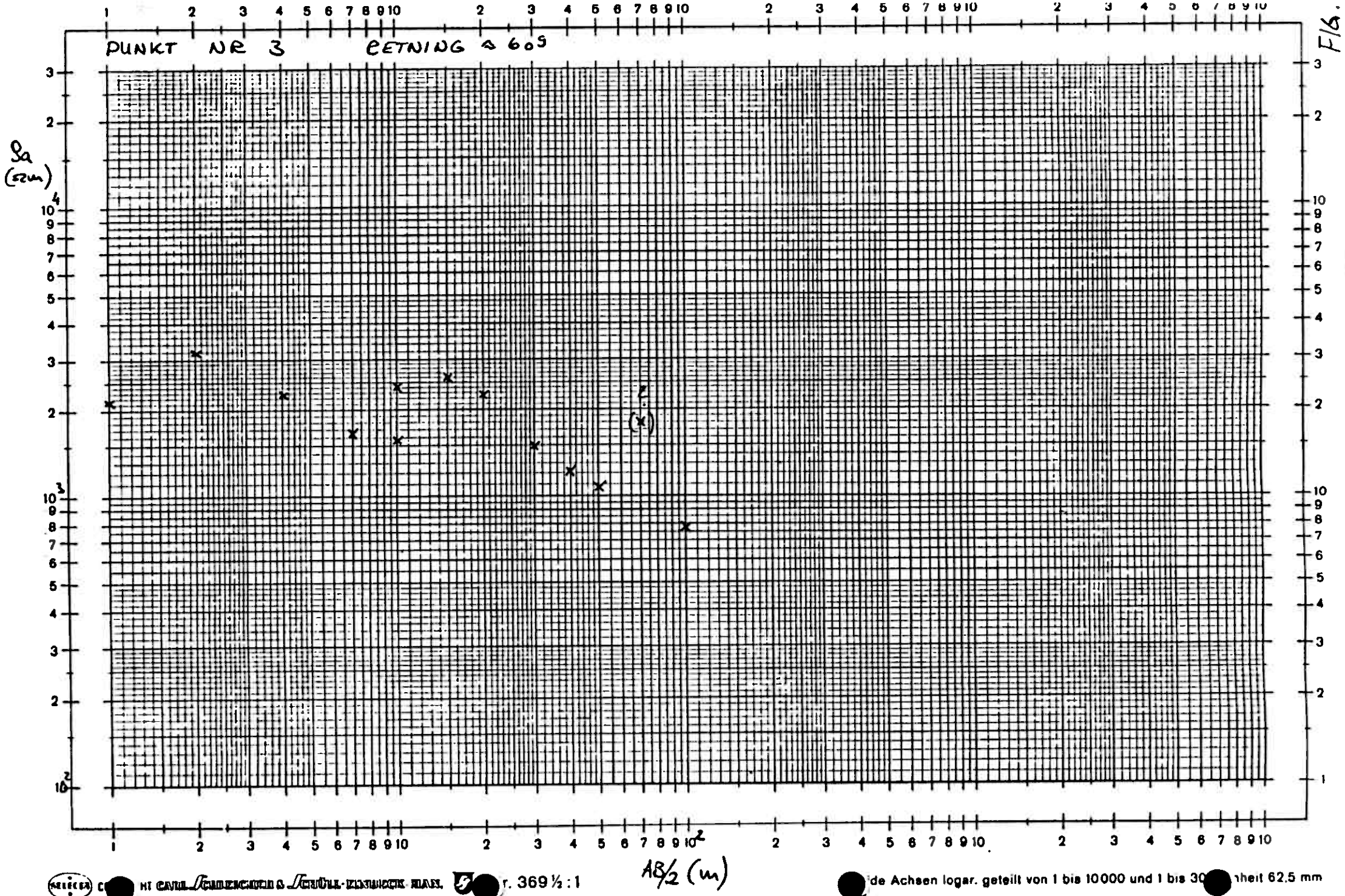
I PRAKSIS ER $\infty = 10 \cdot a$

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{2\pi}{\frac{1}{AM}} = \frac{\Delta V}{I} \cdot 2\pi a$$

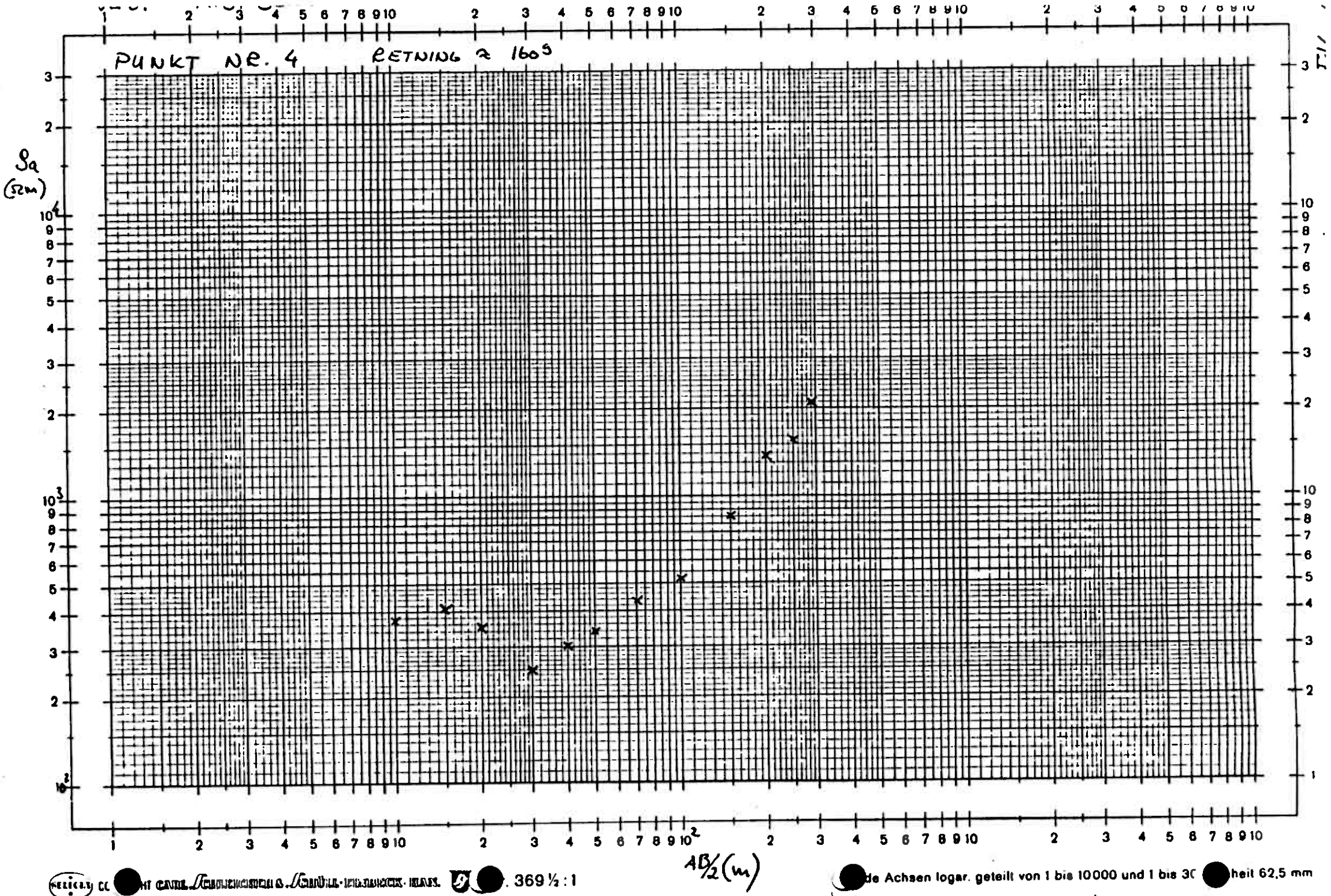
ELEKTRODEKONFIGURASJONER FIG. 2







PUNKT NR. 4 RETNING ≈ 160°



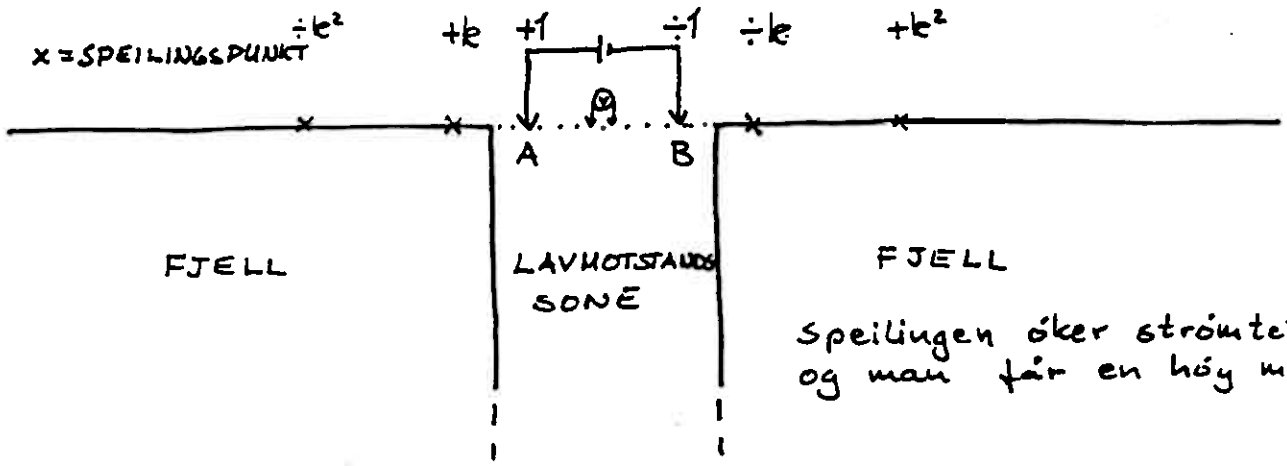
369 ½ : 1

de Achsen logar. geteilt von 1 bis 10000 und 1 bis 30 heit 62,5 mm

SPEILINGSMODELL.

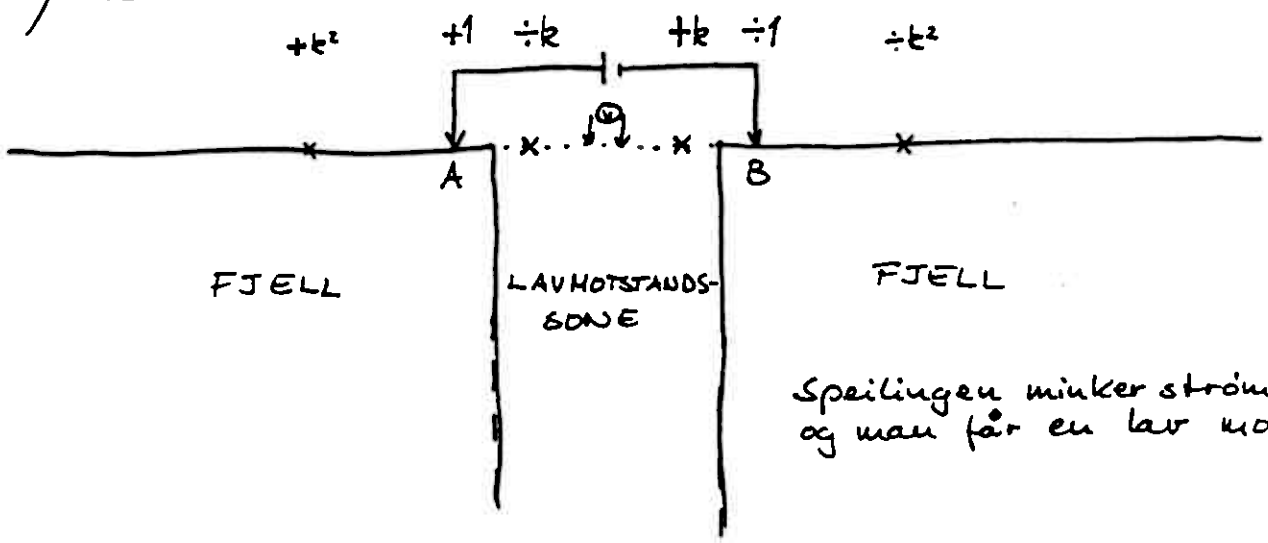
SPEILINGENS STYRKE AVHENGER AV MOTSTANDSKONTRASTEN.
I DETTE TILFELLET ER SPEILINGSKONSTANTEN $k = \frac{5000-300}{5000+300} = 0,9$

7a) $AB/2 = 20m$



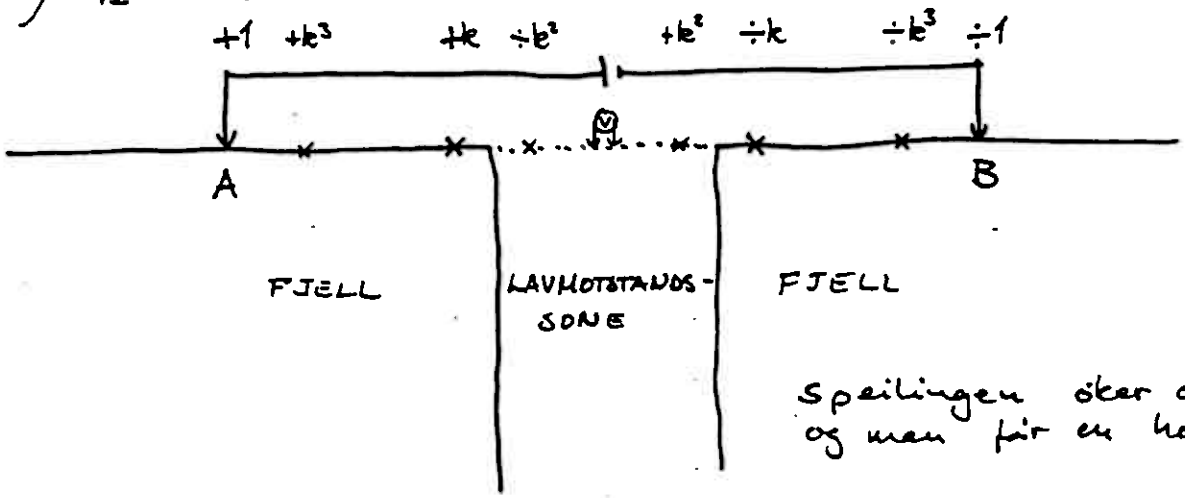
Speilingen øker strømtetthete og man får en høy motstand

7b) $AB/2 = 40m$



Speilingen minker strømtetthete og man får en lav motstand

7c) $AB/2 = 100m$

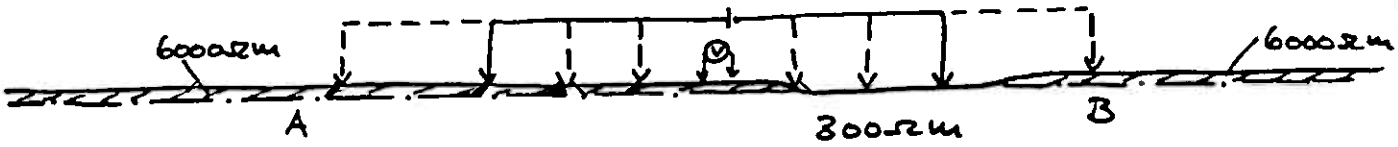


Speilingen øker strømtetthe og man får en høy motstand

SPEILINGSMODELL FOR PUNKT 1.

FIG. 7

SØ PUNKT 2 NV



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

FIG. 8

FIG. 8

TAB 1 LEKTRISK DYBDESONDERING

DATO: 08 12 80/ 10 12 80

STED: HISTBERGET
CA 100 m Ø FOR VANNINNTAK
RETNING ~ 60°

NR: 1

HÅLT AV: B. H.E

ABEM TERRAMETER SAS 300

KONFIGURASJON: SCHLUMB.
MN = 1m/6m

I(mA)	AB/2 (m)	MN(m)	R (Ω)	ρa (Ωm)	ρa 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:

$\rho_1 = 6000$ $t_1 = 2.9$

$\rho_2 = 246$ $t_2 =$

$\rho_3 =$ $t_3 =$

$\rho_4 =$ $t_4 =$

$\rho_5 =$

GJENNOMSNITTLIG KVADRAT FEIL: 0,05

TAB .. ELEKTRISK DYBDESONDERING DATO: 09/2 80

STED: HISTBERGET NR: 2 HÅLT AV: B H.E V.Å
CA 80 m N FOR VANNINNTAK
RETNING ~160°

APPEM TERRAMETER SAS 300

KONFIGURASJON: SCHLUMB.
MN = 1m/5m

I (mA)	AB/2 (m)	MN (m)	R (Ω)	ρa (Ωm)	ρa 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		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	345
10	100	"	0.0441	277	336
			R (mΩ)		
5	150	"	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 DELVIS NEGATIV MOTSTAND.	

MODELL:

$\rho_1 = 6000$ $t_1 = 2.3$

$\rho_2 = 335$ $t_2 =$

$\rho_3 =$ $t_3 =$

$\rho_4 =$ $t_4 =$

$\rho_5 =$

GJENNOMSNITTLIG KVADRAT

FEIL: 0,022

TAR

TAB 5 ELEKTRISK DYBDESONDERING

DATO: 09/12 86

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

NR: 3

HÅLT AV: B. H.E V.A

ABEM TERRAMETER SAS 300

KONFIGURASJON: SCHLUMB.
MN = 1m / 5m

I (mA)	AB/2 (m)	MN (m)	R (Ω)	ρa (Ωm)
10	1	1	906	2135
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	"		

ρa FOR KURVETILPASNING

IKKE TOLKET MED DATAMASKIN

MODELL:

$\rho_1 =$ $t_1 =$

$\rho_2 =$ $t_2 =$

$\rho_3 =$ $t_3 =$

$\rho_4 =$ $t_4 =$

$\rho_5 =$

GJENNOMSNITTLIG KVADRAT-FEIL: TAB 3

TAB 4 ELEKTRISK DYBDESONDERING DATO: 10/2 80

STED: MISTBERGET NR: 4 HÅLT AV: B
I SKRÅNING H.
CA 100m S FOR VANNINNTAK V.
RETNING ~ 160° ABEM TERRAMETER SAS 300

KONFIGURASJON: SCHLUMB.
MN = 6 m

I (mA)	AB/2 (m)	R (Ω)	ρa (Ωm)	ρa 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:

$\rho_1 = 245$ $t_1 = 37$

$\rho_2 = 10000$ $t_2 =$

$\rho_3 =$ $t_3 =$

$\rho_4 =$ $t_4 =$

$\rho_5 =$

GJENNOMSNITTLIG KVADRAT-FEIL: 0.016

TAB 6

Nr. 3 Arkiv

20127/80
126/01/02

F-17.90.00

9

REPORT

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

December 1980.

C.D.WELLINGS
Imperial College, London.

LIST OF CONTENTS

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 Steinbratebekken, and a section of Steinbratebekken 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 offshutes 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 offshutes 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 discontiuous "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

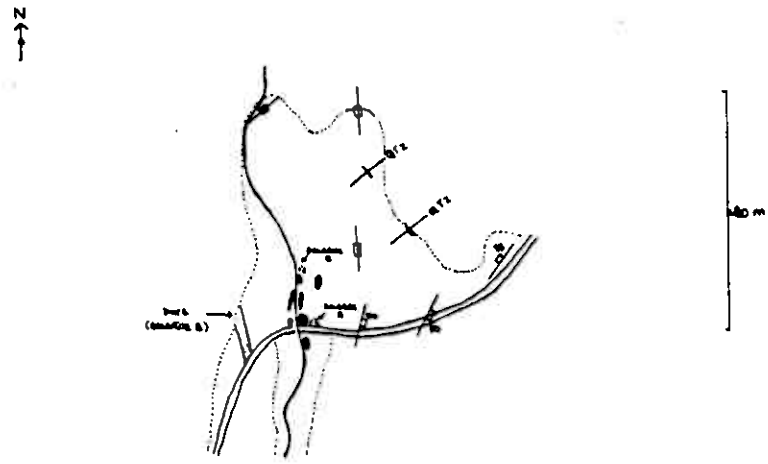


FIGURE 1: Sketch of the manganese-rich zone at the intersection between the Brennhaugen road and Steinbratebekken, indicating the possible relationship between the distribution of individual manganese-rich bodies and jointing.

at the intersection between the Brennhaugen road and Steinbratebekken (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 Steinbratebekken (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 ((Zn,Fe)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 virtical to sub-virtical 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 definate 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 ($NaAlSi_3O_8$). In practise, 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 disolved. 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 affects 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 sparcely 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 Brennhaugen (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 (Blasts 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.

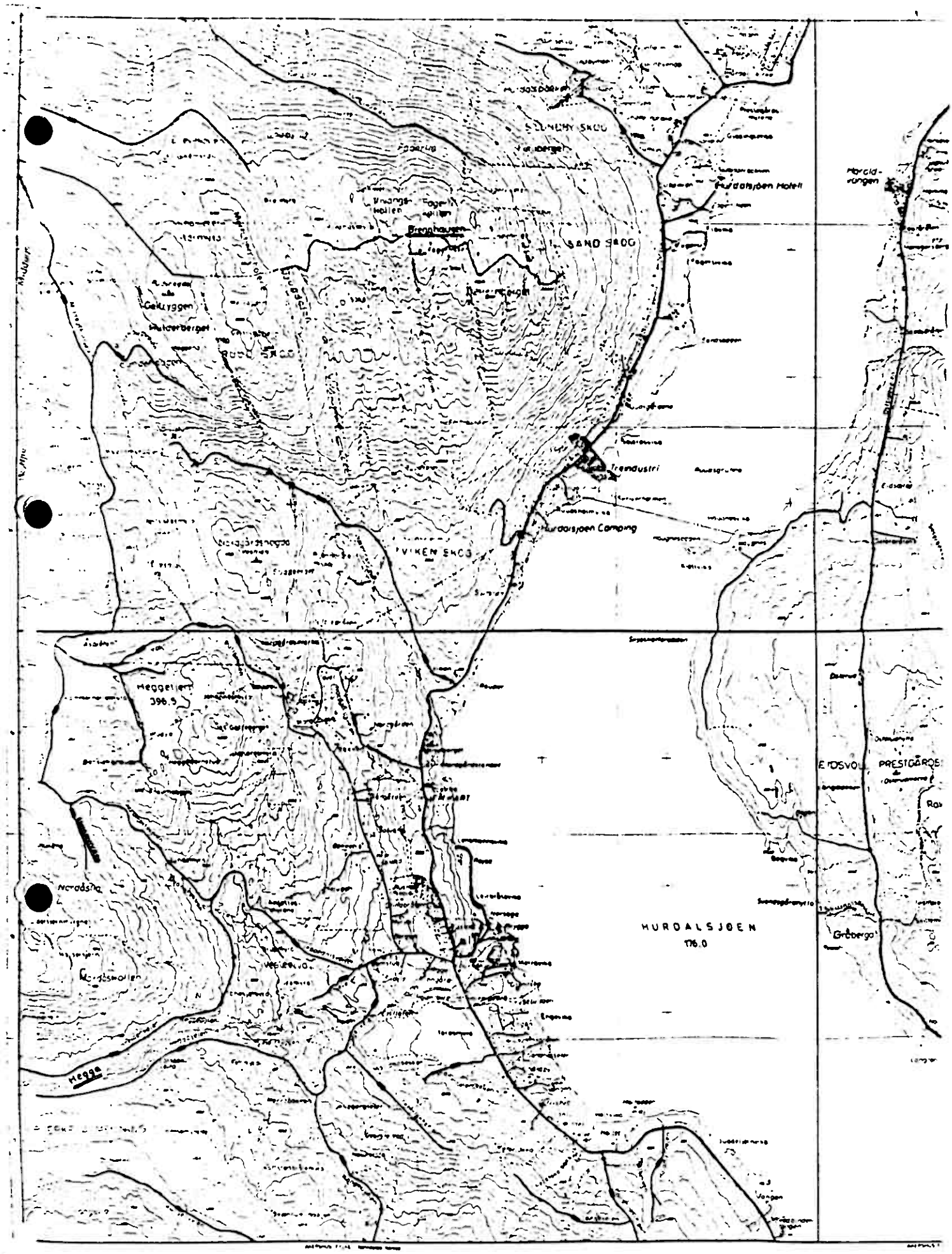
---

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, grainsize 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 usefull. However, it is doubtful whether sufficient time will be available.

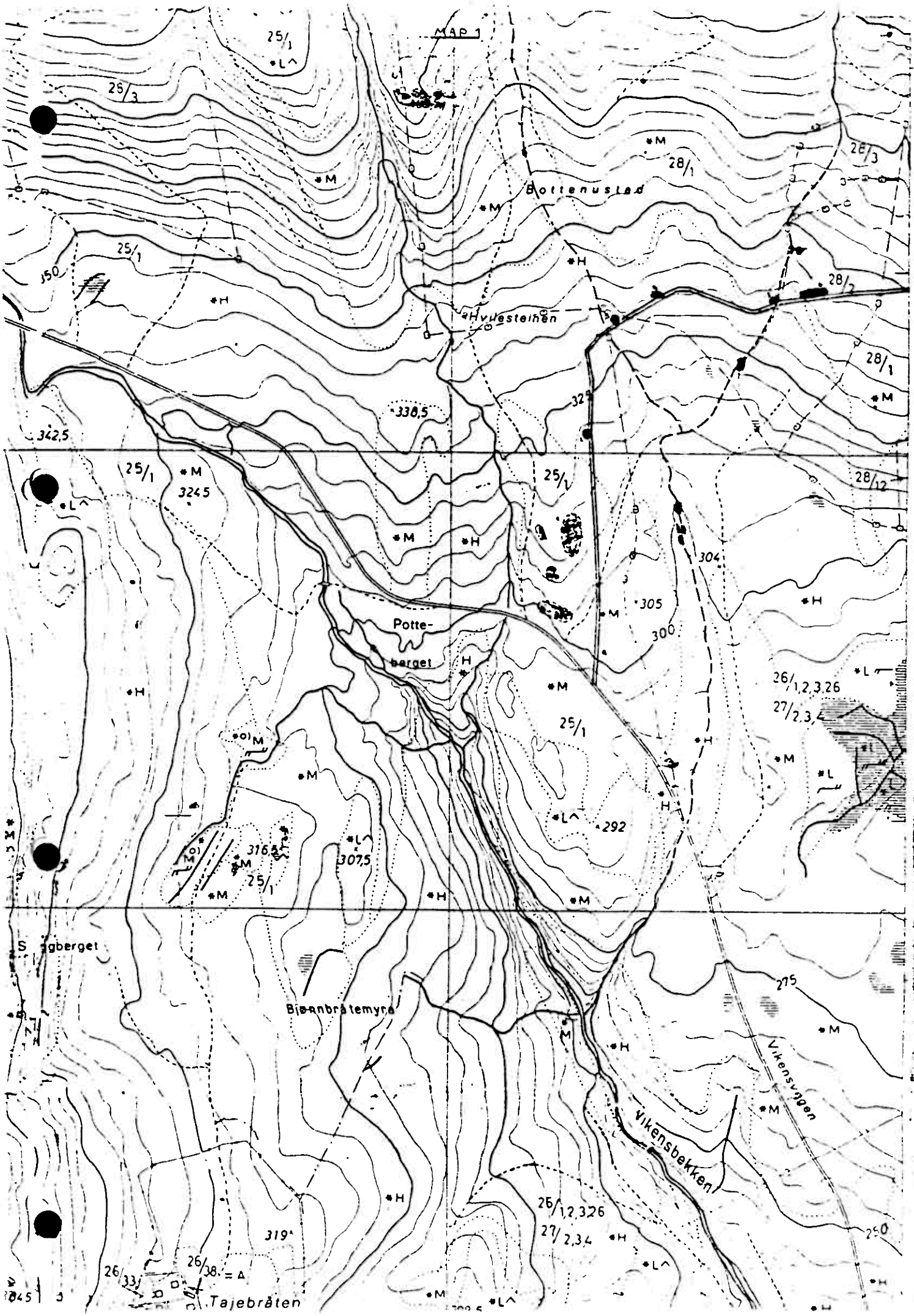
REFERENCES

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

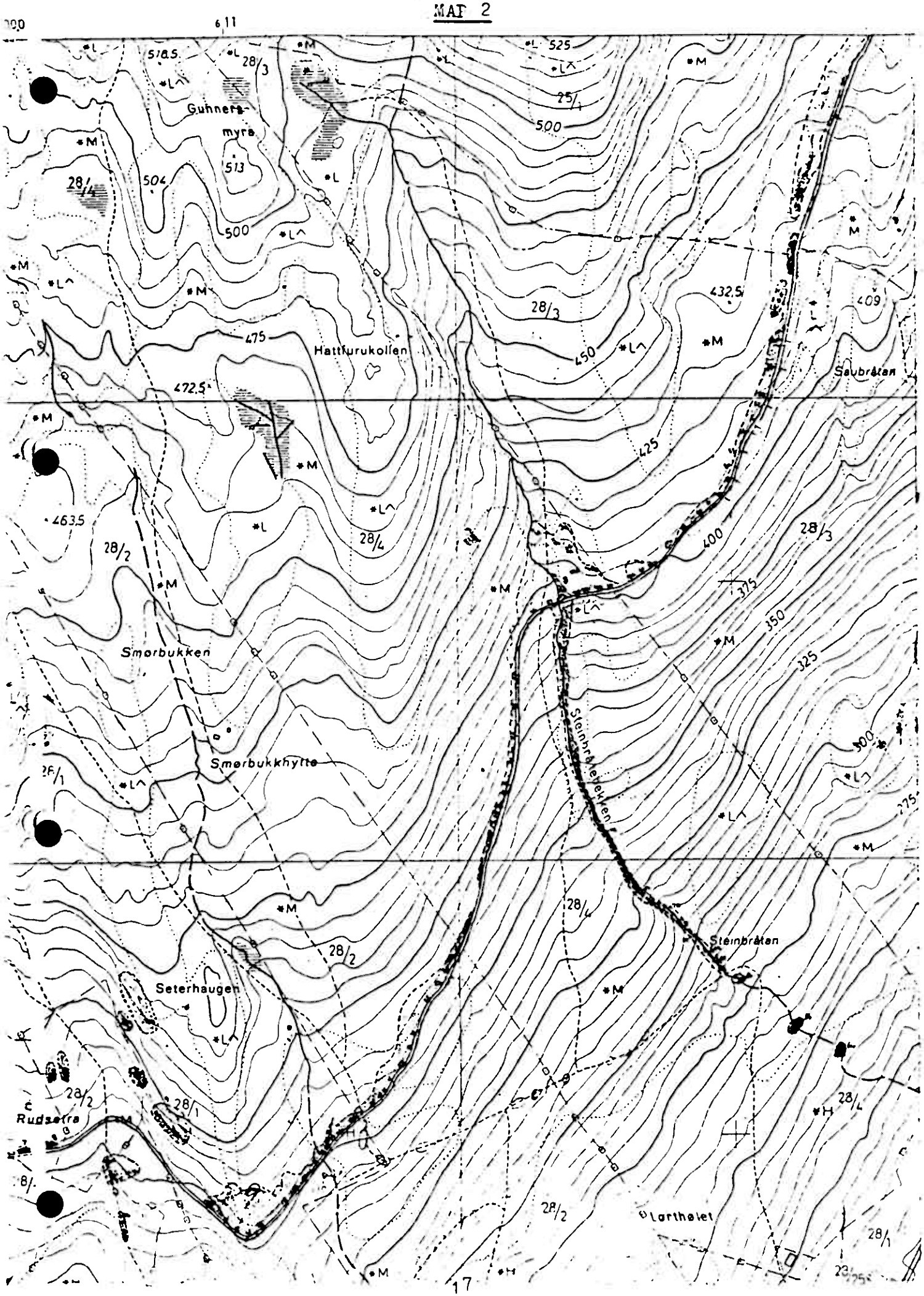


F M KART

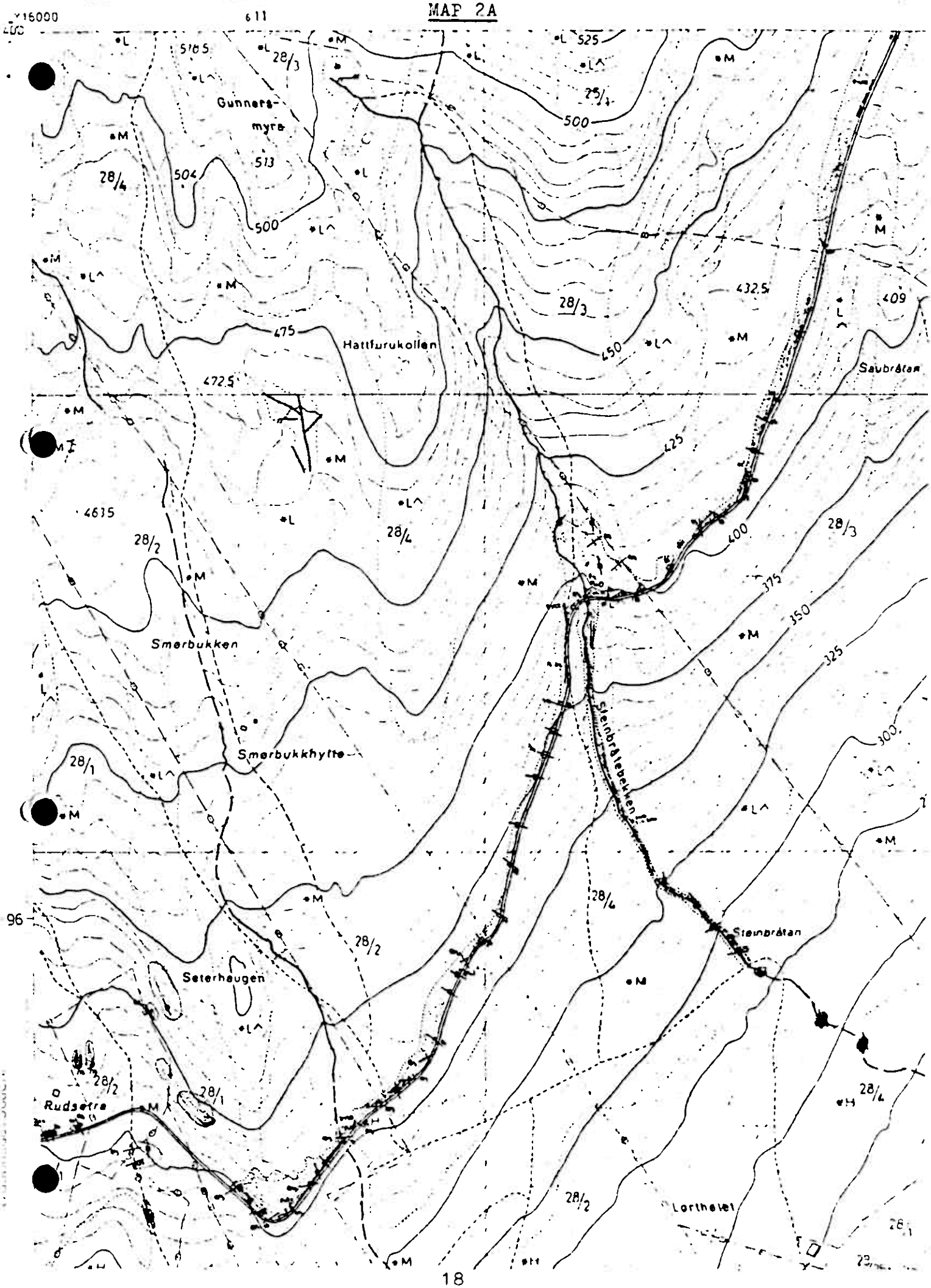
1:25 000


MAP 1
Bottenuslad
Hvilesteinen
Potte-
berget
Bjønnbråtemyra
Vikensbekken
Vikensvegen
Tajebråten
330,5
342,5
324,5
305
304
300
292
316,5
307,5
319
275
250
25/1
25/3
28/1
28/3
28/2
28/12
26/1,2,3,26
27/2,3,4
26/33
26/38

MAP 2


Guhnerø-
myra
Hattfurukollen
Smørbukken
Smørbukkhytte
Seterhaugen
Rudsetra
Steinbrøtekken
Steinbrøten
Larthølet
Saubrøten
518.5
525
500
504
513
475
472.5
463.5
432.5
409
450
425
400
375
350
325
300
275

MAP 2A


Gunnersmyra
Hattfurukollen
Smørbukken
Smørbukkhytte
Seterhaugen
Rudsetra
Steinbråtebekken
Steinbråtan
Saubråtan
Lorthelet
525
500
475
450
425
400
375
350
325
300
513
504
432.5
409
472.5
463.5

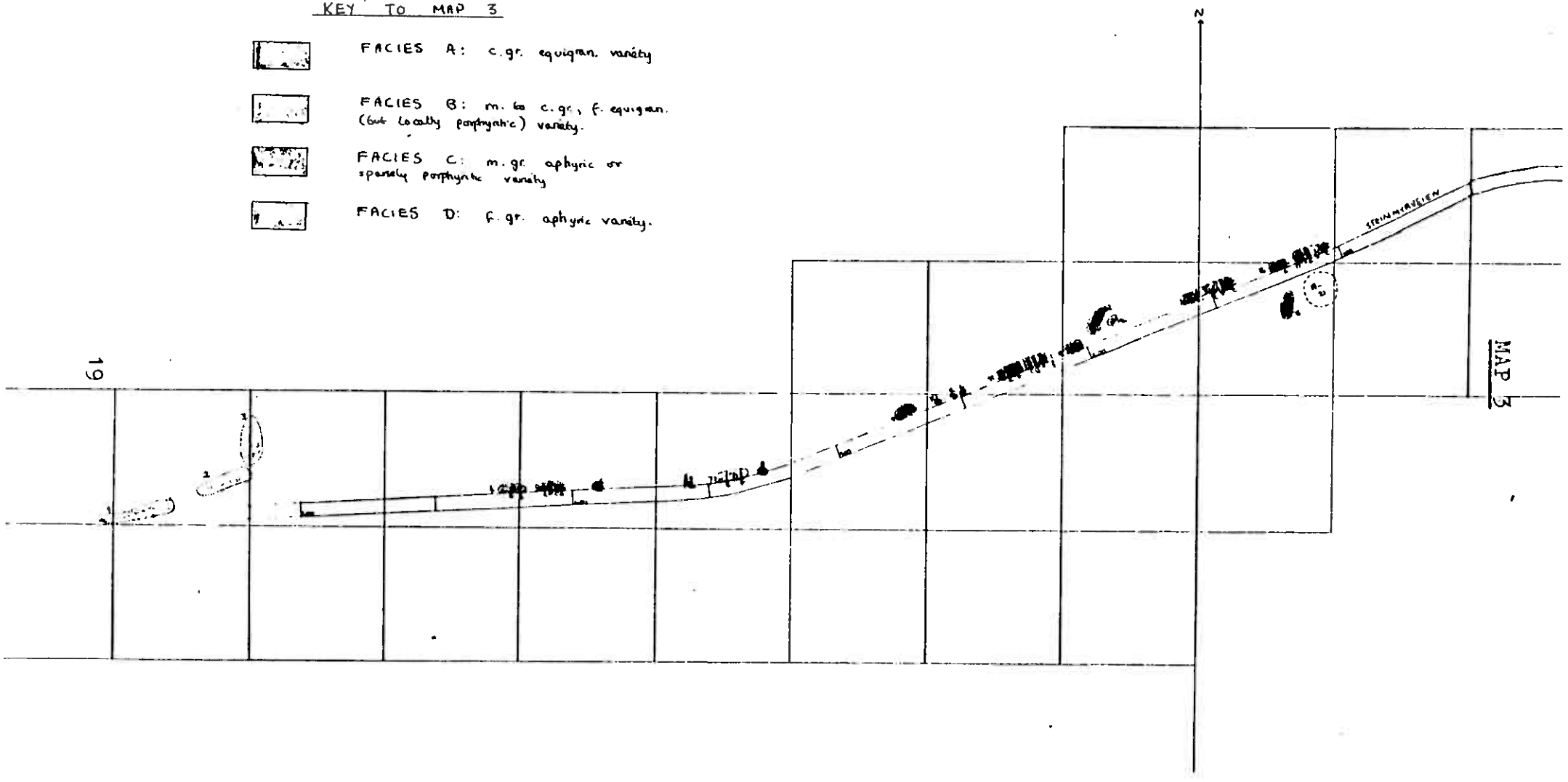
KEY TO MAP 3

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.



MAP 3

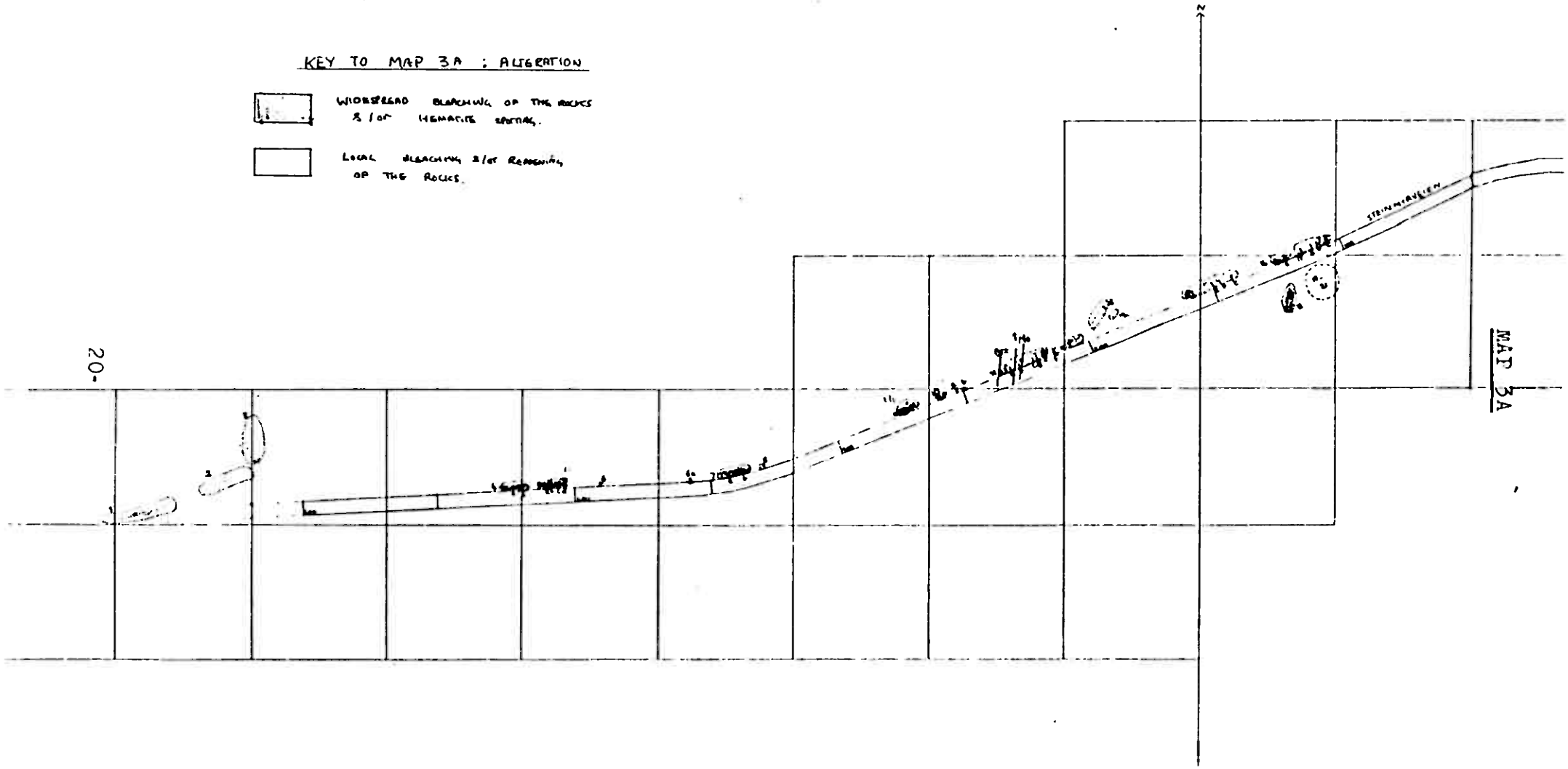
SCALE 1: 2000

(1mm = 2 m)

KEY TO MAP 3A : ALTERATION

WIDESPREAD BLEACHING OF THE ROCKS & / OR HEMATITE STAINING.

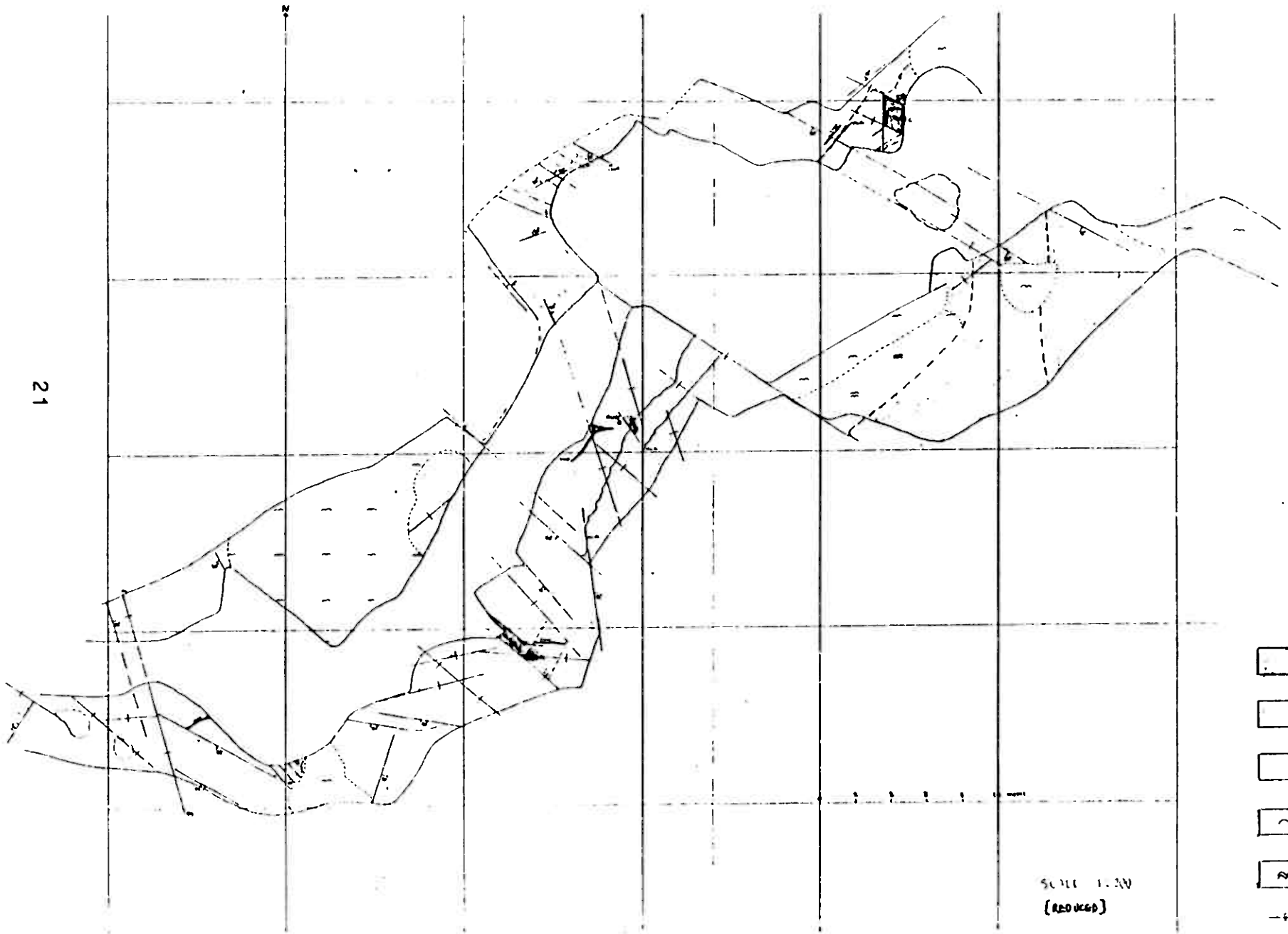
LOCAL BLEACHING & / OR REDDENING OF THE ROCKS.



MAP 3A

SCALE 1:2000

(1mm = 2m)



MAP 4

KEY TO MAP 4

- GRANITE
- HEMATITE-RICH GRANITE
- MANGANESE-RICH ROCK
- LOOSE BOULDERS
- TREES
- JOINT
- [illegible]