



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 2061	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering Fortrolig
Kommer fra ..arkiv Sulitjelma Bergverk A/S	Ekstern rapport nr "552111001"	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel Diplomarbeid Furuhaugen.				
Forfatter HOFSETH A.		Dato 1936	Bedrift Sulitjelma Gruber A/S	
Kommune	Fylke	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Fagområde	Dokument type	Forekomster		
Råstofftype	Emneord			
Sammendrag Diplomarbeid fra Furuhaugen gruve, med hovedvekt på malmgeologien. Generell skildring av bergartene med tektonikk, grundig skildring av malmtyper (mineralogi, tekster, etc.). Resultater fra elektriske målinger av malm og bergarter.				

Ved de geofysiske observasjoner benyttet jeg mig med Høiskolens vidende av den arbeidshjelp A/S Sulitjelma Gruber ydet mig. For denne hjelp er jeg selskapet stor takk skyldig.

Malm- og bergartspreparater er utført av Anker Iversen.

Ellers er alt arbeide utført selvstendig ved hjelp av den anførte litteratur.

Litteratur.

- Th. Vogt: Sulitjelmafeltets geologi og petrografi.
" : Bidrag til Sulitjelmakisenes geologi. G.F.F. 1921.
Beyschlag-Krusch-Vogt: Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine.
W. Lindgren: Mineral Deposits. 1919.
W. Ramsay: Geologiens Grunder. I.
Rosenbusch-Wülfing: Mikroskopische Physiographie.
Schneiderhöhn-Ramdohr: Lehrbuch der Erzmikroskopie. II Band.
H. E. Johanson: G.F.F. 1910.
Alvar Høgbom : S.G.U. 1924.
Olaf H. Ødman: G.F.F. 1933.
O. Falkenberg: Sydnorske kisgruber.
Martti Saksela: G.F.F. 1933.
Anna I. Jones: American Journal of Science. V serie Volume XXIV.

B. Edge & Laby : The Principles & Practice of Geophysical Prospecting.

Eve & Keys: Applied Geophysics.

K.Sundberg: S.G.U. 1923.

" G.F.F. 1930.

J.G.Koenigberger: Beiträge zur angewandten Geophysik.B.4.H.2.

The American Institute of Mining and Metallurgical Engineers.

Technical Publications:

No. 505. Schlumberger & Leonardon.

" 418. J.N.Hummel

" 477. G.F.Tagg.

" 415. H.Lundberg & Th.Zuschlag.

" 386. Lachlan Gilchrist.

369:Donald McLanghlin.

"

"Contribution No.40. R.H.Hawkins.

United States Bureau of Mines. Geophysical Abstracts. No 53 4
til 68.

Innledning.

Furuhaugen grube er den nordvestligste av grubene i Sulitjelmafeltet. Den er beliggende på sydvestsiden av Langvanet, og avstanden til Sandness, hvor man har verkets opredningsanlegg og smeltehytte, er ca. 5 km.



Kart over Sulitjelmafeltet.

Furuhaugen er en av de aller tidligst kjente gruber ved Sulitjelma. Innhugninger i bergvegger forteller om skjerpe-

arbeider allerede i 1870-årene. Malmens utgående var mange steder godt synbar, og den hadde tidlig fanget fjellbøndernes oppmerksomhet.

Under driftsperioden - fra 80-90-årene til 1916 - blev malmen sendt med taugbane fra grubene ned til Langvann og så fraktet videre på lektere innover vannet til opredningsanlegget eller smeltehytten. I vintermånedene - fra oktober til mai - måtte lekertransporten innstilles, da vannet i denne årstid i almindelighet lå tilfrosset. Denne rikeste malmen med ca. 4 - 6% kobber blev forhyttet direkte; mens den fattigere malm først måtte underkastes en eller annen anrikningsprosess.

Vanskelighetene ved den tidligere transportanordning førte til at verket i 1914 - 1915 gikk i gang med et nytt anlegg. En malmsilo blev bygget ved jernbanelinjen ved Grønli på nordsiden av Langvannet. Malmen skulde så sendes med taugbane fra Furuhaugen over Langvannet til denne silo, tappes direkte i jernbanelogner og kjøres innover til Sandness. Skal driften ved Furuhaugen gjenoptas, må nok dette anlegg fullføres og tas i bruk.

Definisjon:

Som Furuhaugen grubefelt har jeg oppfattet området langs malmsonen fra Kochhammerskjerp nr. 3 i øst til Villumelven i vest. Innen dette område vil nemlig alt undersøkelses- og skjerpbeide bli drevet med Furuhaugen som operasjonsbasis. Malmtransporten fra eventuelle nye gruber her vil efter all sannsynlighet foregå over Furuhaugen. Ut fra dette syn har jeg henlagt mine undersøkelser til det nevnte område.

Morfologisk oversikt m. m.

Feltet begrenses mot sydvest av 200 - 300 m. høie loddrette hamrer. Deres retning er stort sett N 60° V, og den loddrette veggflate er sikkert en diaklasspalteflate gjennom skiferlagpakken.

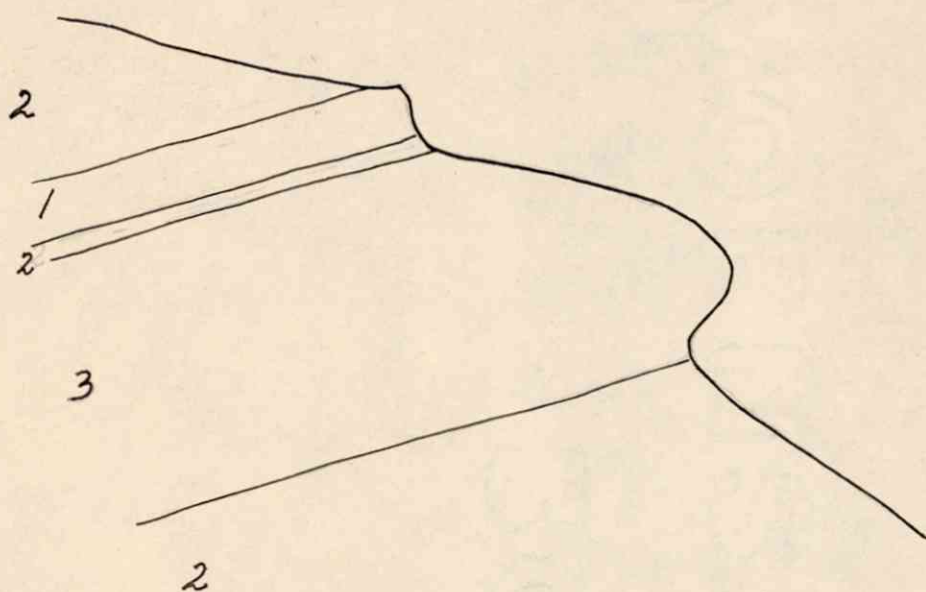
Den topografiske utformning er i høi grad en funksjon av bergartenes motstandsevne overfor isens erosjon. Feltets mest erosjonsbestandige bergart er en klorit-albit-lagergang som ligger tett over selve malmens nivå. Professor Th. Vogt har fremstillet et kotekart over malmnivået ved Langvannet, som er gjengitt på side 9. Tilnærmet kan kartet anvendes også for klorit-albit-lagergangens nivå. Man ser derav at lagergangen har en sterk depresjon ved det centrale parti av Langvannet - mellem Furuhaugen og Bursi. Av det topografiske kart fremgår at vannet nettop ved Furuhaugen har en sterk innsnevring fra syd. Likeledes er vannet her i det smaleste parti meget grunnere enn hvad det er både ovenfor og nedenfor. Isen har med andre ord gravd mindre her. Det er sikkert ingen tilfeldighet at den stratigrafiske depresjon og den topografiske innsnevring av Langvannsdalen optrer i samme parti.

Efter at isen forlengst hadde gravd sig igjennem klorit-lagergangen både ovenfor og nedenfor, stod den igjen i dette centrale parti og virket her bevarende helt ved iserosjonens slutt. På et litt tidligere tidspunkt var Langvannet sikkert delt i to vann med et mellemliggende eide utenfor Furuhaugen. Som en siste rest av malmnivået ligger en krapp innfold av kloritisk sulfidimpregnasjon langs Storlinessets høiderygg i nordøstlig retning.

På plataet omkring og innenfor selve grubene har man god anledning til i detalj å studere hvordan den milde, men seige

og erosjonsbestandige kloritalbitlagergang har influert på utformingen av terrenget. Langs hele strøket rager den opp som langstrakte skjoldlignende rygger, som merker seg ut med sin temmelig lyse farve.

Lagergangens underside er så å si overalt impregnert med sulfider - spesielt svovlkis. Kloritmaterialet i denne impregnasjon er særdeles løst. Undergrensen av lagergangen har derfor vært en svakhetslinje overfor isens og vannets angrep, og kloritalbitgangen er flere steder sterkt undergravd. Terrenget nedenfor



1.) Granitt. 2.) Skifer. 3.) Kloritlagergangen.

gangen er gjerne en steil bakke med jorddekke som skjuler utgående av de underliggende skifre. Da der rent stratigrafisk skulde være muligheter for utgående av kisforekomster i disse bakker, blev den elektriske malmletning ved måling av egenpenning her drevet med særlig omhu.

Omtrent loddrett på strøket og isens bevegelsesretning går der enkelte tverrfoldninger. Alle hauger og forhøininger i



B. 1.

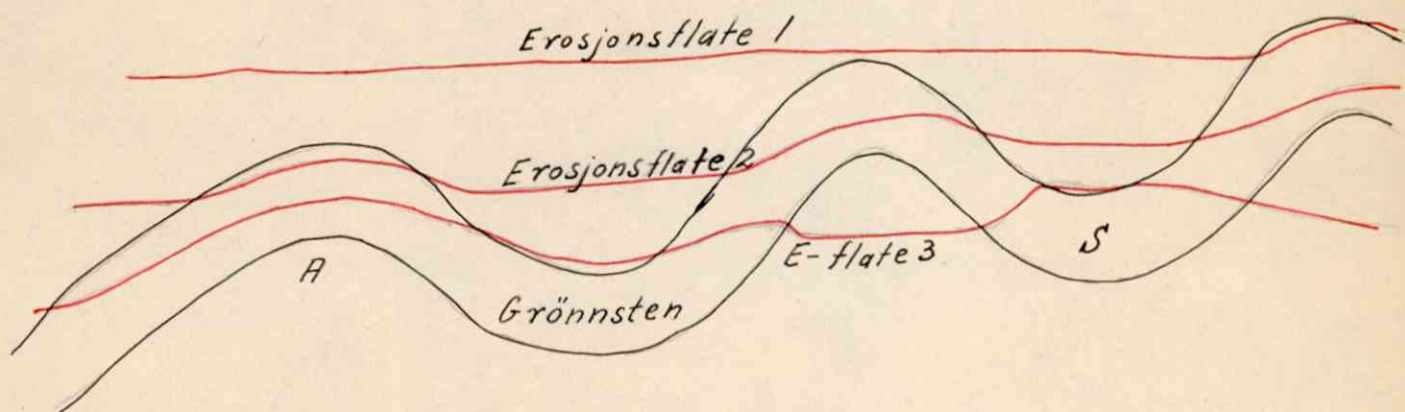
Lys grønnstensbreccie.

Opsprukket granittbenk.

B. 2.

Antiklinal ved Kochhammeren nr. 1.

trakten består av klorit-albit-materiale, og det er interessant å legge merke til hvordan forhøiningene oppstår såvel i foldnings-systemets antyklinaler som synklinaler - og fortrinsvis her, og hvordan deres form er avhengig av dette forhold. Hauger som lig-



A = Antyklinalhaug
S = Synklinalhaug.

ger i antyklinaler er runde og avglattede; mens synklinalhaugene har en steil og opsprukket luside. I almindelighet foregår jo blokkdannelsen på lesiden av rygger. At forholdet her er det omvendte, skyldes sikkert den ting at man på undersiden av den seige klorit-albit-lagergang har et særdeles løst og hensmuldrende lag. Da isen først hadde slitt sig gjennom kloritgangen, grov den sig dypt ned i dette løse lag. Og videre i bevegelsesretningen brøt den op den forholdsvis tynne lagergang. Man fikk en dannelse av hamrer under is.

De runde haugene finner man i feltets østlige del - omkring Kochhømmerskjerpene -, hvor kloritgangen er bedre beskyt-

tet av overliggende fjell. Den andre typen optrer lengere vest - fra Furuhaugen mot Villumelven.

Jeg har behandlet dette forhold fordi det har en viss betydning når man skal følge kloritgangens forløp i detalj. Dette har igjen interesse ved malmletning. Har man nemlig gangens grense blottet i en hammer, så beror dens videre forløp av om hammeren befinner sig i en synklinal eller antyklinal. Dette kan kanskje enkelte ganger ikke sees tydelig i selve hammeren, men bedre i andre lag i samme foldning.

I selve grubeområdet har man 3-4 tydelige skålformer som ved grubedriften er meget godt klarlagt. Terrenget over dem hever sig til forhøininger, og bergarten i dagen er kloritalbit-materiale i dem alle. Dette er nok et bevis på denne bergarts store motstandsevne mot erosjon.

I fjellkjeden er det jo et almindelig trekk at forhøininger og fjell optrer over synklinaler og skåler, og årsakene/til dette i disse større forhold kan være flere.

Det engere grubeområdets geomorforlogiske utforming er sterkt preget av opreiste rygger av sammenpresset høimetamorfisert skifer.

Interessant er det også å legge merke til granittbenkenes opspaltning i blokker i motsetning til den underliggende uspaltede klorittbenk. Granitt påvirkes jo sterkere av frostsprengning, og den omdannes lettere til talus.

Den høimetamorfe skifer spalter også op i massive blokker som danner urer i skråningene nord for grubene.

Gjennem det innre av Furuhaugenfeltet går der i VNV-lig retning en rettlinjet og tydelig markert renne i terrenget. Den skjærer igjennem de forskjellige bergarter, og så vidt man kan se er dens retning parallell diaklasspalteretningen. Det kunde være

en mulighet for at der langs denne renne har foregått en liten forkastning; men den må i tilfelle ha vært helt ubetydelig da man ikke kan se noen forskyvning i lagene. Rennene er overalt fylt med jordsmonn i den dypere del, så der ikke gis anledning til detaljiakttagelser. Men spalten kan ha begunstiget vannets og isens eroderende virkning, og på denne måte blitt markert i terrenget som en renne.

Løsavleiringer.

Terrenget er stort sett kupert; de få flater som finnes er myrer eller vann. Dette forhold gjør det i høi grad vanskelig å drive elektrisk malmletning der.

Det nordvestlige utgående av Jenny vestre er dekket av et slags konglomerat som sikkert er postglacialt. De fleste av feltets bergarter optrer som inneslutninger i en sterkt rustholdig grunnmasse, som er herdnet til temmelig stor fasthet.

Isskuring.

Skuringsstriper finnes flere steder. Især kan disse være vakkert utformet i den seige kloritlagergang hvor stripenes støt - og leside ofte kan iakttas. Isens bevegelsesretning har her stort sett vært *SO-NV*

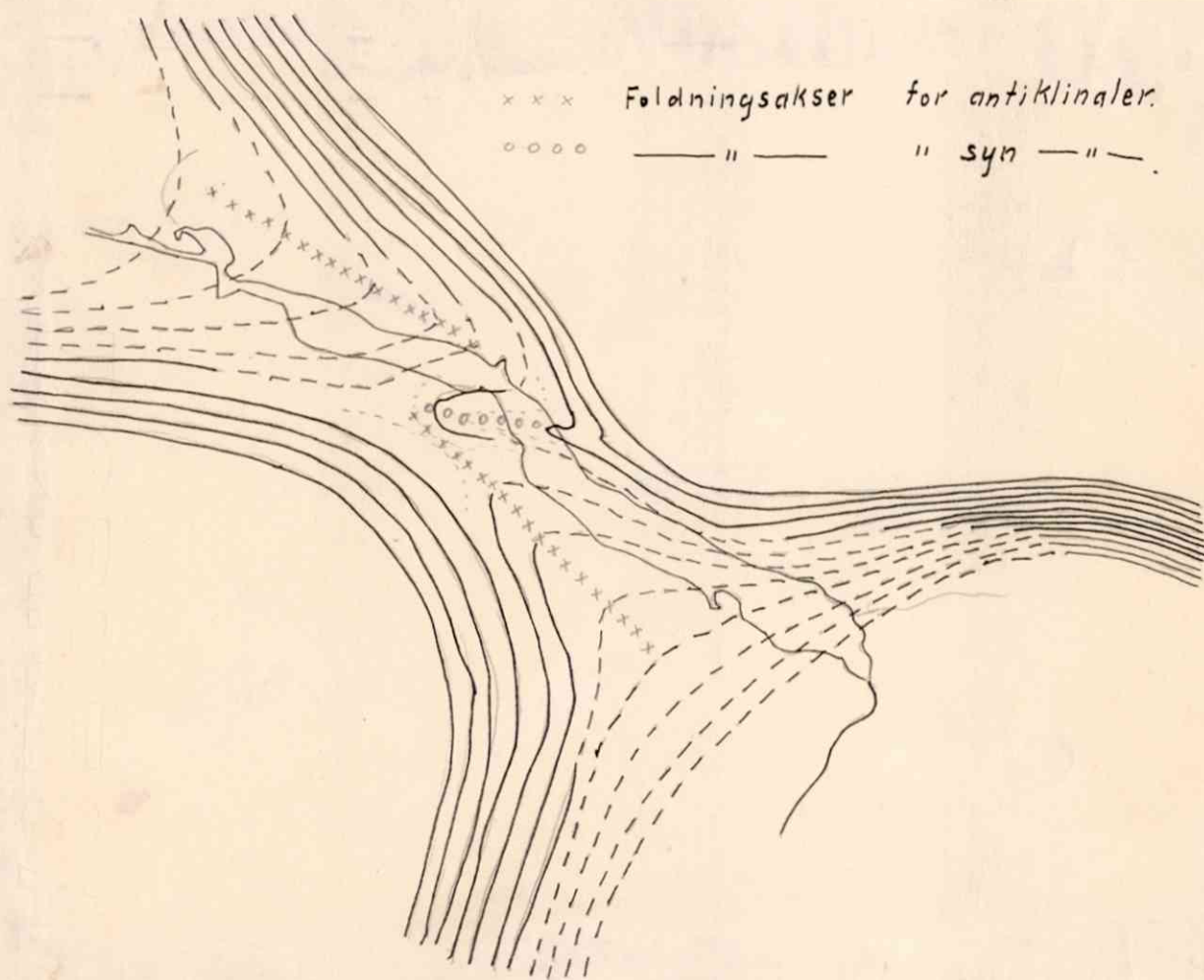
En vertikal bergvegg som står en del skrått på denne retning, finnes der en større innsvarvning som vider sig ut mot vest. I denne innsvarvning kan en se finere striper som spredes vifteformig også mot vest. De er nok inngravd av skarpe stener som har sittet i isen, og vifteformen skyldes vel dels innsvarvningens slakere profil mot vest; men en plastisk utplatning av isen p. g. a. det høie trykk mot bergveggen kan kanskje også ha virket til å fjerne stenene fra hverandre i bevegelsens retning.

Flytteblokker.

Av flytteblokker legger man især merke til blokker av en grovkornig kaligranitt. De finnes i stor mengde omkring Vestpartiet. Efter oplysning fra overingeniør Fredrik Carlson optrer der blokker av samme bergart ved Giken grube, sa granitten hører nok hjemme i det østlige av Sulitjelmafeltet - om ikke lengere øst. Man kan også se mindre, runde rullestener av en rød granitttype mere jevnt spredt over hele feltet.

Tektonikk.

Tektonikken ved Furuhaugen er langt mere innviklet enn i de andre områder i Sulitjelmafeltet. For fremstillingens helhet vil jeg først i all korthet nevne litt om hele Langvannsområdets tektoniske forhold, og jeg vil her følge professor Th. Vogts fremstilling (se I, s. 101 - 105). Vogt har her for å klarlegge tektonikken konstruert et kotekart over malmnivåets høide over havet ved Langvann, som gjengis nedenfor.



Av kartet fremgår at der både nordøst og sydvest for vannet optrer mektige skålførmige synklinaler. Mellem dem finner man to omtrent parallelle, men helt adskilte antiklinaler. Begges

foldningsakser senker sig mot Langvannets midte, hvor anti-klinalene utjevnes og forsvinner - den sydlige innenfor Furuhaugen gruber og den nordlige ved Bursi malmfelt på Langvannets nordside. Mellom disse to steder strekker der sig en mindre synklinal, hvis akse senker sig mot Bursi.

Disse tektoniske forhold er efter Vogts fremstilling fremkommet ved at de to synklinalskåler har beveget sig i forhold til hverandre. Skålene er å betrakte som stive blokker; mens lagene i det mellemliggende parti må gi efter og foldes.

Hadde de to skåler ligget i samme høide og beveget sig rett mot hverandre, vilde der mellom dem ha opstått en enkel anti-klinal med en depresjon i det centrale parti, fig.

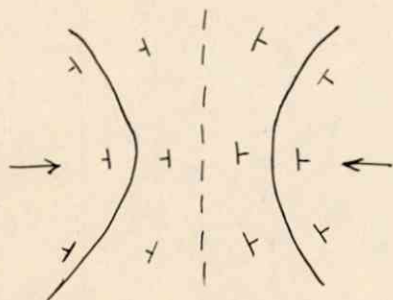


Fig. 5

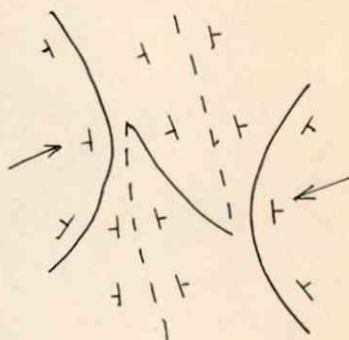


Fig. 6.

Nu har den nordlige skål en adskillig lavere stilling enn den sydlige. Skålenes fremskytende partier ligger ikke rett ovenfor hverandre, men forskjøvet, og trykk-kreftene har neppe hatt sammenfallende retninger. Resultatet av en slik skjevt rettet bevegelse vil nettop være de foldninger som man har i Langvannsområdet og som er fremstilt på kotekartet. Synklinalen fremkommer fordi blokkene ligger skjevt i forhold til hverandre, og synklinalaksens fall mot øst skyldes den nordlige skåls

lavere stilling.

På Furuhaugsiden er synklinalen tydelig markert ved den krappe innfoldning av kloritisk sulfidimpregnasjon som i nordøstlig retning peker ned mot Langvann. Dens intensitet avtar sterk mot sydvest, og innenfor grubene, i det samme parti hvor den sydlige antyklinal ender, utjevnes også synklinalen og forsvinner. Litt i nordvest for selve synklinalen har man noen mildere paralleltgående folder; som influerer en del på malmlegemenes form.

Det som i høyeste grad særpreger selve grubeområdets tektonikk, er det system av lokale mindre foldninger med akse-retning NV-SØ d. v. s. omtrent loddrett hovedsynklinalen. Da disse foldninger stort sett ligger langs feltets strøk kan man kalle dem longitudinale i motsetning til de loddrettgående som kan betegnes som transversalfoldninger.

Efter det longitudinale system er bergartene i grube-traktens nord - vestlige parti voldsomst foldet. Lagene reiser

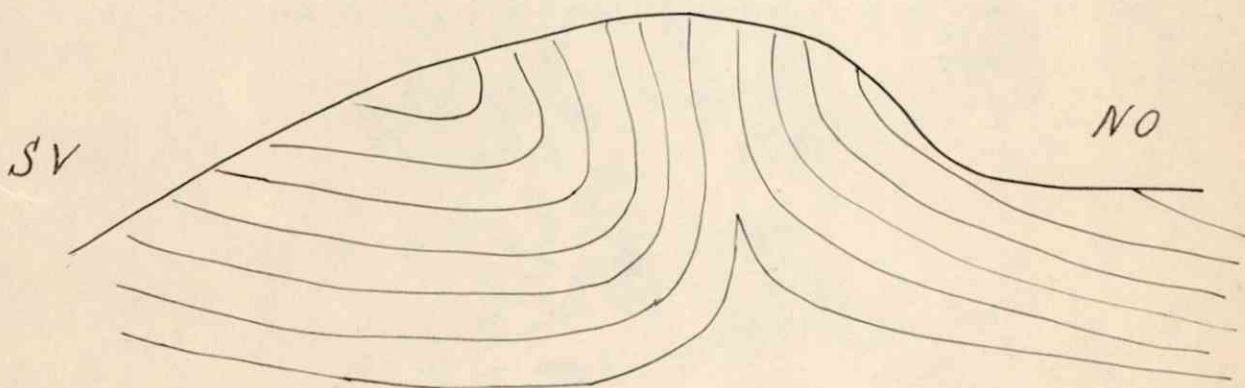


Fig. 7 Profil ved Vestpartiet.

sig op i en efter forholdene høi isoklinal som er adskillig over-skjøvet fra sydvest. Ved foten av isoklinalens sydvestlige skjenkel forandres lagstillingen brått fra helt loddrett til normalt



B. 1.

Blåkker av kruset Furuhaugsskifer.

B. 2.

Vestpartiet - isoklinalens sydvestlige skjenkel.

flatt fall. Isoklinalens akse bøier av mot nord og forsvinner ut i Langvannsdalen. I akseretningen mot sydvest avtar isoklinalens størrelse, og i grubens midtparti optrer der innenfor den flere mindre parallellfolder, som også er sterkt overskjøvet fra syd-

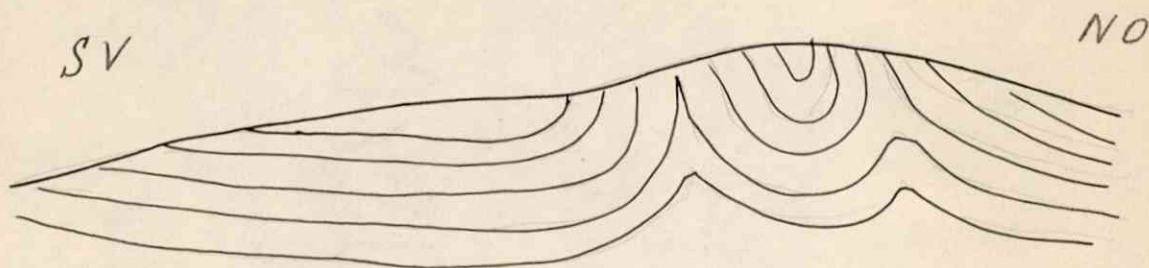


Fig. 8 Profil over grubenes midtparti.

vest.

Nordøst for isoklinalen har man en mildere og mere flattliggende synklinal. I denne ligger feltets hovedgruber.

Det longitudinale systems folder har meget forskjellige dimensjoner, med bredder fra over 100 m. ned til under 1 cm. Man kan kanskje riktigere si at lagene foruten å være foldet også er meget sterkt kruset.

Hele systemets intensitet loddrett akseretningen avtar mot nordøst; mens hver enkelt fold i akseretningen blir mildere mot sydøst.

De to nevnte foldningssystemer interfererer med hverandre, så fallet for deres akser er sterk skiftende. Spesielt i de krappere langsgående folder kan man tydelig se kulminasjoner og depresjoner. Skåldannelse er meget almindelig, og efter som de interfererende synklinalers form er forskjellig, kan skålenes form bli mangleledes.

Bergartenes foldning har nok her som almindeligvis ellers foregått over lange tidsrum med perioder med større og mindre intensitet. Men det er vel sannsynlig at periodene kontinuerlig har flytt over i hinnannen. Det har derfor kanskje størst interesse å søke å finne hvilket foldningssystem der begynte serien og hvilket system der avsluttet den - samt foldningenes alder i forhold til malmens.

Dannelsen av den transversale hovedsynklinal, som direkte hører sammen med hovedfoldningen av hele Langvannsområdet, er etter all sannsynlighet den innledende foldningsbevegelse i Furuhaugfeltet. Foldningen virket utløsende for hovedstresset som nok skyldtes de store eruptivinjeksjoner på nordsiden av Langvannet. (se I s. 105). Er malminjeksjonen å betrakte som et ledd i denne injeksjonsserie, kan man geologisk sett regne dannelsen av malmen og synklinalfolden for noenlunde samtidige. Dog er der overveiende sannsynlig at malmen er injisert under foldningsperiodens avsluttende del - muligens også etter.

De mektigste og regelmessigste partier av malmene ved Furuhaugen optrer i hovedsynklinalen og kanskje i ennu høiere grad i dennes parallellsynklinaler. Det er jo et meget almindelig trekk ved de intrusive kisforekomster at magmaen har trengt frem langs foldningene, og dette kan jo også ha vært tilfelle ved Furuhaugen.

Den lokale longitudinale foldning har nok foregått etter malmens utkrystallisasjon. Man kan i all fall med nokså stor sikkerhet si at foldningsprosessen har vedvart etter malm-dannelsen. I grubens vestligste område hvor denne foldning har vært mest intensiv, fremgår det med full tydelighet at malmen under foldningen er blitt stuket sammen, så mektighetene enkelte sted-

er blitt mangedoblet.

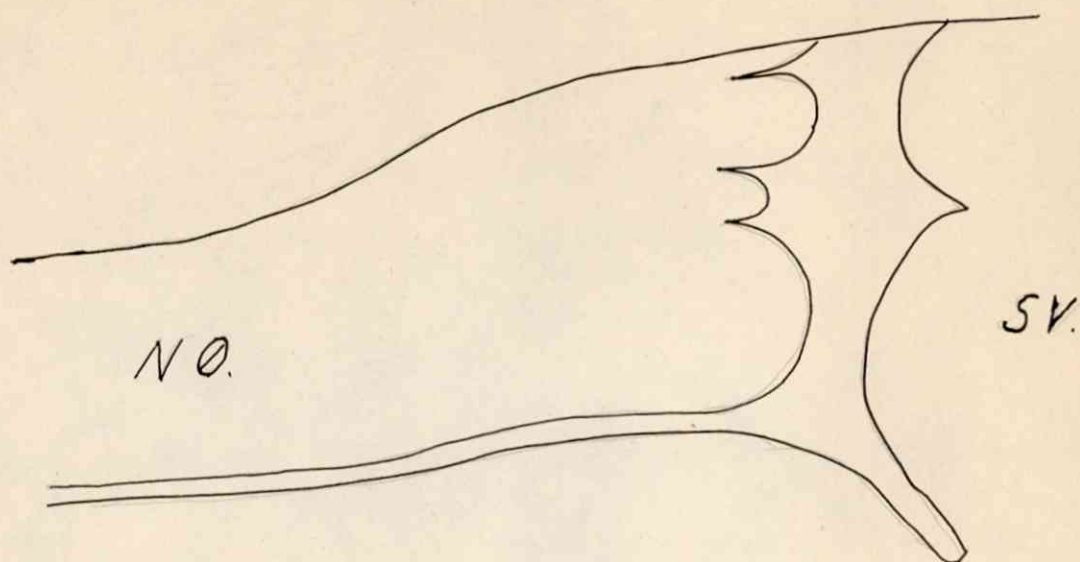


Fig. 9 Sammenstukning i Vestpartiet.

Under sammenstukningen har skiferen buket sig inn i malmen; mens malmen stikker inn i skiferen i spisser. Denne grenseform skyldes vel den forskjellige plastisitet i de to medier.

Malmen har ikke bare deltatt i de større folder; den er også sterkt kruset - spesielt i det vestlige parti.

De longitudinale foldninger er karakterisert av følgende trekk:

1. De optrer kun ved malmlegemene på Furuhaugen.
2. De ligger i Baldoaive-skålens mest fremskytende parti.
3. Deres retning er loddrett hovedsynklinalens, og de finnes i det parti hvor denne utjevnes og ender.
4. De er sterkt overskjøvet fra sydvest.
5. De er efter all sannsynlighet yngre enn den NØ-SV-rettede hovedsynklinal.

Malmen kan under injeksjonsperioden ha virket som

smøre middel i de lag den trengte inn i. Fanten der på forhånd store nok spenningsforskjeller i bergartslagene, kunde dissesføre til overskyvninger og glidninger. Ved Furuhaugen er i midlertidig både malmen, de over- og underliggende lag foldet ens. Såvidt man kan se, har der ikke funnet sted noen glidning eller overskyvning. At den mekaniske sammenheng mellom hengfjellet og liggfjellet blev løsere, kunde dog ha virket endel svekkende på fjellpakken. De årsaker spilte dog neppe inn ved vår foldning, og i tilfelle var deres betydning av underordnet art.

Efter at hovedfoldningen for hele Sulitjelmafeltet var avsluttet, og lagene stort sett hadde inntatt sin nuværende stilling, hersket der en statisk likevekt med temmerlig store utløste restspenninger. Og de største restspenninger vilde nettop optre i hovedfeltets centrale partier, som f. eks. Furuhaugfeltet.

Foldningers akseretning angir jo i almindelighet retningen for minste trykk. Så komplisert og sammensatt trykkpåkjenningen har vært ved Furuhaugen, kan man vel neppe med sikkerhet der angi retningen for trykkets maksimum og minimum. Og disse retninger har sannsynligvis vært en del skiftende under foldningsperiodene. At restspenningene ved foldningsprosessens slutt og efter dannelsen av synklinalen kunde ha en temmerlig stor komponent i dennes akseretning, er derfor ingen umulighet. Og det er også en stor mulighet for at det til restspenningene har addert sig nye spenninger, og disse vil da også ha virket medbestemmende på resultantspenningens retning. Av foldenes retning og form sees at de har virket utløsende for spenninger som stort sett har vært rettet fra VSV.

Grunnen til at foldene optrer så lokalt ved Furuhaugen skyldes nok - foruten at man der antagelig hadde de største restspenninger - synklinalen mellom Furuhaugen og Bursi. For trykk i sin akse retning vilde den virke avstivende på lagene - som en bjelke. Et slikt trykk vilde hindres i en jevn og mild utløsning; men utløsningen vilde skje ved krappe foldninger ved synklinalens ender, og det er meget rimelig at foldene da blev overskjøvet i kraftens retning.

Det er sikkert flere årsaker til den særegne tektoniske utformning av Furuhaugfeltet; men den sist anførte er sannsynligvis en av de viktigere.

Feltet innenfor gruben har en langt regelmessigere tektonikk, lagene faller stort sett jevnt og svakt mot sydvest. Enkelte lokale uregelmessigheter i fallnets retning og størrelse skyldes oftest injiserte eruptivlagerganger.

Loddrett feltets strøk går der noen mindre folder, som er nevnt i den morfologiske oversikt. De står loddrett hovedantiklinalen som går fra Sagmo mot Furuhaugen, og de optrer nettop i det parti hvor denne utjevnes. Det er således en viss analogi mellom disse foldninger og denne antiklinal på den ene side og de langsgående folder ved grubene og hovedsynklinalen på den andre. Det er meget mulig at en efterspenning i antiklinalens akseretning nettop her ved antiklinalens ende kan ha ført til foldninger.

Eruptivlagergangene er stort sett injisert meget regelmessig i skiferlagene. Under den biotitrike amfibolitiske bergart ved Villumelven kan man iaktta en meget nydelig injeksjonsglideflate, som viser hvordan denne bergart er kilt inn i sedimentlagene.

Bergartene.

Det undersøkte områdes bergarter inndeles i de ordoviciske sedimenter og basiske og sure eruptiver. Bergartenes stratigrafiske utbredelse er slik:

- 7: Øvre rustne skifre.
- 6: Biotitrik basisk bergart. (10 - 15 m.)
- 5: Skifer (1 - 5 m.)
- 4: Biotitrik kaligranitt. (5-10m.) Av og til optrer der linser av trondhjemit under denne.
- 3: Skifer (0-5 m.)
- 2: Brecciert grønnsten (5-10 m.)
- 1: Hornblende - glimmerskifer.

Malmen ligger i den undre skifer, ca. 10 m. fra grensen mot grønnstenen. 100 - 150 m. lengere nede i skiferen finner man to små linser av en amfibolitisk bergart.

Den biotitrike basiske bergart optrer kun i områdets vestlige del. Ellers finnes de andre lagformige langs hele feltet.

Eruptiver.

Uten kjemiske analyser er en del av eruptivene - i sær av de mere basiske typer - vanskelige å identifisere, da metamorfosen har virket i høi grad endrende på såvel struktur som mineralselskap.

Inndelingen av dem er følgende: Zoisit-amfibolit, brecciert grønnsten, biotitrik basisk bergart, hvit granitt og biotitrik kaligranitt.

Bergartsstrukturen viser at injeksjonene har foregatt før foldningsperiodens slutt; tiden for bergartenes dannelselse må derfor regnes til yngre ordovicium eller silur.

Zoisitførende amfibolit.

Denne bergart optrer to steder i det undersøkte område - og begge steder som små injeksjonslinser ca. 100 - 150 m. under malmnivået.

Det fremherskende mineral er en grønn hornblende med temmelig svak pleochroisme - blass gulgrønn til blågrønn. Den optrer i store uregelmessige, til dels fibrige, korn som er intimt sammenvokset med et farveløst mineral, der viser sig å være rombisk zoisit.

Mineralet har liten aksevinkel og er optisk positivt. Zoisiten optrer som runde korn inne i hornblenden, som kornaggregater og som prismatiske korn. De siste inneholder ofte små nåler av hornblende.

Accessorisk optrer små grynede korn av titanit, som antagelig er en leukoxen. Rutil er iaktatt sporadisk - likeledes kvarts;

Bergarten er gjennemsatt av finereårer som er fylt med zoisit og kvarts. Kvartsen fyller rummene mellom de prismatiske zoisitkrystaller og er sikkert avsatt av oppløsninger.

Biotitrik basisk bergart.

Bergarten optrer i en lagergang i den vestlige del av det undersøkte område. Gangen ligger ca. 30 - 50 m. over malmnivået. Mektigheten er ca. 10 m., men er adskillig variabel. Det kupert terreng og lagergangens noe skiftende fall medvirker også til at det areal bergarten inntar i dagoverflaten, får en meget uregelmessig form.

Bergarten er sikkert en injeksjonsbergart; både struk-

tur og mineralselskap viser dette med all tydelighet. Den er antagelig trengt inn fra nord. Injeksjonens undre grense er meget tydelig blottet i en hammer nord for Villumelven triangelpunkt. Like under den masseformige bergart er en ca. 20 cm. tykk sone med opknust kloritisk materiale hvis struktur makroskopisk viser at der har foregatt en glidning. En mikroskopisk undersøkelse av preparater, tatt i forskjellige orienterte retninger, vilde kanskje ha kunnet klarlegge helt nøyaktig i hvilken retning bergarten er injisert.

Bergarten er meget uensartet, både med hensyn til struktur og mineralselskap.

Innen det temmelig lille området man her har å gjøre med, kan strukturen forandres fra grovkornig - til dels også porfyrisk - til helt finkornig. Stort sett finner man de grovkornige typer i injeksjonens centrale partier; mens bergarten ute ved grensen i almindelighet er mere finkornig. Men undtagelsene fra denne regel er mange. Mens bergarten i det innre området må sies å være masseformig, er den i de perifere deler mere eller mindre sterkt presset, så den her tildels kan ha et temmelig utpreget parallellstruert preg. Især vil man lett legge merke til de større biotitkorns ^dparallelle anordning.

Med hensyn til mineralselskapet finner en de samme hovedmineraler i de forskjellige typer; men mengdeforholdet mellom dem kan veksle sterkt. Hovedmineraler er biotit, grønn hornblende, labrador og ziositmineral. Dessuten optrer der ikke ubetydelig med kvarts og titanit. Rent underordnet er iaktatt muskovit, apatit, rutil og et jernhertsmineral som sannsynligvis er ilmenit.

Bergartens farve i friskt brudd er grågrønn til sort - alt efter som hornblende eller biotit er det fremherskende mørke



B. 1.

Glidesone under biotitrik amfibolit.



B. 2.

Bøiet plagioklas i biotitrik amfibolit.

mineral.

Biotit optrer i meget rikelig mengde, tildels som det fremherskende mineral. Den finnes oftest som store flak med uregelmessig begrensning. Biotiten har i almindelighet meget kraftig nøttebrun absorpsjonsfarve, og pleochroismen er temmelig sterk. De større biotitkorn fører ofte inneslutninger av de accessoriske bestanddeler.

Muskovit finnes i regelen sparsomt utbredt - oftest som små nåler i feltspaten. I en prøve fra den undre kontakt, hvor bergarten er temmelig langt omvandlet, optrer muskovit i større mengder; mens biotiten her helt mangler. Det farveløse glimmermineral viste tydelig toaksig billedé - aksevinkel $2V = 60^\circ$, og karakter negativ. Mineralet er således antagelig muskovit. Enkelte finbladete muskovitkorn uten tydelig grense gikk jevnt over i et farveløst mineral med sterkere lysbrytning enn muskoviten. Det viste dessuten enaksig positivt billede. Man har her antagelig sericit som er under omvandling til klorit.

Efter Rosenbusch-Wülfing er sericit og muskovit almindelig utbredt i kontakter. ("Ebenso erscheinen sie in den Kontakthöfen der Tiefengesteine und der Diabase allverbreitet")

Klorit er utenom kontaktsonen ikke iaktatt i denne bergart.

En almindelig grønn hornblende optrer i alle typene, men i meget variable mengder - fra sporadisk til helt fremherskende. Pleochroismen er en del forskjellig i de forskjellige preparater; men stort sett er den den sedvanlige - lys olivengrønn til blågrønn.

Mineralet er optisk negativt med en aksevinkel på $80^\circ - 85^\circ$. Utslukningen i snitt $\perp \beta$ er $15^\circ - 17^\circ$.

I en meget hornblenderik type fra det centrale parti

er hornblendeeindividene store og velutviklede med tydelig begrensn-
ning. Ellers optrer hornblendene i uregelmessige aggregater av små
korn med ujevn begrensnng. En intim sammenvekst med biotiten
er meget almindelig.

I kontaktsonen er hornblendens farve lysere - lys gul-
grønn til farveløs.

Plagioklasen er en labrador som optrer ganske rikelig.
Den finnes både som større selvstendige individer og som mindre
korn i grunnmassen. De større korn inneholder ofte små nåler av
muskovit. Tvillingstriper - i almindelighet efter albitloven -
finnes i regelen både i de større og de mindre korn. Stripene i
enkelte av de større individer er meget vakkert bøiet - et tyde-
lig tegn på at bergarten har vært utsatt for stress. Sonarstruk-
tur er meget almindelig, og den kan være mere eller mindre tydelig
krystallografisk begrenset. Grensen er ofte så vel markert at Bec-
kes lyslinje kan fremkomme. Forskjellen i lysbrytning viser da en
mere basisk kjerne.

Til bestemmelse av plagioklasens sammensetning er i
samtlige preparater en eller flere av følgende metoder benyttet:

1. Undersøkelse av plagioklasens lysbrytning i forskjellige
krystallografiske retninger både i forhold til kanadabal-
sams lysbrytning og kvartsens lysbrytning i forskjel-
lige retninger.
2. Undersøkelse av mineralets optiske karakter.
3. Måling av utslukningsvinkelen i snitt $\perp \alpha$.

Den siste metode gir jo de eksakteste bestemmelser. Men
det kreves adskillig øvelse for å kunne anvende den med noenlunde
hurtighet og sikkerhet.

Plagioklasbestemmelsene i denne bergart gav følgende
resultater:

$$1,553 > \alpha > 1,544$$

): Anortitgehalt mellem 48% og 30%.

Stor aksevinkel, karakter positiv.

): Anortitgehalt mellem 68% og 38%
(18% og 0%)

Utslukning i sonarstruert korn.

Snitt α $\alpha'_M = +33 \rightarrow +25$

): 60% An. $\rightarrow$ 40% An.

Det er jo rimelig at lysbrytningsbestemmelsene gir en surere sammensetning enn de to andre metoder - den surere rand-sone tatt i betraktning.

Plagioklasen kan efter dette sies å ha en kjerne av labrador med en andesinrandsonen.

Store plagioklaskorn hvori nydannelsen av klinozoisit er meget langt fremskreden, viser:

$$\alpha < 1,544$$

): En randsonen av oligoklas.

Zoisitmineral optrer adskillig, men ujevnt utbredt. Det finnes både som prismatiske stengler og i myrmekitisk utformning. Den siste type er helt tydelig dannet på bekostning av plagioklasens anortitgehalt; men man finner også mindre prismer av klinozoisit som nydannelser inne i større plagioklaskorn.

3 Anortit + Kalk + Vann = 2 Klinozoisit.

Aksebilder viser at både den rombiske og den monokline zoisitttype er representert - sannsynligvis mest av den siste. Den rombiske zoisit optrer helst i større prismatiske korn med helt gråe interferensfarver. Den er tilsynelatende optisk enaksig med positiv karakter.

Titanit optrer - tildels temmelig rikelig - både som små krystallografisk vel begrensede korn og som større uregelmessige aggregater. Et ertsmineral som antagelig er ilmenit, er nes-

ten alltid omgitt med en kelyfitisk sone av fingrynet titanit. Titaniten er temmelig lys og er antagelig en leukoxen.

Kvarts optrer i middelstore avrundede korn.

Rent accessorisk er rutil og apatit iaktatt.

Små farveløse nåler som ligger inne i biotitkorn og som er omgitt av mørke ringer, kan være zirkon.

Da der ikke foreligger noen analyse av bergarten, har jeg for å få et begrep om dens surhetsgrad anslått mengdefordelingen mellom hovedmineralene i to typiske preparater og regnet ut kiselsyregehalten.

Mineral.	Preparat nr. 3.		Preparat nr. 4.		
	% SiO ₂ i mineral.	% av min. i bergart.	% SiO ₂ i bergart.	% av min. i bergart.	% SiO ₂ i bergart.
Biotit	37	35	13,0	15	5,5
Hornblende	43	5	2,2	33	14,2
Zoisit	40	15	6,0	10	4,0
Labrador	55	35	19,2	35	19,2
Kvarts	100	10	10,0	7	7,0
Sum:		100	51,4	100	50,6

Hornblendens og biotitens kiselsyregehalt er jo variabel; her er regnet med midlere verdier. De accessoriske bestanddeler er ikke tatt med, selv om enkelte av dem som f. eks. titanit optrer i ikke helt ubetydelig mengde. Da de accessoriske mineraler er basiske, tildels helt kiselsyrefrie, skulde bergartens virkelige kiselsyregehalt være mindre enn den som fremgår av utregningen. Usikkerheten i hele bedømmelsen er meget stor så den ikke må

tillegges noen større vekt. Men tallene viser at bergarten er basisk, selv om den fører en god del fri kvarts. Dette skyldes hovedsakelig den rikelige mengde av det meget basiske silikat biotit. Den store mengde av biotit gir også bergarten en for en basisk bergart ekstrem høi kaliegehalt.

Bergarten er ingen normal type som uten videre kan opføres som et metamorft ledd i basisk eller sur serie. Man har nok gabbroidale bergarter som fører biotit, men sjelden i så store mengder som her.

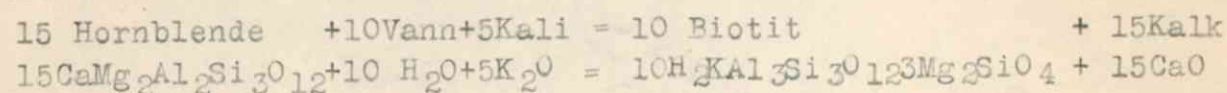
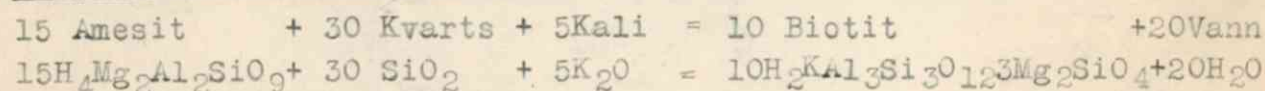
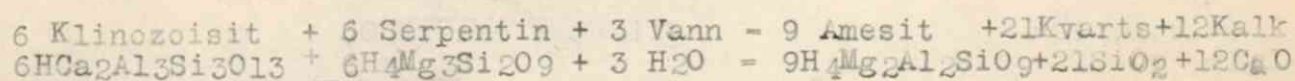
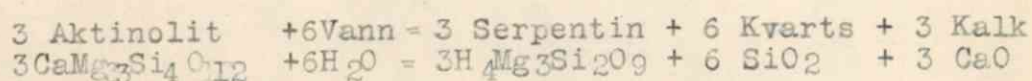
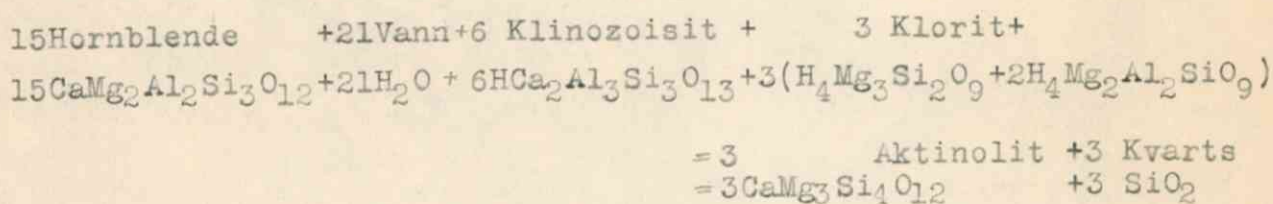
Spørsmålet om hvorvidt bergartens noe anormale sammensetning og store inhomogenitet er primær eller sekundær, er helt avgjørende, når man skal forsøke å komme frem til en antagelse om hvilken bergartsklasse den bør henregnes til.

Bergartens nære beliggenhet til den biotitrike Furulundsgranitt må fremheves. Og det er meget interessant å legge merke til hvordan biotitgehalten i den basiske bergart tiltar i retning mot Furulundgranitten. Th. Vogt (se I. s. 255) nevner også at der finnes basiske partier i denne med øket biotitgehalt og grønn hornblende. Det kan således være en mulighet for at vår bergart er en basisk utsondring fra granittlagergangen. Den mere normalt basiske sammensetning i de centrale og vestlige partier samt den samtidige optreden av biotit og basiske plagioklas taler dog mot denne antagelse.

At bergarten kan skrive sig fra forskjellige magmaer som allerede før krystallisasjonen hadde blandet sig mere eller mindre fullstendig, er ingen umulighet. Og ved å anta denne dannelsesmåte kan man lett forklare bergartens utpregede heterogene karakter.

Ut fra de to antydende dannelsesmuligheter skulde det nuværende substansforhold være primært.

Strukturelt sett er det imidlertid meget som taler for at det foruten vanlig metamorfose har skjedd en meget rikelig sekundær substansstilførsel. Under mikroskopet ser man at hornblendens og biotiten er meget intimt sammenvokset. Forholdet minner om hornblendens gradvise omvandling til klorit i grønnsten. Hornblendens kan imidlertid ikke gå direkte over til biotit; men omvandlingen kan tenkes foregått over følgende mellomreaksjoner med en sluttreaksjon under tilførsel av kali, idet kloriten gies sammensetningen 2 deler amesit ($H_4Mg_2Al_2SiO_9$) + 1 del serpentin ($H_4Mg_3Si_2O_9$):



En del omvandling av hornblendens etter første ligning kunde jo ha funnet sted allerede før den antatte kalitilførsel. Kalien vilde så binde reaksjonsprodukter på høyre side i de innledende reaksjoner og drive disse mot høyre inntil all kalien var

bundet.

Ligningene angir forløpet av den tenkte omvandling meget skjematisk, og sannsynligvis har også andre reaksjoner spillet inn. Den frigjorte kalk kan dels være ført bort og dels ha gått med til dannelselse av klinozoisit sammen med plagioklasens anortitgehalt.

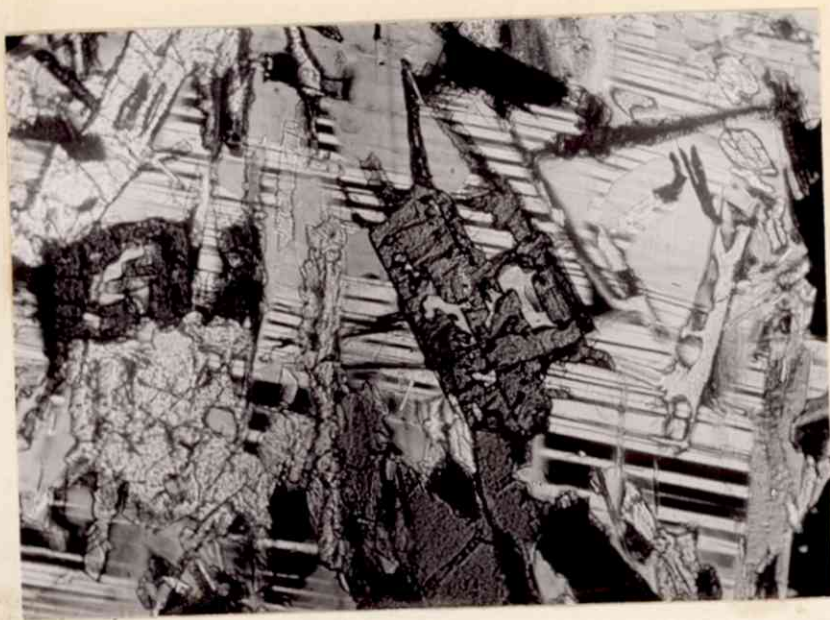
Muligheten for denne dannelsesmåte for bergarten støttes dessuten av biotitens regionale opptreden. De biotitrikeste partier er de som ligger nærmest Furulundgranitten, som her må antas å ha vært kalibringeren. Det centrale området er mindre biotitisert; mens man i det tynne parti av lagergangen helt vest ved Villumelven finner en meget langt fremskreden normal kloritisering. Her har ingen tilførsel av kali funnet sted.

Hvis man antar at den sist angitte dannelsesmåte er sannsynligst, så vil betegnelsen "biotitisert amfibolit" karakterisere bergarten ganske godt.

Breccierte grønnsten.

Denne bergart er Sulitjelmafeltets grønnstensfacies i en spesiell breccierte drakt. Bergarten optrer ved Furuhaugen i en smal lagergang hvis store betydning for den topografiske utforming av terrenget tidligere er nevnt. Østenfor selve feltet finnes der linseformige utvidelser av gangen, og der er bergartens sammensetning amfibolitisk.

Makroskopisk er det en lysegrønn bergart med mild karakter. Den består av lyse, runde boller av kvarts-albit-materiale i en grunnmasse av kraftig grønn klorit. Bollene er fra nøttestore til hodestore; i almindelighet har de en diameter på ca. 1 tomme.



B. 1.

Plagioklas under omvandling til zoisit.

B. 2.

Brecciert grønnsten.

De allerstørste kan vise rette, skarpe grenser; men ellers er de runde til ellipsoidale.

Jeg har tenkt mig to mulige årsaker for bergartens brecciering:

1) Injeksjonen kunde ha foregatt i to eller flere adskilte avsnitt; slik at en senere injeksjon brøt op de tidligere. Man vilde da få en intrusivbreccie.

2) Laget av gabbrøidal magma som trengte inn i sedimentpakken, vilde i en viss periode danne et flytende skikt i denne. Fantes der på forhånd tangentiale spenninger i lagene, vilde disse kunne føre til glidning med brecciering. Man kan enn videre tenke sig at krystallisasjonen i enkelte strøk i injeksjonen kunde være lengere fremskreden enn i andre. Var samtidig lagergangen tynn i et parti, vilde den her under glidningen kunne brytes op og breccieres. Nu har vi jo nettop ved Furuhaugen et område hvor det har hersket store og kompliserte spenninger. Og det kunde være en mulighet for at de delvis hadde funnet en utløsning gjennom en glidning under injeksjonen. Bemerkelsesverdig er det også at breccieringen ophører både i vest og i øst for feltet, d. v. s. når man kommer inn i områder med mindre voldsom tektonikk.

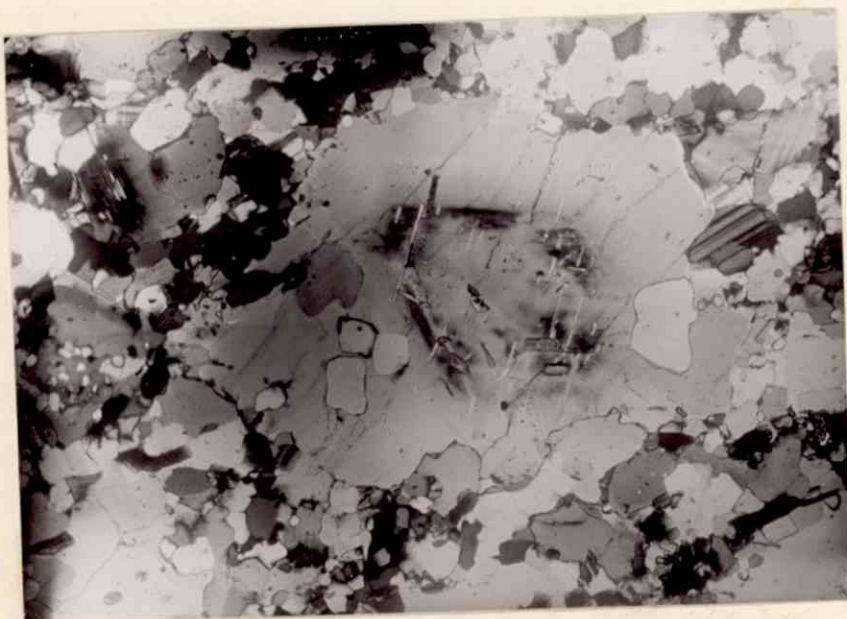
Den mikroskopiske undersøkelse viste følgende mineral-sammensetning:

Grunnmassens kloritmineral optrer i grove blader med sterk pleochroisme - svak gul til kraftig gressgrønn. Klorit finnes også i mindre mengde inne i de kvarts-albitrike boller. Det hadde liten aksevinkel og var optisk positiv.

Hornblenden er en aktinolit, der optrer underordnet i lange nåleformige krystaller. Pleochroismen er temmelig sterk - farveløs til blass grønn. Utslukningen i snitt $\perp$ er 18° .

B. 1.

Brecciert grønnsten.



B. 2.

Zonarstruert plagioklas.

Biotit optrer helt underordnet i små mørkebrune korn med sterk pleochroisme.

Titanit finnes temmelig rikelig utbredt - av og til omsluttende små rutilkorn. Dette mineral finnes også sporadisk i selvstendige individer.

Den op tredende plagioklas er en temmelig ren albit.

$\alpha < 1,533$); Anortitgehalt $< 11\%$

$\gamma \approx 1,533$ //); Anortitgehalt $\approx 0\%$

Aksevinkelen $2V = 80^\circ - 85^\circ$, karakter positiv Sammensetningen kan anslaes til ($Ab_{95} An_5$).

Sammen med kvarts utgjør albiten den fingrynete, leukokrate grunnmasse i breccie-inneslutninger. Kvartsen forekommer dog underordnet i forhold til albiten.

Dessuten finnes der er liten gehalt av svovlkis i ter- ninger. Undersiden av lagergangen kan dog på enkelte steder være meget sterkt impregnert med store svovlkiskrystaller. Der har en- dog vært foretatt skjerpinger på denne impregnasjon uten at den dog er funnet drivværdig.

Epidot er ikke påvist i preparatet, som er tatt av det leukokrate inneslutningsmaterialet.

Det er umulig å angi mengdeforholdet mellem de op tredene mineraler. Men da brecciens grunnmasse hovedsagelig består av det meget basiske mineral klorit, er nok bergarten temmelig basisk.

De større skarpkantede inneslutninger er ikke undersøkt i mikroskop. Det kunde jo være en mulighet for at de inneholdt fremmed materiale.

Kaligranitt.

Dette er en lysegrå til mørkegrå bergart som tydelig bærer preg av å ha vært utsatt for stress. Granitten har delvis et halvporfyrisk utseende med feltspatinnspregninger på opptil 1 cm.'s lengde. Den parallellstruerte anordning av bergartens store glimmermengde preger den i høi grad.

Mineralselskapet består av: Kvarts, mikroklin, oligoklas, biotit, muskovit, epidot, klinozoisit, titanit og apatit. Makroskopisk er granat iaktatt i mørk granitt øst for Kochhammeren nr. 3.

Kvartsen optrer i den middelskornige grunnmasse som avrundede korn. Den har delvis unduløs utslukning.

Mikroklin finnes der adskillig av - både i grunnmassen og som innsprengninger. De fleste individer har gitterstruktur, men av og til bare i en del av snittet. Myrmekitiske dannelser langs mikroklinens kanter kan flere steder iakttas.

Plagioklasen er en oligoklas som optrer i mindre mengder enn mikroklinen. Omtrent alle oligoklaskornene er sonarstruert med basisk kjerne og sur randsoner. I enkelte korn er sonene vel krystallografisk begrenset. Anortitgehalten er bestemt til følgende:

$$\begin{aligned} \alpha \approx 1,544 \quad) : \quad & \text{ca. } 18\% \text{ An.} \\ 2V = 85^\circ - 90^\circ, \text{ negativ. }) : & 18\% \text{ An} \rightarrow 38\% \text{ An.} \end{aligned}$$

Man kan anslå kjernens sammensetning til $\text{Ab}_{70} \text{An}_{30}$ og randens til $\text{Ab}_{85} \text{An}_{15}$.

Biotit optrer både i store og små korn. Den har kraftige absorpsjonsfarver og sterk pleochroisme. Bergartens mørke tone skriver sig fra den temmelig høie biotitgehalt.

Muskovit finnes i mindre mengde - ofte som fine nåler inne i feltspaten. Rent ^duntagelsesvis optrer muskoviten i intim sammenvoksning med biotit.

Klinozoisit finnes der en del av. Klinozoisitkorn som grenser op mot biotit har en grenserandsone av sterkere dobbeltbrytende og lysbrytende materiale, som nok blir å regne for en jernfattig epidot. Epidotkrystaller med kjerne av klinozoisit finnes også.

Titanit optrer meget almindelig og ofte som større uregelmessige korn. Apatit finnes også som accessorisk bestanddel. Små nåler av et farveløst mineral som optrer inne i biotiten omgitt av en mørkere sone, kan være Zirkon.

Denne granitt er uten tvil en gangformig utløper av Furulundgranitten.

Hvit granitt.

Bare på et sted er denne bergart helt sikkert påvist, nemlig som en linseformig injeksjon tett under den foran beskrevne kaligranitt like vest for Kochhammeren nr. 1. Det er en ganske lys bergart. Strukturen er finkornig til middelskornig, og kornstørrelsen er ganske jevn. Bergarten er svært lite presset i motsetning til den ovenforliggende kaligranitt og er nok yngre enn denne.

Mineralselskapet er kvarts, mikroklin, oligoklas, klinozoisit, biotit, muskovit og titanit.

Kvartsen optrer hyppigst i middelstore uregelmessige korn.

Plagioklasen er en oligoklas med utpreget sonarstruktur.

Kjernen kan nærme sig andesin i sammensetning. Anortitgehalten fremgår av følgende bestemmelser:

):

Utslukning i snitt $\perp \alpha$ $\alpha' M = + 14^\circ$): 30% An.

Mikroklin optrer helt underordnet og som ganske små korn i grunnmassen mellom de noe større oligoklaskorn.

Klinozoisit finnes der en del av - oftest i nærheten av biotitkorn.

En biotit med kraftige brune absorpsjonsfarver optrer i adskillig mengde som små finbladete uregelmessige korn jevnt fordelt.

Muskoviten finnes i større finbladete flak eller nåler.

Titanit er rent undtagelsesvis iaktatt i denne bergart; mens den optrer adskillig utbredt i kaligranitten.

Selv om man tar i betraktning den lille mengde av kalifeltspat, så er dog denne så ubetydelig i forhold til plagioklas-mengden, at man nok kan regne bergarten som hørende til trondhjemittene.

Sedimentene.

Sedimentbergartene inntar den største del av det kartlagte området. Men da de rent malmgeologisk sett er av mindre interesse enn eruptivene, og da de i store partier er temmelig ensartet, er det bare kontaktsonene langs eruptivene der er viet en mere inngående undersøkelse. Malmenes sideskifte behandles i sær-

skilt avsnitt senere.

Bergarten i de større områder under lagergangenes nivå er utviklet som brune, plane skifre med granater og hornblendener makroskopisk synlig på skiktflatene.

Biotit optrer i stor mengde som parallelt anordnede korn. Almandin finnes utviklet som porfyroblaster der danner S - formige inneslutningshvirvler; disse viser at mineralet har rotert under en innre bevegelse i skiferen. Klinozoisit optrer i små prismer og korn. Grønn hornblende finnes der en del av. Pleochroismen er: gulgrønn til sterkere grønn. Kvarts optrer i rikelig mengde; mens plagioklas forekommer helt underordnet. Små opake kullpartikler er almindelig.

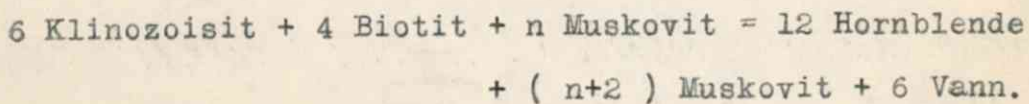
I de øvre partier av denne underliggende skifer kan man her og der iaktta små striper med hornblenderikere materiale, som dessuten består av biotit, klinozoisit, kvarts og litt plagioklas. Like ved grensen av disse årer optrer der større krystaller av et farveløst mineral der viser zoisitens lysbrytning og dobbeltbrytning. Interferensfargene er skittengråe; mens de mindre klinozoisitkorn har de typiske blå farver. Utydelige enaksige billeder med positiv karakter er iaktatt i et par større korn. Disse skulde da være rombisk zoisit.

De underliggende skifres kontaktsone mot granittlagergangen har nok en del høiere krystallinitet enn skifermassene under; men noen egentlig kontaktmetamorfose kan ikke iakttas. Dette forhold samt lagergangenes store regionale utholdenhet tyder på at deres magmaer har vært tyntflytende, og at temperaturen ikke har vært særlig høi.

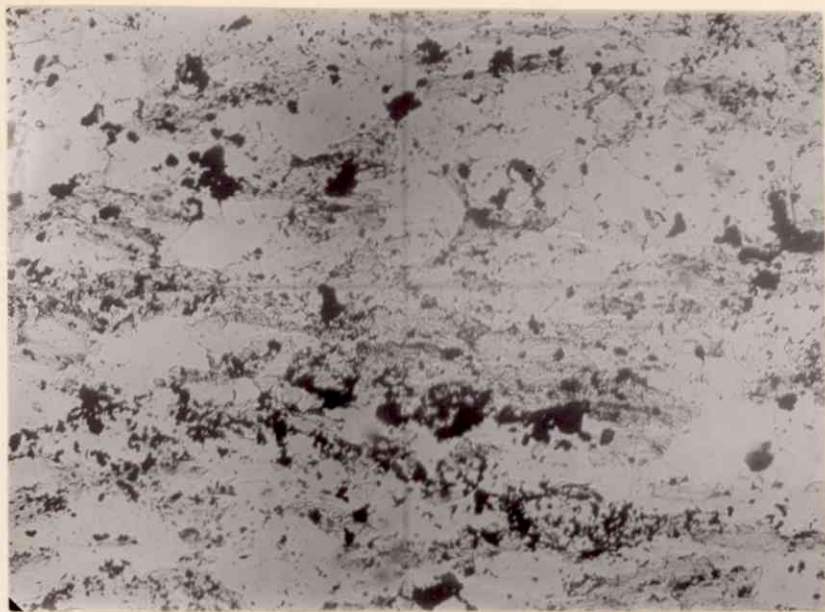
Den høieste krystallinitet i skiferkontakten finner man

i feltets vestlige område, ved Villumelven.- i de partier hvor den biotitrike amfibolit optrer. Nu stiger jo i Sulitjelmafeltet som helhet skiferens metamorfosegrad mot vest. Om økningen mot vest i vårt områdes kontaktsone alene skyldes denne generelle stigning i metamorfosen, eller om også rent lokale forhold har spillet inn, skal være usagt. Men det er meget vel tenkelig at injeksjonen av biotitamfiboliten har influert på kontaktskiferens krystallinitet. Bergarten har her mere massivt, gneisig preg, ofte med cm. - store knuter av granat på bergflaten. Makroskopisk er dessuten grønn hornblende og glimmermineral synlig.

I kontaktskiferen i den krappe tverrfoldning tett øst for Kochhæmmen nr. 3 optrer der velutviklede porfyroblaster av hornblende og almandin. Dessuten fører bergarten adskillig muskovit i større korn; mens biotit optrer underordnet som små korn - ofte intimt sammenvokset med muskoviten. Klinozoisit og jernfattig epidot finnes også i mindre mengder. En så høi muskovitgehalt som her i en hornblenderik granatførende skifer er usedvanlig; efter Th. Vogt (se I s. 430) synker muskovitmengden i en slik bergart ned mot null. Man kan tenke sig en dannelsesmulighet for denne litt særegne mineralkombinasjon ut fra følgende, teoretisk mulige, mineralreaksjon:



Under dannelsen av hornblende-granat-glimmerskifer finner denne reaksjon dog almindeligvis ikke sted. På grunn av eruptivlagergangenes umiddelbare nærhet kan der vel tenkes spesielle forhold der allikevel har begunstiget nevnte reaksjon.



B. 1.



B. 2.

Stripet sidebergart - Vestpartiet.

Større hornblendekorn viser begynnende omvandling til klorit.

Den mere finkornige grunnmasse består hovedsakelig av kvarts; mens plagioklas vel finnes i små mengder. Kullsubstans er også iaktatt.

Skifrene over eruptivinjeksjonene er undersøkt bare et kort stykke inn fra kontakten. Det er nemlig aldri funnet malmanrikninger her, og det er også meget lite sannsynlig at der vil bli påvist noen. I et profil vil man finne at lagene her er temmelig uensartet i sammensetning i forhold til lagene i de underliggende skifre.

Nærmest kontakten over eruptivene har man en rusten, sterkt kullholdig skifer. Laget er overalt impregnert med fine sulfidpartikler. Makroskopisk er magnetkis, svovlkis og kobberkis iaktatt - kobberkis bare på et sted. Laget inneholder tynne skikt med nesten ren kvartsit.

En meget kvartsrik type fører foruten kvarts: sulfider, kullsubstans, muskovit, biotit og klinozoisit. Disse bestanddeler optrer helt underordnet. Kullsubstansen finnes enten som fine pigmenter eller som større ansamlinger. Muskovitnålene er ytterst små, og biotitens farve er meget svak brun.

Litt høiere oppe i serien finnes der et lag med brun kalkglimmerskifer, der fører mindre kull og sulfider enn det underliggende lag. Kalkmengden er så stor at bergarten bruser adskillig for kald fortynnet saltsyre. Den brune farve skyldes en temmelig høi biotitgehalt.

De tynne skiferlag som på enkelte steder ligger mellom eruptivlagergangene er enten normale brune glimmerskifre eller også mere kullholdige typer. De siste kan på enkelte steder, helt lokalt, være utviklet som rene grafittskifre.

Malmene og deres nærmeste sidefjell.

Malmenes form og utstrekning.

Hovedgrubene: (Her henvises til vedlagte rumdiagram.)

Rumdiagrammet er konstruert i det såkalte militærperspektiv. Vinkelen mellom de horisontale akser er lik 90° ; mens den vertikale aksens retning i forhold til disse kan velges. Her er vinkelen mellom den tversgående horisontale akse (y-aksen) og den vertikale akse valgt lik 120° . Den tredje vinkel i aksekorset - vinkelen mellom den vertikale akse og den langsgående horisontale akse blir da 150° . Dette medfører at lengdeprofilen blir adskillig mere fortegnet enn tverrprofilene, som her har størst interesse. Alle mål avsettes uten reduksjon - i dette tilfelle i samme målestokk som grubekartene, nemlig 1:800. Grubekartene og dagkartet traces direkte av i grunnplanet og høidene føres op i rumflaten. I rummet blir alle koter og horisontale linjer kongruente med de tilsvarende linjer på kartene. Man finner to punkter på linjen i rummet, orienterer disse inn på plankartet og tracer linjen av. Metodens enkelhet er dens store fordel; likeledes kan målene i noenlunde horisontale plan avleses ved hjelp av målestaven uten omregning. Utførelsen efter en hver annen metode vilde ha krævd mangedobbelt tid. Fortegningen i profilene bevirker at terrenget ser flatere ut enn det i virkeligheten er.

Hovedgrubenes lengdeutstrekning faller sammen med det langsgående foldningssystems akseretning, d. v. s. omtrent nøyaktig SØ-NV. Rumdiagrammets lengderetning er $N 50^\circ V$. Denne retning

er valgt fordi der efter den var utstukket en lengdeprofillinje i dagen hvorav der kunde gjenfinnes enkelte fastpunkter. Der er lagt tverrprofiler loddrett denne linje for hver 80 m., og efter disse profiler er fjellet skåret op i blokker. Den østligste rad med blokker er 160 m. brede av hensyn til den nordøst-rettede malm-innfoldning. Hovedblokkenes lengde innover er 480 meter. Grunnplanet er lagt i Langvannets nivå.

Malmlegemenes nuværende utstrekning er hovedsagelig bestemt ved den langsgående foldning og isens erosjon, og det er på ingen måte gitt at injeksjonens oprinnelige retning har vært den samme som den lengderetning malmen har idag. Det er meget vanskelig, om ikke umulig, å avgjøre i hvilken retning injeksjonen har funnet sted. Som tidligere nevnt er der jo en stor mulighet for at malmene er injisert efter de tversgående foldninger, d. v. s. NØ til SV. Den lille og usikre beskjed malmenes fordeling kan gi på spørsmålet er den at malmenes oprinnelige lengderetning nok har vært mere rent øst-vestlig enn det longitudinale foldningssystemets akseretning.

Malmen er avbygget i følgende hovedgruber: Vestpartiet, Jenny østre, Jenny vestre, Ingeborg og Maskinsynken. Deres innbyrdes beliggenhet fremgår av rundigrammet. Dessuten har en del avbygning foregått i spredte små dagbrudd.

Vestpartiet.

Malmlegemet danner her et^usymmetrisk traug, hvis vestlige til sydvestlige skjenkel er steil til overskjøvet. Mot nordøst stiger malmen mere flatt op mot dagflaten. Både det over- og underliggende fjell er sterkt kruset skifer. Avstanden fra malmen til grønnstenen er ca. 6 m.; men den veksler en del på g. a. den

sterke tektoniske påkjenning. I den flatere og mere regelmessigere del er mektigheten i gjennemsnitt 1,5-2,0 m.; mens den i de steile, sammenstukede partier i sydvest kan bli op^{til} 10-12 m. Malmen er under sammenstukningen presset inn i sidesten i spisse apofyselignende ganger, som er avbygget i egne strosser. Ved foten av den steile skjenkel har man den største av disse sideganger. Den står ganske steilt og er fulgt et stykke med synk, men vistnok ikke til bunns. En dybde fra hovedmalmen på over 15-20 m. er dog ikke sannsynlig. Mot sydøst heves malmnivået slik at det bare blir skålens innre dypere del der blir igjen som en renne og forbinder Vestpartiet med Jenny vestre. Grubens oprinnelige malmforråd er anslått til ca. 200 000 tonn, hvorav vel halvparten er utdrevet. Malmen er en impregnasjon hvis samlede sulfidgehalt øker innover mot den sydvestlige steile skjenkel. I utkilingen av sidegangene her finner man i almindelighet litt renmalm. Den større nedadrettede sidegang fører hovedsagelig renmalm.

I sydvest for Vestpartiet og den isoklinale opfoldning gjen~~ne~~finnes malmnivået; men malmen selv er ikke påvist her.

Jenny vestre.

Dette har antagelig vært feltets rikeste grube, men er nok nu så å si helt avbygget. Den oprinnelige malmmengde kan anslås til ca. 100 000 tonn. Av denne er ca. 80% utdrevet. Malmlegemet har form som en skive med gjennomgående svakt fall mot nordøst. I sydvest hever malmen sig steilt og kuttet bort av dagflaten. Forbindelsen med Vestpartiet er tidligere nevnt. Dens nordøstlige utgående er jorddekket. Et tjern ligger også i strøket. Forløpet av utgående blev her delvis fulgt ved måling av egen-

spenninger. Mot sydøst hever malmen sig op til overflaten og ligger her udekket som et rustent kvartsskjelett, men stikker så ned igjen og danner Jenny østre. Malmektigheten er i gjennemsnitt ca. 1,5 m. Hovedmassen av malmen er renmalm med store svovlkiskkrystaller i en grunnmasse av kobberkis og zinkblende. Flak med uholdig berg forekommer dog inne i malmen, og i det nordøstlige parti har man adskillig impregnasjon, spesielt i det liggende. Avstanden opptil grønnstenen er ca. 8 m.

Jenny østre.

Dens malm er en direkte fortsettelse av malmen i Jenny vestre, og den er av samme type i den tilstøtende del, om enn kanskje noe rikere i enkelte partier. Mot sydøst har man en ren svovlkismalm. Mektigheten er fra 1 m. til 2 m. Av den anslåtte oprinnelige malmmengde 60 000 tonn er ca. 45 000 tonn utdrevet. Malmen ligger regelmessig med svak stigning innover. I sydøst bøies den dog ned av den tversgaende synklinal, og får her skålform med steil sydøstlig side. Innover mot sydvest kiler malmen tilsynelatende ut. Det kunde dog tenkes at malmen bare var utvalset p. g. a. den krappe langsgående synklinal her; men da skulde man efter foldningsforholdene vente å finne utgående av den innenforliggende del lengere i sydvest. Egenspenningene er målt i flere profiler; men noen indikasjon på utgående av malm er ikke funnet. En undersøkelse av egenspenningene omkring utgående i sydøst tyder også på at malmen kiler ut mot sydvest.

Ingeborg grube.

Gruben er undersøkt bare ved et besøk, da den er gått omtrent helt i ras. Det er bare langs strossefronten man kan be-

vege sig med noenlunde sikkerhet. Gangen ligger ca. 10 m. under Jenny østre og går omtrent parallelt denne. Utstrekningen mot sydøst er ca. 200 m. lengere enn for den overliggende gang. Mek-tigheten er 1,5-2,0 m. Av gangens sa. 100 000 tonn malm er ca. 30% utdrevet. Man får det inntrykk at gangen kiler ut mot sydvest omtrent under utkilingen for Jenny østre. I den nordvestligste del nærmer de to ganger sig hverandre. Forbindelsen er ikke fulgt ved grubeganger, og i det utgående er det hele meget uklart p. g. a. sammenrase~~de~~de grubeåpninger og berghalder; men det er meget som taler for at de går sammen i det østligste av Jenny vestre. Man finner bl. a. her i grubens liggende samme impregnasjonstype som i den nærmeste del av Ingeborggangen. I Ingeborg grube finnes bare impregnasjonsmalm, som har en adskillig vekslende sulfidføring; men stort sett er den ganske kobberrik. Mot den sydvestlige utkilning går malmen over til en kobberfattigere magnetkisimpregnasjon. Svovlkis optrer i det hele meget underordnet.

Omtrent samme impregnasjonstype finner man i den nord-østrettede innfoldning som ligger nedenfor. Og det er derfor sannsynlig at den hører til samme malmnivå som Ingeborggangen.

Maskinsynken grube.

Innenfor den bredere synklinal med forannevnte hovedgruber optrer der flere små krappe foldninger efter det langsgående system. Malmnivået er bevart i en del av synklinalene, og på den eneste litt større av disse er Maskinsynken grube anlagt. Synklinalen er overskjøvet fra sydvest og meget kraft foldet. I det centrale hvor man har fulgt malmen med synk, (profil mellem blokk 7 og 8) er skjenklene klappet helt sammen. Både mot sydøst og nordvest hever foldningsaksen sig så malmnivået kommer

helt over dagflaten. Samtidig er foldningen mindre krapp så skjenklene spriker en del. Fallet er meget steilt 40° - 60° . Like i det hengende av malmen har man en innfoldning med grønnsten. Det skulde da være rimelig at malmen fortsatte rundt denne og kom op i dagen på den andre siden. Men hverken i gruben eller i dagen sees noe som tyder på dette. Man kan vel anta at malmen ved den intense foldning i enkelte partier er blitt helt utvalset for så i andre å bli sammenstuket til større mektigheter. Tykkelsen av hver skjenkel er i almindelighet under 1 m. Den totale malmek-tighet i det centrale blir da omkring 2 m. Rent lokalt kan den bli op til 5 m. Av det antatte malmforråd ca. 150 000 tonn er om-trent halvparten uttatt. Malmen er hovedsagelig renmalm, som ved synken er meget kompleks. Den fører svovlkis, kobberkis, magnetkis og zinkblende i vekslende mengdeforhold, men er i almindelighet særdeles kobberrik. Mot nordvest går den snart over i en mere normal og kobberfattigere magnetkis. I den lengere sydøstlige del er malmen en finkornig svovlkis.

I Maskinsynkgangens akseretning, ca. 150 m. lengere mot sydøst, har man en skålformig innfoldning med svovlkisimpregnasjon Skålformen er fremkommet ved interferens. Det ^{er} ikke sikkert at det er Maskinsynk - synklinalen der har medvirket til skåldannelsen. Det kan også være en av de innenforliggende. Impregnasjonens ut-gående er for det meste dekket; forløpet er da bestemt ved måling av egenspenninger. Impregnasjonen er så fattig at forekomsten ik-ke har noen økonomisk betydning.

Kochhammerskjerpene.

Vel en halv km. sydøst for selve grubene er der på fire forskjellige steder langs grønnstensgangen foretatt skjerpninger. Man har dog ikke funnet noen av dem drivværdig.

Kochhammeren nr. 3 ligger lengst i øst. Forekomsten er den betydeligste av Kochhammerskjerpene og er forskjellig fra de andre derved at malmen ligger under grønnstenen, men dog like inn til den. Malmen optrer i en synklinal med akseretning omtrent NØ-SV. Denne retning er da antagelig også malmens lengderetning. Utstrekning og forløp av utgående er fulgt ved spenningsmålinger. Av disse undersøkelser fremgår med all tydelighet formen på den krappe synklinalfoldning med overskjøvet østlig skjenkel. Et mindre, ubetydelig skjerp som ligger like ovenfor hovedskjerpet og således tilsynelatende i et annet malmnivå, er ved klarleggelse av denne foldning funnet å tilhøre samme nivå. Terrenget er her jorddekket og foldningen er meget lokal, så det er umulig å følge dens forløp ved rene geologiske iakttagelser alene. Forekomsten er undersøkt ved en ca. 15 m. lang stoll. Mektigheten er 2-3 m., og feltutstrekningen kan etter de elektriske målinger anslås til 50-100 m. Malmen er en impregnasjon med kobberkis, svovlkis og zinkblendene i en kvartsrik skifergrunnmasse.

Kochhammeren nr. 2 ligger ca. 200 m. lengere vest. Man har drevet inn en undersøkelsesstoll som etter kartene er ca. 60 m. lang. Den er imidlertid utilgjengelig. Av det man ser i stollmunningen og på halden fremgår at malmen er en fattig svovlkisimpregnasjon i selve grønnstensgangen - dog antagelig like ved dens undre grense. Litt kobberkis og magnetkis sees også.

Kochhammeren nr. 1 ligger likeledes i underkanten av grønnstenen ca. 250 m. vest for Kochhammeren nr 2. Impregnasjonsmalmen optrer i en antiklinal med akseretning omtrent NNØ-SSV. Impregnasjonen er av samme type som i skjerp nr. 2.; men kobberkis er ikke iaktatt. Efter egenspenningene å dømme er impregnasjonen her ikke nevneverdig rikere enn mange andre steder langs grønnstensgangens undre kontakt. Grunnen til at man har skjernet her er vel den at sonen er tydelig blottet i en hammer.

Kochhammeren øvre ligger ca. 100 m. syd for forrige skjerp, i selve grønnstenen ca. 5 m. under dens øvre kontakt. Feltutstrekningen er liten - ca. 50 m., og mektigheten er ca. 1 m. Malmen er ren magnetkismalm med litt kobber.

I feltets vestlige del er der på et par steder foretatt små skjerpninger, på fattig svovlkisimpregnasjon i grønnstensgangen undre del.

Diaforitisk og metasomatisk omvandlede bergarter ved malmene.

Bergartene i det hengende og liggende av malmene og i deres utkiling bærer tydelig preg av å ha vært underkastet sekundære omvandlinger. Disse har foregått både med tilførsel av fremmed materiale og uten. Grenser mellom feltets normale bergarter og disse spesielle typer og mellom disse innbyrdes kan vanskelig trekkes, da omvandlingen skjer gradvis. Da disse bergartstyper optrer tett inn til malmene og da det er høist sannsynlig at omvandlingene og nydannelsene i dem er nøie forbundet med malmdannelsen, blir de behandlet her.

Furuhaugskiferen.

m Dette er en massiv bergart som mangler en hver antydning til mineralskifrichet. Derimot har den en utpreget strekningsstruktur i retning VNV-ØSØ, d. v. s. parallelt det lokale longitudinale foldningssystem. Strekningen er tydelig markert i bergarten ved langstrakte kvartssekresjoner med lengste dimensjon i nevnte retning.

I normale skifrige bergarter er glimmerbladene krystallisert ut loddrett det hvilende belastningstrykk og parallelt den innre partialbevegelse. Ved Furuhaugen har ingen glidning langs skiktflatene funnet sted. Bergarten er presset sammen ved trykk parallelt lagene og er blitt krusig uten noen som helst mineralskifrichet.

Årsaken til at man ikke har hatt noen partialbevegelse her, er nok de samme som de der har ført til dannelsen av det langsgående foldningssystem. Foldningen og krusningen er to helt sammenfallende fenomener. Forskjellen er nærmest en forskjell i størrelsesorden.

Furuhaugskiferen danner liggbergarter for de vestligste og midtre malmpartier; mens det liggende øst ved Ingeborg og Jenny østre består av normale plane skifre.

Furuhaugskiferens mineralselskap er : Biotit, Muskovit, klorit, kvarts, klinozoisit, titanit og rutil. Glimmermineralene finnes i stor mengde, likeledes klinozoisit. Kloriten er sikkert dannet under tilbakeskridende metamorfose på bekostning av f. eks. biotit.

Kvartsrik avbleket skifer.

Denne bergart optrer i syd for malmene - omkring det

B.1.

Stripet sidebergart - Vestpartiet.



B. 2.

Aktinolitnål i avbleket grønnsten.

sydlige skjerp. (se rumdiagr. blokk 3 og 4).

Det skjer en jevn overgang fra rikere randig svovlkis-impregnasjon, over denne avblekede sulfidpigmenterte bergart, til normal glimmerskifer. I marken har bergarten et svakt grønnlig skjær; mens frisk bruddflate viser nesten helt hvit farve.

De viktigste mineraler er: Kvarts, Zoisit, klorit og farveløs til lysebrun magnesiaglimmer. Dessuten finnes små mengder sericit. Der optrer små rutilnåler, ofte i kneformige tvillinger. Svovlkis er almindelig utbredt. Kvarts og magnesiaglimmer optrer rikelig og i jevn fordeling. Zoisiten er utviklet i stenglige korn, der er anordnet efter hverandre skiktvis. Disse lag fører dessuten litt større kvarts og svovlkiskorn, og hovedmassen av klorit optrer her - ofte grensende inn til svovlkisen. Utenfor disse skikt er kiskornene ytterst små.

Sammen med et par større kiskorn er et brunt isotropt mineral iakttatt. Dette er antagelig zinkblende. Min prøve er tatt temmelig nær impregnasjonsforekomsten, så man har nok der hatt en tilførsel av metaller. Grensen for hvor langt ut denne tilførsel har skjedd, er ganske umulig å bestemme i marken.

En meget finkornig bergart av samme type er anstående ved malmimpregnasjonen i Kochhammeren nr. 3. Bergarten har en svak rødlig til brunlig tone. Ved mikroskopisk undersøkelse fremgår at farven skyldes fine rutilkorn og små flak av biotit. Ellers er kvarts det dominerende mineral; mens små nåler av muskovit og klinozoisitkorn optrer i mindre mengder. Enkelte ytterst små muskovitnåler synes å ha en svak grønn tone, som i tilfelle skulde skyldes en viss kromgehalt. Klorit finnes der litt av. Små kiskorn forekommer temmelig jevnt fordelt. Man legger også merke til at der omkring de litt større kisindivider ofte optrer de største kvarts-korn. Noen av kiskornene omslutter bergartsmineraler og er tyde-

ligvis dannet på et senere tidspunkt.

Klorit - muskovit - skifer.

I den østligste del av Jenny østre - i den skålformige nedfoldning (blokk nr. 2.) - er skiferen mellom kisene og grønn stenen adskillig diaftoritisk og metasomatisk påvirket. I de nærmeste 4-5 m. over kisen har omvandlingen vært en mere ren diaftorese.

Skiferen er her masseformig, men med tydelig mineralskifrighet. Den har en grågrønn farge.

Bergarten fører små biotitkorn i mindre mengde. Pleochroismen er meget kraftig. Det fremgår tydelig at de små korn er relikter etter større krystaller. Klorit optrer derimot i større mengder og i større individer. Mineralen har en kraftig grønnfarge med utpreget pleochroisme - gulgrønn til gressgrønn. Det er optisk positivt. Der finnes også en god del muskovit - både i større og mindre korn. Disse tre mineraler optrer intimt sammenvokset; ofte inngår de i samme mineralflak. Klinozoisit forekommer mindre utbredt som små prismatiske korn. Disse ^{har ofte} ~~var~~ ^{er} en randzone av sterkere dobbeltbrytende materiale, som da antagelig er en del mere jernholdig. Kvarts optrer regelmessig som grunnmasse - av og til også som fingrynede aggregater ved klorit og muskovit. Bergarten fører også adskillig kalkspat i større og mindre korn med uregelmessig begrensning. De danner som en fyllmasse mellom andre mineraler og omslutter ofte klinozoisit. Litt titanit finnes også - ofte inne i de større kloritkorn. Kismineral er kun iaktatt sporadisk.

Over dette 5 m.'s mektige lag og op til grønnstensgangen er skiferen adskillig mere avbleket. Samtidig fører den sulfider i merkbar mengde. Både magnetkis og kobberkis er iakttatt; mens svovlkis sannsynligvis mangler.

Klorit er også her almindelig utbredt som nåler og flak. Fasrige soner omkring enkelte sulfidpartikler er også iakttatt. Kloriten er optisk positiv. Farven er svakere grønn med mindre utpreget pleochroisme. Muskovit optrer i mindre nåler og som større strålige aggregater. I disse kan klorit og muskovit ligge lamellært side om side. Klinozoisit finnes her i større mengder enn i den lavere sone; mens kalkspat mangler. Titanit er der også en god del av - gjerne som større lurvete individer. Uhyre små rutilkorn optrer rent sporadisk som kjerner inne i små leukoxenaggregater. En del av kvartsen bærer tydelig preg av å være nydannet. Mindre vel krystallografisk begrensede kiskorn finnes jevnt fordelt.

Sericit - fuchsit - skifer.

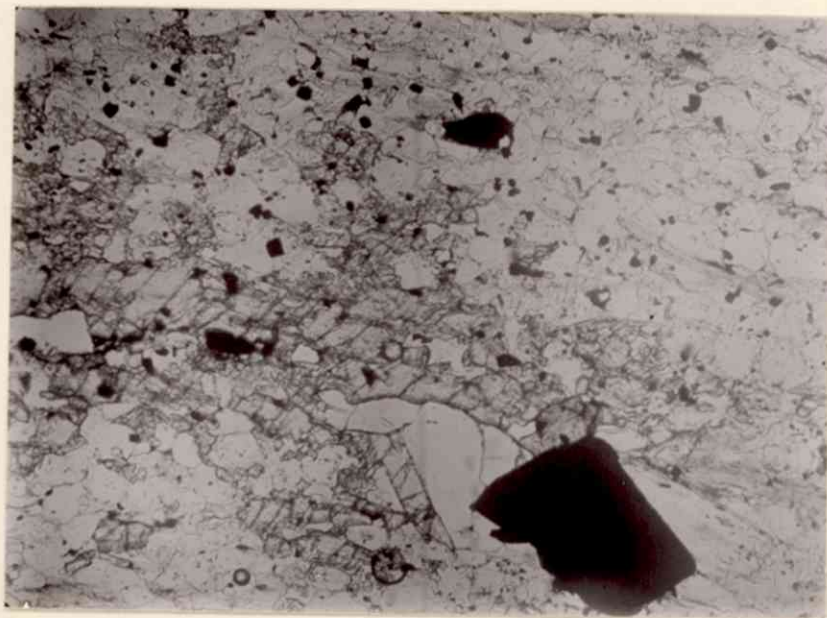
Lengere vest - over grubenes midtparti - har skiferen like under grønnstenens nivå næsten helt hvit farve. Grønnstenen er her for det meste borterovert. Makroskopisk sees at skiferen X har et svakt grønnskjær. Flekker med sterkere grønn farve kan også iakttas. Bergarten holder fuchsit.

Strukturelt og med h. t. mineralselskap er der så å si intet igjen av den oprinnelige bergart. Litt større kalkspatkorn optrer i en fingrynet grunnmasse som hovedsagelig består av små uregelmessige glimmerflak og kvartskorn. Enkelte kalkspatindivider



B. 1.

Sericit-fuchsit-skifer med kalkspat og svovlkis.



B. 2.

Avbleket skifer - åre med zoisit og svovlkis.

er holder små inneslutninger av glimmer. I glimmermassen optrer både sericit og en svakt grønn fuchsit. Kornene er meget uregelmessig anordnet. Mellem dem finnes fine utskilninger av kvarts. Klinozoisit og epidot optrer i enkelte større korn. Noen individer er tydelig sonarstruert med kjerne av klinozoisit og en mere jernholdig randsone. Rutil er også iaktatt - oftest inne i aggregater av leukoxen. Små svovlkisterner optrer i mindre mengde.

Både over og under malmen er den nærmeste sidebergart i de krappe foldninger ved Vestpartiet meget utpreget diaftorisk påvirket. Det er en massiv bergart med makroskopisk synlige striper. Grønt og hvitt materiale veksler i mm. - tykke skikt. Stripene markerer den intense foldning meget tydelig.

Hovedmineralene i de mørke striper er klorit, biotit og hornblende; mens kvarts, albit og klinozoisit er de viktigste i de lyse. Dog er her naturligvis intet absolutt skille. Av andre mineraler forekommer kalkspat, epidot, titanit, rutil og sulfider. Hornblendene er grønn og forekommer i mindre mengde og da alltid i omvandling til klorit. Pleochroismen er den almindelige: gulgrønn til sterkere blågrønn. Biotit med til dels meget sterk pleochroisme optrer også kun som relikter etter større individer. Klorit finnes mere utbredt og i større flak der tydeligvis er dannet på bekostning av biotit og hornblende. Den er optisk positiv, og pleochroismen er temmelig sterk. De større individer inneholder ofte korn av de kalkholdige mineraler. Klinozoisit optrer i mindre og større stavformige prismer både i bergartens lyse og mørke striper. I de siste viser mineralets randsone gjerne en sterkere dobbeltbrytning. Mindre korn med temmelig høie interferensfarver blir å regne som epidot. Like optil eller inne i klorit-

flak er likeledes enkelte større kalkspatkorn iakttatt. Kvarts finnes hovedsagelig i de lyse striper og optrer her i større velutviklede korn; mens den kvarts som finnes blandt de mørke mineraler er mere fingrynet. Plagioklasen er en temmelig ren albit, der optrer i ikke ubetydelig mengde.

Sammensetningen fremgår av følgende bestemmelser:

$\alpha < 1.533$): Anortitgehalt $< 11\%$

$2V \approx 80^\circ$; Karakter positiv): — 7%

Man kan sette sammensetningen til ($Ab_{10} An_{90}$); men inneslutninger av klinozoisit røber dog at plagioklasen oprinnelig har vært noe anort^{it}rikere. Rent accessorisk finnes rutil og titanit, og av sulfider er foruten svovlkis også zinkblende sporadisk iakttatt.

Bergartens mineralselskap er en amfibolits eller riktigere en grønnstens. Men kvartsmengden er i største laget til at totalsammensetningen kan være basisk; dessuten synes det å være rimelig at de større velutviklede kvartskorn i de lyse striper er primære. Bergarten optrer kun i 1-2 m. brede "rulser" - krappe innfoldninger i malmen, og overgangen fra disse til normal krusig skifer sees ganske tydelig.

Hornblende - albit - sten.

Denne spesielle bergartstype er iakttatt på tre steder ved grubene - og på alle disse i direkte tilknytning til meget sterkt foldet grønnsten. Bergarten er mørkegrønn - hvit - flekket, og hovedmineralene er også en mørkegrønn hornblende og albit.

Hornblenden optrer i flere cm.-lange fasrige nålebunter, der er anriket i egne partier og stråler inn den mere finkornige leukokrate albitmasse. Pleochroismen er meget sterk - blågrønn til gulbrun. Det andre hovedmineral er en plagioklas med temmelig ren albitsammensetning; efter lysbrytning og aksebillede å dømme kan denne settes ($Ab_{10} An_{90}$). Dessuten finnes der en god del biotit. Den optrer i større flak med innbyrdes skjevt anordnede lameller. De kan enkelte ganger være sammenstillet i vifteform. Mindre biotitkorn finnes inne i større hornblendeindivider og i kataklasoner mellom disse. Biotitens utformning røber ^{det} i hele tatt meget tydelig at bergarten har vært underkastet meget sterke tektoniske påkjenninger. Titanit er utviklet i flere mm.-store korn, mens kvarts og rutil optrer helt sporadisk. Forruten kiser fører bergarten også et jernertsmineral, som antagelig er magnetit. Makroskopisk kan man nemlig se magnetit anriket i enkelte slirer i bergarten

Avbleket grønnstensbreccie.

Den finnes like i nærheten av fattig kisimpregnasjon i vest for Maskinsynken. Forskjellen fra den normale grønnstensbreccie er den at den optredende klorit er avbleket så den næsten er helt farveløs. Dessuten fører bergarten mere kis, og små nåler av en blekgrønn fuchsit finnes også i helt ubetydelige mengder. Ellers er mineralselskapet som i den normale type, nemlig: Albit, aktinolit, klinozoisit, titanit, kvarts og rutil. Hornblenden optrer her gjerne i større individer.

Like ved malmen der hvor Ingeborggangen og Jenny østre efter all sannsynlighet løper sammen (profil mellom blokk 4& 5) optrer der helt lokalt en amfibolitisk bergart. Hovedmineralet er en grønn hornblende. Den optrer i store fibrige korn der for en stor del er omvandlet til klorit. Dessuten finnes en del albit, titanit i velutviklede krystaller, større kalkspatkorn og epidot, av og til med kjerne av klinozoisit. Helt underordnet optrer biotit, rutil og små kvartskorn. Svovlkis der omslutter bergartsmineral sees også . Bergartens utstrekning er bare noen få meter.

Malmmineraler.

Svovlkis, kobberkis, zinkblende og magnetkis er de sulfider som optrer i de forskjellige malmtyper.

Svovlkis optrer nesten alltid i idiomorft begrensede terninger. Av og til er disse en del resorbert. Kornstørrelsen kan variere fra under 1 mm. til 7 cm.. Ytterst sjelden ser man antydning til knusning av svovlkisen. Svovlkis er vel den mest utbredte erts.

Kobberkis finnes enten som klumper eller også i massen mellom svovlkiskrystallene. Tvillingdannelse er iaktatt i en prøve fra Maskinsynken - ellers ikke. Flere steder optrer kobberkis og magnetkis alene i blanding; men cuban er ikke iaktatt. De øvrige fysikalske betingelser for dannelsen har vel ikke vært til stede.

Zinkblende optrer ganske jevnt fordelt i alle renmalmer og impregnasjoner. Den største del inngår i "binde"massen mellom

svovlkisen; nem denne kan også føre små inneslutninger av zinkblende.

Magnetkis finnes i de fleste typer, men i temmelig ujevn utbredelse.

Beregning av malmenes mineralsammensetning.

Har man en kompakt malm med kobberkis, svovlkis, magnetkis og zinkblende, kan mengdeforholdet mellom disse beregnes eksakt når man har analyser på Cu, Zn, Fe og S og dessuten kjenner magnetkisisens og zinkblendens jerngehalter.

Når der i malmen inngår jernholdige silikater, kan forholdet mellom magnetkis og svovlkis ikke bestemmes uten at man gjør antagelser. For å gjøre bestemmelsene mere direkte har jeg regnet ut følgende uttrykk:

$$\text{FeS}_2 = \frac{\text{S}(0.61 \div a) + 0.39(\text{Fe} \div 100a) + \text{Cu}(0.273 + 0.016a) + \text{Zn}(0.301 + 0.09a)}{0.1437(1 \div a)}$$

$$\text{Fe}_9\text{S}_{10} = \frac{0.5337(\text{Fe} \div 100a) + \text{S}(0.4663 \div a) + \text{Cu}(0.01 + 0.53a) + \text{Zn}(0.23 + 1.29a)}{0.1437(1 \div a)}$$

Her er: FeS_2 - % svovlkis i malmen

Fe_9S_{10} = % magnetkis " (39% S & 61% Fe)

S = % svovl "

Fe = % jern "

Cu = % kobber "

Zn = % zink "

100a = % jern i bergarten - må velges.

Zinkblendens jerngehalt er satt lik null, da den er ukjent og antagelig variabel. Da dette mineral opter helt under-

ordnet her, vil selv en jerngehalt på 10 - 15% ikke spille nevneverdig inn.

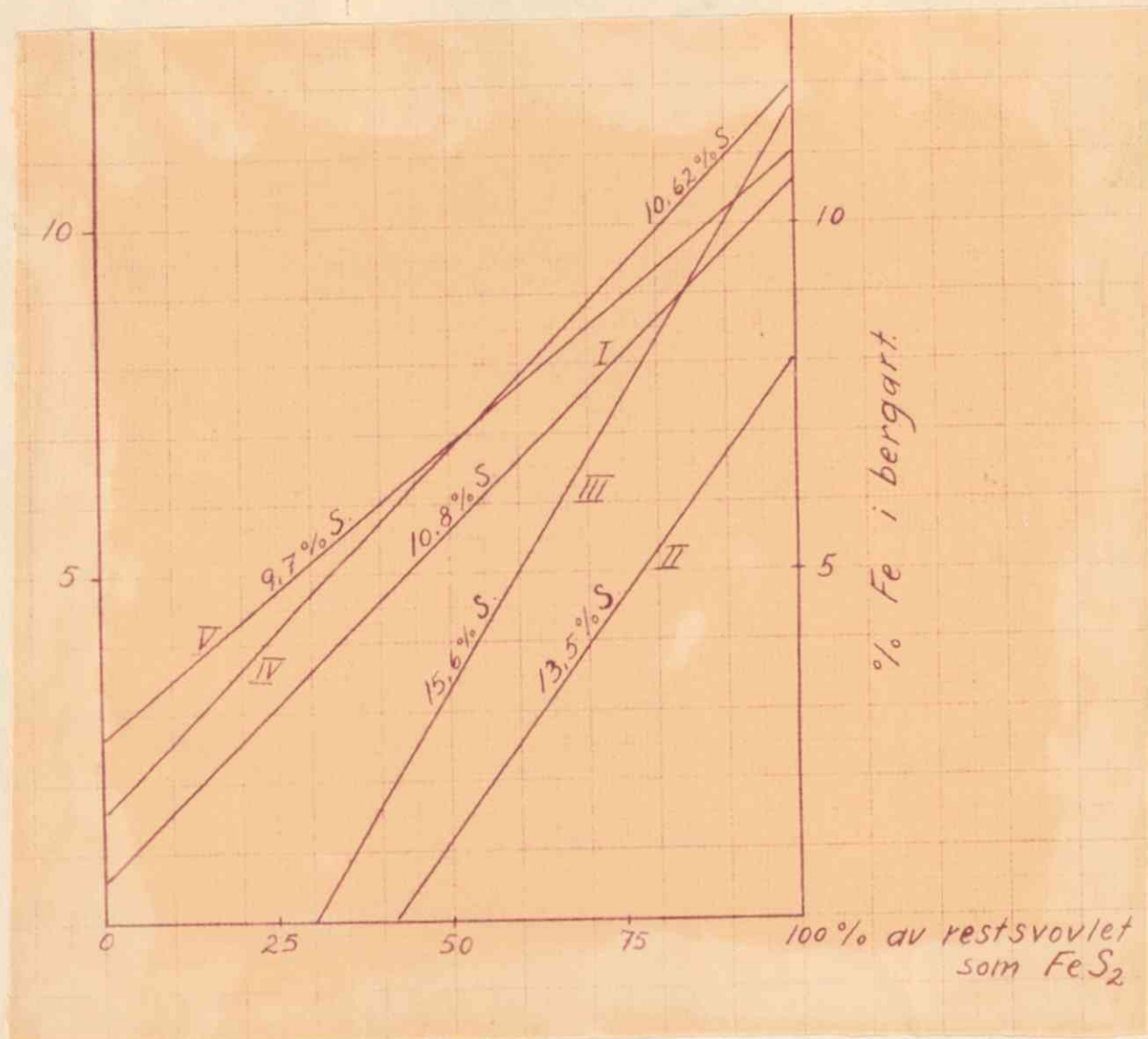
Delte man en slik malm i to produkter ved en eller annen opredningsprocess, og antok man videre av jerngehalten i begge produkters bergartsdeler var den samme, kunde det hele beregnes eksakt, og man fikk i tillegg vite bergartens jerngehalt. Den siste antagelse om ens bergart i de to produkter er sikkert utilatelig, da silikatmineralene også har selektive egenskaper m. h. t. opredning. Men selv om man regner med en separasjon mellom silikatene, tror jeg at det er mulig å komme frem ved en matematisk analyse. Og man kan i tillegg få rede på silikatenes fordeling i de forskjellige produkter. Men dette er et problem som har størst interesse for opredningsteknikken og skal ikke behandles videre her.

Mengdefordelingen mellom svovlkis og magnetkis i avhengighet av bergartens jerngehalt kan fremstilles grafisk. Man trekker fra analyseverdiene det jern og svovl som inngår i kobberkis og zinkblende, og beregner to ekstreme fordelinger.

1. All svovl bindes i Fe S_2 ; efter den jernmengde som blir igjen utregnes bergartens jerngehalt.
2. All svovl bindes i Fe_9S_{10} og bergartens jerngehalt beregnes. I de fleste tilfelle blir der efter 2. underskudd på jern. Man må da regne den andre fordeling slik.
- 2a. Bergartens jerngehalt settes lik null, og mengdene av svovlkis og magnetkis beregnes og derav igjen mengdeforholdet mellom de svovlmengder som inngår i disse.

Resultatene av de to beregnede yttertilfeller set-

tes så op i diagram saledes:



Eks:

Efter at svovl og jern til kobberkis og zinkblende er regnet fra, er der i en impregnasjon 13,4% S og 17,0% Fe igjen - beregnet paa totalmengden.

1. All svovl i svovlkis gir: 25,2% FeS_2 og en bergart med 8,1% Fe.

Dette opføres helt til høire i diagrammet.

2. Bergartens jerngehalt satt lik null gir: 20,2% Fe_9S_{10} og 10,4% FeS_2 .

Svovlkismalm med lite kobber og zink.

Denne malmtypes sammensetning fremgår av følgende analyseresultater som gir middelerverdiene av 4 analyser av malm fra det østlige av Maskinsynken. Likeledes er mineralsammensetningen beregnet.

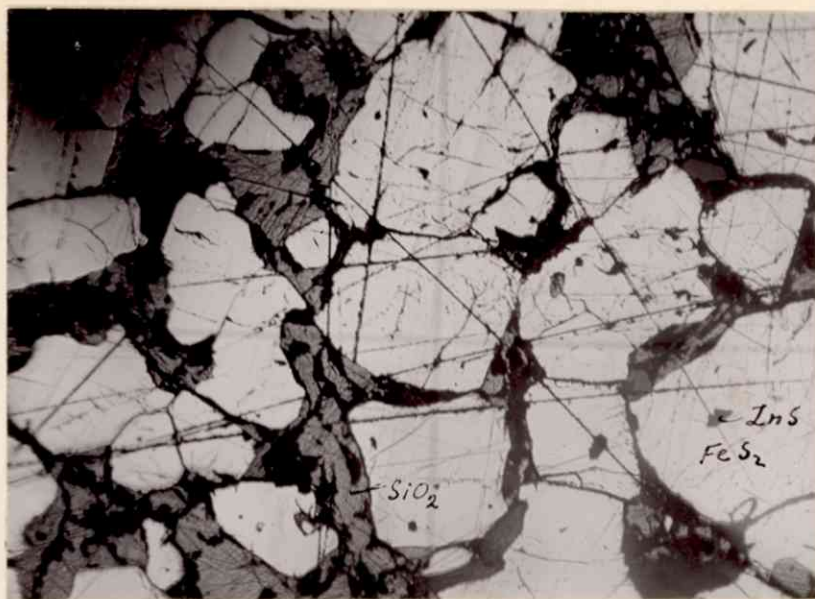
S	43,2 %	Svovlkis (FeS_2)....	79,50 %	
Cu.....	0,47 "	Kobberkis(CuFeS_2)....	1,36 "	81,72% malm
Zn.....	0,58 "	Zinkblende(ZnS)	0,86 "	
Uløst....	14,2 "	Bergart	<u>18,28</u>	
			<u>100,00 %</u>	

Analysene er ufullstendige, og ved beregningen er forutsatt at malmen ikke holder magnetkis. Den er heller ikke iaktatt i noen av preparatene av denne type.

Malmen er sukkerkornig, og hvor den er anstående i dagflaten, er den løs og ryen. Kvarts er så å si det eneste silikatmineral - noe som også fremgår av analysen. Enkelte steder hvor malmen har holdt mere kvarts og mindre svovlkis, finner man i det utgående vakre kvartsskjeletter. Disse kan av og til ha en grønnlig tone, som skyldes fuchsit. Dette mineral er også en gang iaktatt i uforvitret malm av denne type.

Kvartsen kan også opptre som bånd inne i malmen, og hvor denne har vært sterkt tektonisk påvirket, er kvartsbåndene foldet inne i den mere masseformige kis(se PL. IX B. 2)

Svovlkisen optrer i velutviklede terninger, og kornstørrelsen er i almindelighet fra 1 mm. til 5 mm. Men leilighetsvis er større porfyriske innsprengninger iaktatt. - således i det østligste av Jenny østre, hvor svovlkiskuber med kantelengder på opptil 7 cm. sitter i det midtre av den forøvrig meget finkornige



B. 1.

Svovlkis og kvarts.

B. 2.

Foldet kvartsbånd i svovlkismalm.

kisgang. Når man tenker på hvilke voldsomme foldningsprosesser disse kisganger har vært utsatt for, er det forbausende å se hvor vel bevaret svovlkisens krystallform er.

Zinkblenden finnes som mindre korn langs grensene mellom kvarts og svovlkis. Dessuten optrer den inne i større svovlkiskrystaller som små ovoidale utskilninger.

Kobberkis optrer helst sammen med kvartsen og langs grensen av svovlkisen. Meget små korn er iaktatt som pigmenter inne i kvarts (se PL IX B. /).

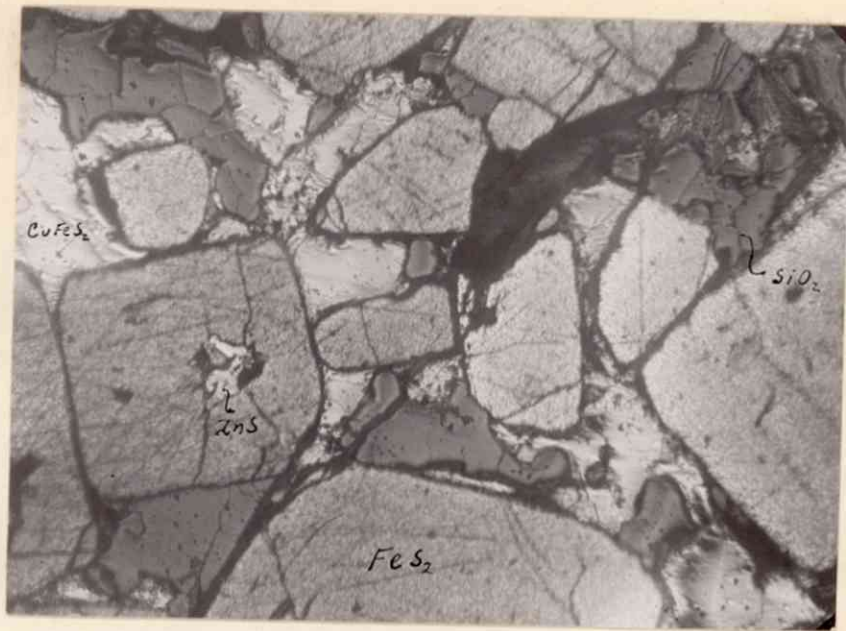
Malmtypen optrer i følgende gruber: Maskinsynken - øst, Jenny vestre - syd, Jenny østre - øst.

Grovkrystallinsk svovlkis med meget kobber og zink.

Av denne type has ingen analyse; men efter oplysninger skal den ha holdt 3-4% Cu i gjennemsnitt. Forøvrig sees makroskopisk at malmen er adskillig zinkrik.

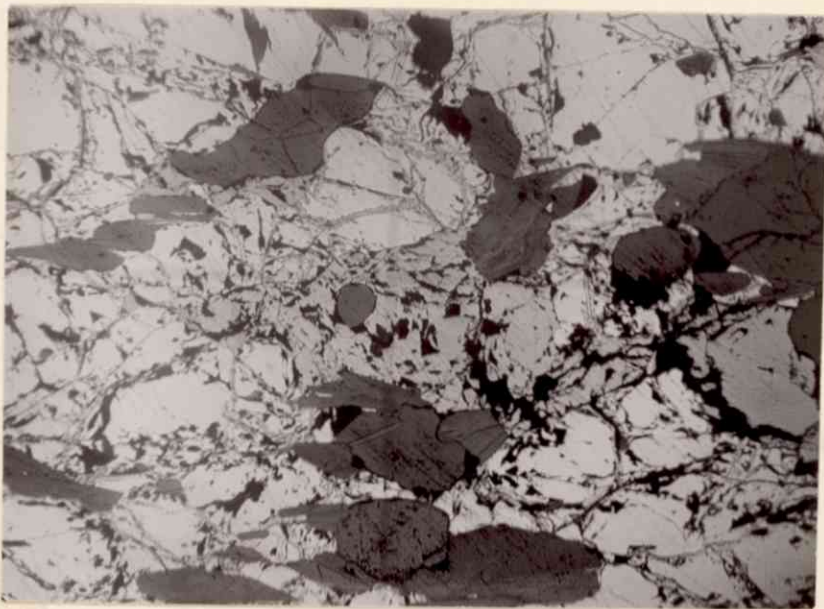
Svovlkisen optrer i terninger med kantelengder fra 5 til 10 mm. Svovlkiskrystallene er delvis resorbert, og de er kitet sammen med en mere finkornig masse av kobberkis og zinkblende. Disse sulfider fyller de minste mellomrum, og enkelte steder trenger de også inn i kiskrystallene - spesielt hvor der er en spalt. Fyllingen av spaltene kan ha skjedd både ved en utkrystallisasjon og ved en innpresning av den bløtere sulfidmasse. Begge dannelsesmåter er mulige. Også i denne type finnes zinkblendedråper inne i svovlkisen. Rent underordnet er magnetkis iaktatt langs grensen mellom kobberkis og svovlkis - likeledes også mellom kobberkis og kvarts.

Malmtypen finnes i Jenny vestre og den tilstøtende del av Jenny østre.



B. 1.

Svovlkis med kobberkis.



B. 2.

Magnetkis med kobberkis.

3) Magnetkismalm.

I denne type mangler svovlkis fullstendig; mens kobberkis og zinkblende optrer i små mengder, men jevnt utbredt. De finnes gjerne som små uregelmessige korn ved bergartsmineraler. Zinkblenden forekommer også som egne små inneslutninger i magnetkisen.

Malmtypen finnes i Maskinsynken - vest, Jenny vestre - ligg i syd, og Kochhammeren øvre.

4) Kobberrik kompleks malm.

Et inntrykk av denne malmtypes sammensetning fåes av nedenstående ufullstendige analyse:

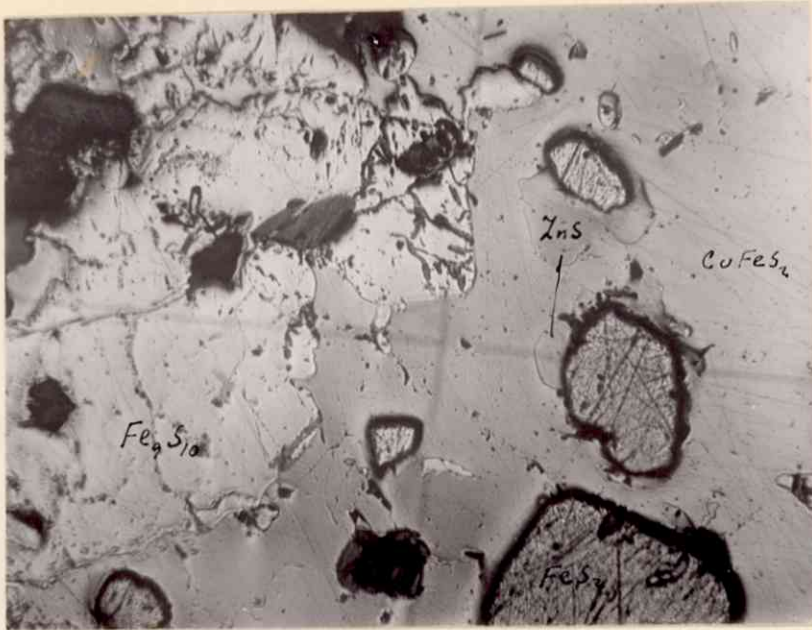
Zn	0,77 %
Cu	5,62 "
S.....	32,00 "
Uløst.....	25,7 "

Da både svovlkis og magnetkis optrer, og mengdeforholdet mellom dem er ukjent, er det umulig å sette op noen mineralberegning for malmen.

Kobberkisen optrer i store allotriomorfe korn. Grensen mot magnetkis kan være meget takket, og av og til trenger kobberkisen som årer inn i magnetkisen. I denne type er tvillingdannelser iaktatt i et kobberkiskorn. I større zinkblendekorn er små dråper av kobberkis utfelt.

Ved siden av kobberkis er magnetkis det mest utbredte mineral. Den optrer i store uregelmessige korn - ofte med inneslutninger av silikatmineraler. Små magnetkiskorn kan sees på grensen mellom kobberkis og større zinkblendekorn. (Pl. X/ B. I)

Zinkblenden optrer i større korn ofte like inn til svovlkiskrystaller. Dessuten forekommer også her små zinkblende-



B. 1.

Kompleks malm.



B. 2.

Kruset impregnasjon.

utskilninger inne i svovlkis.

Svovlkis forekommer gjennomgående i små mengder - og da som resorberte krystaller inne i kobberkis og magnetkis.

Av silikatmineraler er kvarts almindeligst. Malmtypen forekommer i det centrale av Maskinsynken og i lokale partier i det innre av Vestpartiet.

Impregnasjonstyper.

1.) Kobberkis og magnetkis i kloritskifer.

Analysen nedenfor er fra det østlige av Vestpartiet.

S.....	14,3 %	Svovlkis (FeS_2)	2,00 %	
Fe.....	20,6 "	Magnetkis (Fe_9S_{10}).....	24,50 "	
Cu.....	3,37"	Kobberkis (CuFeS_2).....	9,76 "	37,12 %
Zn.....	0,57"	Zinkblende(ZnS)	0,86 "	malm
Uløst+...	53,80"	Bergart.....	62,88 "	
			<u>100,00 %</u>	

Her er regnet med en jerngehalt i bergarten på 2,6%. Setter man denne lik 1,6%, forsvinner svovlkis. Man kan heller ikke se noe til den makroskopisk. Forøvrig fremgår fordelingen av restsvovlet mellom svovlkis og magnetkis ved vekslende jerngehalt i bergarten av fig. kurve IV .

Impregnasjonen er kruset - til dels temmelig sterkt. Bergarten er gjennomvevet med store uregelmessige kobberkis - og magnetkisflak. Gehalten av disse kan nok være en del vekslende.

De viktigste bergartsmineraler er en lysegrønn klorit, der optrer i mindre lister og større bølgede, fibrige korn, relikter av en sterkt pleochroitisk biotit side om side med kloriten,

albitrik plagioklas ($\text{Ab}_{90}\text{An}_{10}$), kvarts - ofte i større korn og lange muskovitnåler som setter gjennom kloriten og biotiten.

Som rent underordnede bestanddeler er epidot til klintoisit og rutil iaktatt.

Hovedmalmen i Ingeborg grube er av denne type, som dessuten finnes i mindre områder i det østlige av Vestpartiet.

I det sydlige av Ingeborg grube er malmen nesten kobberfri. Magnetkis optrer her i samme bergart som er beskrevet foran.

2. (Svovlkis og kobberkis i sort biotitskifer.)

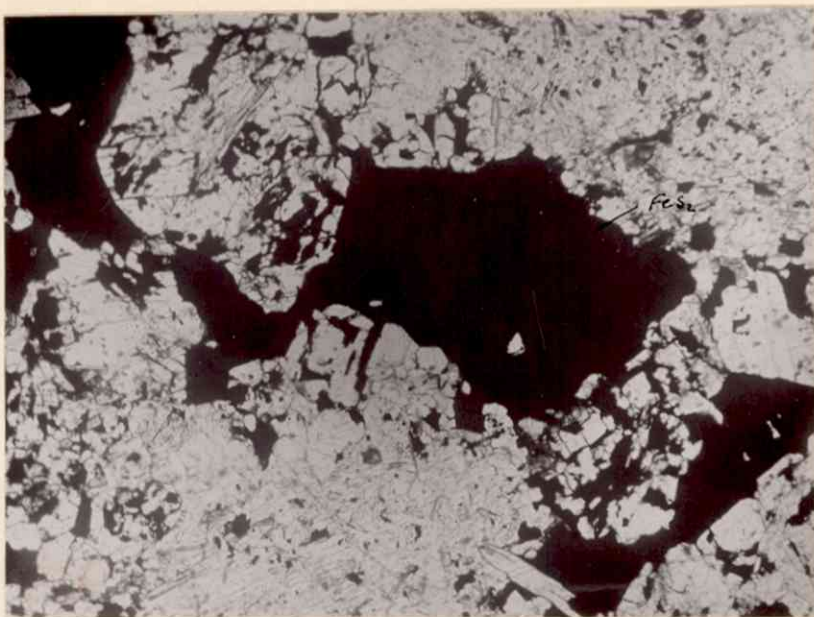
Middelverdien av to analyser anføres her.

S	10,85 %	Svovlkis (FeS_2).....	18,20 %	
Cu.....	0,95 "	Kobberkis(CuFeS_2)....	2,76 "	21,47%maln
Zn.....	0,34 "	Zinkblende(ZnS).....	0,51 "	
Uløst....	47,30 "	Bergart	78,53 "	
			<u>100,00 %</u>	

Magnetkis er ikke iaktatt i denne type, og svovlkis er opført som eneste jernsulfid. Svovlkisen optrer i sterkt deformerte terninger med kantelengder på op til 10 mm. Kobberkisen finnes mere ujevnt som større allotriomorfe korn.

Typen er ikke undersøkt i preparat; men makroskopisk ser man at biotit er det fremherskende silikatmineral. Klorit og kvarts optrer nok også. Dessuten fører bergarten små øier av kalkspat.

Man finner denne type i de nordligste deler av Vestpartiet og Jenny vestre, i det nordvestlige av Ingeborg grube og i den nedenforliggende malmsynklinal. på det siste sted kanskje en del kloritrikere.



B. 1.

Svovlkis fortrenger silikater.

B. 2.

Vestpartiet -

3)

Svovlkis i avbleket skifer.

Denne hører direkte sammen med den avblekede skifer som tidligere er beskrevet. Forskjellen er bare den at man her har større kisrikere arer hvor svovlgehalten kan være op til 25-30 %.

Svovlkis er den eneste erts som kan sees makroskopisk.

Kvarts er det fremherskende silikatmineral; men ellers vil man vel finne de samme bergartsmineraler som i den sulfidfattigere sideskifer.

Denne type optrer i en egen skålformig innfoldning ca. 200 m. sydvest for Jenny østre (blokk 3 & 4 i rundigrammet).

4)

Svovlkis, kobberkis og zinkblende i plagioklasrik bergart.

Denne type har meget tilfelles med den foran nevnte. En avblekning har også her funnet sted.

Av sulfidene er svovlkis mest utbredt. De mindre korn finnes jevnt fordelt, mens de større er samlet i årer. I disse optrer også en god del kobberkis og zinkblende. Det sees tydelig hvordan sulfidene trenger inn i silikatmineralene og erstatter disse.

Silikatmassen består hovedsagelig av en ikke-^{helt} sur plagioklas. Kornene er spaltet og delvis "opspist" av inntrengende sulfid. Av andre bergartsmineraler optrer klinozoisit i lange prizmer, tynne nåler av muskovit der kan ligge i strømlinjer omkring kiskorn, en farveløs klorit som især finnes ved kiskorn, ubetydelig med kvarts og rutil sammen med leukoxen. De større silikatindivider og sulfidkorn forekommer også her ved siden av hverandre i striper i en mere finkornig grunnmasse.

Denne type finnes bare i Kochhammerskjerp nr. 3.

5)

Svovlkis i klorit.

Denne type har neppe noen økonomisk betydning. Store kuber av svovlkis med kantelengder på opptil 3 - 4 cm. sitter spredt i en kloritisk grunnmasse. Impregnasjonen danner undergrensen av den store kloritgang. Der er foretatt skjerpninger ved Kochhammeren nr. 1 og 2 og et par steder vest for Furuhaugen.

Ved Kochhammeren nr. 2 kan man også se litt kobberkis og magnetkis, så dette skjerp fortjener en viss interesse.

Innledning.

De forskjellige bergarter leder ikke den elektriske strøm like godt, og de fleste malmer er igjen meget bedre ledende enn bergartene. Denne forskjell i ledningsevnen er det som muliggjør de elektriske metoder både til malmletning og til under søkelser av mere generelle geologiske problemer. Det er den som er den primære årsak til de elektriske indikasjoner, og når slike optrer, vet man at der i undergrunnen finnes lag hvis ledningsevne er mere eller mindre forskjellig fra de andre lags.

Det skulde derfor være innlysende at et grundig kjennskap til bergarters og malmers elektriske ledningsforhold er av den største betydning.

Malmers og bergarters ledningsevne er bestemt av:

1. Ledningsevnen hos de inngående mineraler.
2. Porevolum (i procent.)
3. Porenes væskefylling (i procent.)
4. Væskenes ledningsevne.
5. Porenes form.
6. Temperatur.

Malmmineral med metallglans har oftest god metallisk ledningsevne, og en kompakt malm optrer derfor som en metalleder. Men de andre faktorer spiller dog ogsaa inn - om enn mere underordnet.

De almindelige bergartsmineraler er i tørr tilstand så å si uledende. For bergartene blir derfor de andre faktorer - de som bestemmes av porene og deres væskefylling - de viktigste.

Et bergartsstykke som er underkastet tørring, mister efter hvert sin elektriske ledningsevne. Ledningsevnebestemmelser

der skal ha noen som helst praktisk betydning, må derfor foretas på bergarter i naturlig tilstand - in situ.

Porevolumet er minst i de høikrystalline bergarter som eruptiver og høimetamorfe sedimenter. Disse kan ha et porevolum på mindre enn 1 %. I løse kalkstener og sandstener kan porevolumet bli over 30 %. Og tar man med løsavleiringene, kan enkelte jord- og sandarters porevolum være 50 - 80 % av totalvolumet.

Under grunnvannsnivået er porene helt fylt med væske. Over dette nivå holder de væske og gass i mengdeforhold der er forskjellig for forskjellige berg - og jordarter.

En væskes ledningsevne (ved en bestemt temperatur) beror på de stoffer den holder i oppløsning og disses dissosiasjonsgrad. Neppe noe mineral er fullstendig uopløst i vann, og vannets oppløsningsevne overfor enkelte stoffer tiltar betraktelig når det først holder andre. Det vann som sirkulerer i bergartene er da også å regne for elektolytter - ofte med temmelig komplisert sammensetning. Karbonater, silikater og sulfater er i almindelighet fremherskende; men enkelte steder inngår også klorider og nitrater i større mengder. Det bør dog tilføies at det er meget vanskelig å utføre pålidelige bestemmelse av det vann som sirkulerer på større dyp.

Omkring malmene holder det sirkulerende vann adskillig med metallsalter i oppløsning, og undersøkelser har vist at ledningsevnen for slikt vann kan bli under 100 μ i cm^3 . I ekstreme tilfeller kan en bergart med så konsentrert porefylling bli ledende som malm. Spesielt kan dette forhold spille stor rolle omkring impregnasjoner.

Ut fra porefyllingens kjemiske sammensetning kan man ad fysikalsk - kjemisk vei beregne dens ledningsevne. Ved kjent porevolum og poreform kan man så videre anslagsvis bestemme berg-

artens ledningsevne.

M. h. t. bergartsmineralers oppløslighet kan generelt sies at mineralene i de høikrystalline bergarter er mindre oppløslige enn mineralene i sedimenter på lavere metamorfosetrin. Disse siste bergarter har dessuten det største porevolum, og de har dermed betingelsene for å lede strøm bedre enn de førstnevnte.

Porenes form og bergartens struktur influerer også en del på ledningsevnen. En forskifret og strukket bergart med mere eller mindre parallelt anordnede korn og porer leder ikke like godt i alle retninger.

En elektrolyts dissosiasjon og dermed også dens elektriske ledningsevne tiltar med temperaturen. Dette forhold spiller neppe noen større rolle i almindelighet. Myrer og sumpig mark virker høist generende ved malmletning p. g. a. sin gode ledningsevne. De absorberer de elektromagnetiske bølger eller konsentrerer den tilførte strøm i sig og hindrer derved underliggende malm i å gjøre sig merkbar. Da man med stor sikkerhet kan anta at ledningsforholdene i en myr er elektrolyttiske, skulde ledningsevnen om vinteren, når myren er frossen, være sterkt nedsatt - og dermed også myrens skadelige innflytelse.

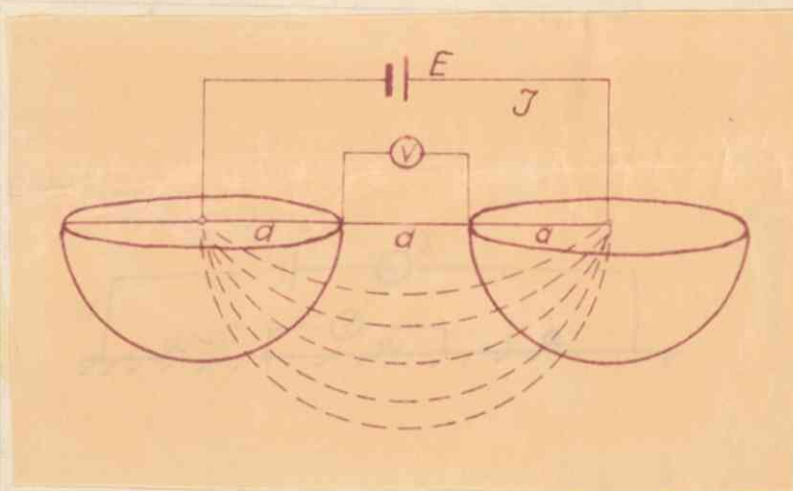
Metoder og anordninger.

Som nevnt i innledningen må ledningsevnen helst bestemmes av bergartene i naturlig tilstand. For å måle den gjennomsnittlige ledningsevne fra dagoverflaten ned til et bestemt dyp kan man anvende såvel elektromagnetiske metoder som potensialmetoder. Mine målinger er utført efter de sistnevnte metoder

som nu skal nevnes ganske kort.

Prinsippet for alle potentialmetodene beror på at potentialfordelingen omkring og mellom to strømpoler som befinner sig i den plane overflate av et homogent medium, foruten av den tilførte strøms styrke også er avhengig av den elektriske ledningsevne i mediet. Forskjellen mellom metodene er bare en forskjell i den innbyrdes plassering av elektrodene.

Wenners metode: Fire elektroder plasseres på en rett linje og med like stor innbyrdes avstand - a cm. Mellom de yttre elektroder passerer en strøm på I amp., og spenningen mellom de to innre måles til V volt. Den spesifikke motstand for



det underliggende medium kan da uttrykkes med følgende enkle relasjon:

$$= 2 \pi a \frac{V}{I} \text{ ohm pr. cm}^3$$

Lees metode: Denne er en enkel modifikasjon av den foran nevnte. Midt mellom de to potentialelektroder plasseres en tredje sådan. Potentialet, V volt, mellom denne og hver av de to yttre måles så, og uttrykket for motstanden blir med bibehold av de samme betegnelser som før:

$$= 4 a \pi \frac{V}{I} \text{ ohm pr. cm}^3$$

Fordelen ved denne metode er at man ved de to uavhengige målinger til begge sider får et begrep om undergrunnens homogenitet.

Man regner med at den funne motstand er gjennemsnittsmotstanden av det underliggende medium ned til en dybde av a cm.

Enelektrodemetoden: Også her tilføres jorden strøm gjennom to elektroder. Avstanden

mellem dem må minst være

5 ganger tykkelsen av

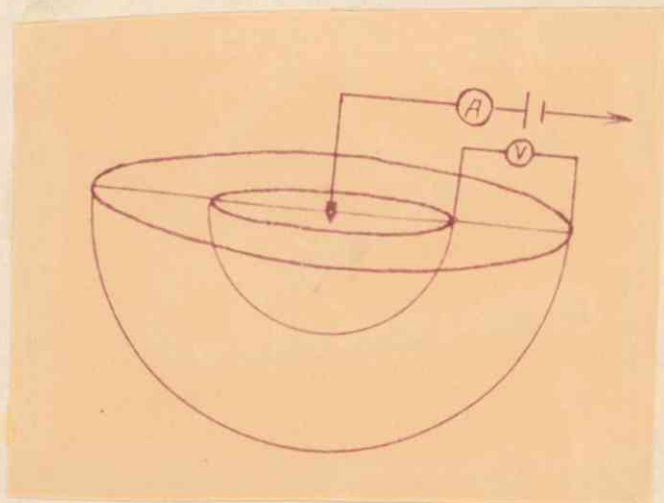
den lagpakke som skal

undersøkes. Potential-

fordelingen bestemmes

omkring den ene elek-

trode som er plassert



over det sted som skal undersøkes, idet man måler potentialforskjellene mellem punkter som ligger på rett linje gjennom denne strømelektrode. Uttrykket for motstanden er da:

$$= 2 \pi \frac{a \cdot b}{a - b} \frac{V}{I} \text{ ohm pr. cm}^3$$

hvor: a - avst. fra strømelektroden til yttre potentialelektrode.

b - " " " " " innre " "

Ved å flytte potentialelektrodene lengere og lengere utover får man målt motstanden ned til stadig større dyp. Man går nemlig ut fra at den beregnede motstand er gjennemsnittsmotstanden ned til et dyp lik $\frac{a + b}{2}$.

Centralelektrodemetoden er en modifikasjon av den foran nevnte, og potentialmålingene utføres helt på samme måte omkring den ene strømelektrode. Men strømkildens andre pol er forbundet med flere elektroder - minst fire - som er anordnet symmetrisk omkring den første. Teoretisk skal de virke som en ringelektrode. Uttrykket for ^{mot}avstanden blir det samme som etter forrige metode. Avstanden

fra den centrale elektrode til hver av de yttre strømelektroder må minst være dobbelt så stor som den dybde man skal måle motstanden ned til. Metode n egner sig godt til målinger i mindre skala og til undersøkelse av homogeniteten omkring centralelektroden, i det måler potentialene langs linjer i flere radielle retninger.

Anvendt apparatur.

Til motstandsmålingene behøves:

1. Strømkilde.
2. Ledninger.
3. Elektroder.
4. Strømmåler.
5. Potentialmåler.

Som strømkilde blev 4 seriekoblede tørrelementer benyttet. Hvert element er på 45 volt og har dessuten mellomuttak for 22,5 volt. Den totale disponible spenning er således 180 volt som kan deles op for hver 22,5 volt. Elementene hadde ekstraordinær kapasitet, og de holdt sig godt under hele arbeidet. Man må dog ikke gå for høit med belastningen. Dette er også meget sjelden nødvendig.

Av ledninger blev to sorter benyttet. Ledningen for primærstrømmen var myk, tynntrådet med gummiisolasjon. Ledningen som forbandt potentialelektrodene med hverandre var stivere og var langt mindre behagelig å arbeide med.

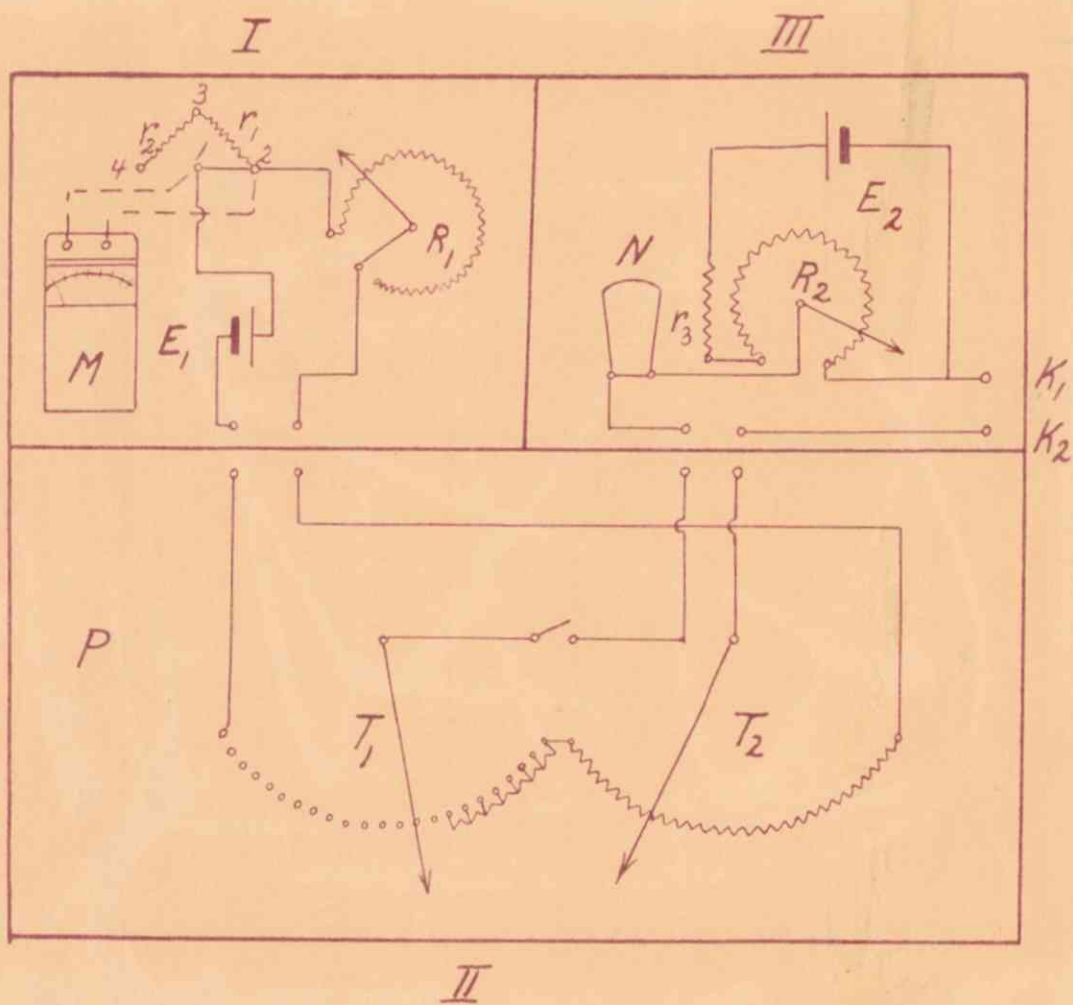
Som elektroder for strømtilførselen er brukt tilspissede L-jern på ca. 0,5 m.'s lengde. I almindelighet var et jern nok; men i spesielt tørt lende kunde det være nødvendig å bruke flere. For at elektroden fremdeles skulde virke som en punkt-

elektrode, måtte jernene stilles temmelig nære hverandre, og da steg ikke strømmengden nevneverdig om man brukte et større antall. Elektrodene som skulde opta jordpotentialaet, bestod av uglasserte keramikk-kopper fylt med konsentrert kobbersulfat. I denne står elektrode av renest mulig kobber. Keramikk-koppen var festet til elektrodestaven i hvis øvre ende var montert en lettmetallsnelle for opkveiling av sekundærledningen. Forbindelsen mellom elektroden og ledningen gikk gjennom snellens lager.

Strømmen blev målt med et likestrømsmilliamperemeter med følgende måleområder: 0-3 mA, 0-30 mA, 0-300 mA, 0-3 A og 0-15 A. Dessuten kunde det brukes som maler for likespenninger helt op til 300 volt - også her med 5 måleområder.

Potentialaet måles ved kompensasjon d. v. s. der frembringes et motpotential som reguleres til det blir likt jordpotentialaet, - og måles. Nullstillingen registreres ved et nullgalvanometer. Fig. 1. viser en skjemaskisse av anordningen.

I aggregat I frembringes av elementet E_1 en kompensasjonsstrøm som innstilles på en bestemt verdi ved regulermotstanden R_1 . Strømmen måles med det samme milliamperemeter, M, som siden brukes til å måle den strøm som tilføres jorden. Milliamperemeteret sjaltes inn mellom kontaktene 1 og 2, 1 og 3 eller 1 og 4 alt efter som man ønsker en kompensasjonsstrøm på 1,0 mA, 0,5 mA eller 0,2 mA. Efter at strømmen er innstillet kortsluttes mellom de anvendte bøsningkontakter med en støpsel. Man går ut fra at milliamperemeterets innre motstand - for dette område 10 ohm - er ubetydelig i forhold til kretsens totale motstand - 3000 ohm. Kompensasjonsstrømmen går så gjennom potentiometerets to motstandstrader T_1 og T_2 . På T_1 er kontakt for hver 100 ohm d. v. s. for hver 100 mV. ved en kompensasjonsstrøm på 1 mA.



T_1 's hele motstand og spenningsmåleområde ved 1 m A s kompensasjonsstrøm er henholdsvis 2200 ohm og 2,2 volt. Tråden T_2 er til finregulering og har en total motstand på 100 ohm og spenningsmåleområde under samme forhold på 100 m V. Ved å bruke en kompensasjonsstrøm på 0,2 m A skulde minste interval bringes ned til 0,1 m V.

I aggregat II møtes spenningen fra jorden - tilført gjennom kontaktene K_1 og K_2 og motspenningen fra potentiometeret. Den siste kan vendes ved en støpselkontakt, så de to spenninger alltid kan bli motsatt rettede. Nullgalvanometeret skulde ha en følsomhet av 1 10^{-6} amp. pr. skaladel. I aggregatet er dessuten innbygget en egen kompensasjonsskrets for ophevelse av jordens egenspenninger d. v. s. de spenninger som opptrer der før primærstrømmen settes på. Kompensasjonsstrømmen frembringes av elementet E_2 og går gjennom formotstanden r_3 og potentiometertraden R_2 . Strømmen er ukjent, likeledes den motspenning som innreguleres ved R_2 ; men hensikten er ikke å måle jordens egenspenning, men å opheve dens virkning. Man kan dog foreta en grov justering, slik at man får vite egenspenningens omtrentlige verdi.

Feilkilder ved metodene og hvordan de er søkt motvirket.

Egenspenningenes innflytelse kan elimineres ved å vende primærstrømmen og foreta målinger i begge retninger. I det anvendte apparat er innbygget en egen kompensasjonsskrets for egenspenningen; men reguleringen av motspenningen er for grov, så det meget vanskelig lar sig gjøre å kompensere egenspenningen nøiaktig. Ofte blev egenspenningen først målt med potentiometeret før strømmen blev satt på. Resultantspenningen blev så målt og differensen gav den spenning som skyldtes tilført strøm. Men dette

sinket arbeidet adskillig.

Polarisasjonseffekter ved spenningsselektrodene undgås ved å bruke de upolariserbare elektrodekopper. Det er meget viktig at kobbersulfaten er helt ren og likeledes at kobberstavene er renest mulig. De må i alle fall være av samme kvalitet, helst av samme støpestykke.

Lekasje mellom instrumentene og mellom primær og sekundærkrets vil bringe inn feil. Ved noen målinger blev instrumentenes innbyrdes plassering og avstanden mellom ledningene variert uten at disse omflytninger influerte på målsverdiene. Dette skulde tyde på at lekkasjefeil ikke spilte inn. Det kan tilføies at marken var i almindelighet meget tørr.

Ungiaktigheter under avlesning på instrumentene kan i almindelighet bringes så langt ned, at de får en helt uvesentlig betydning. Den procentvise feil i avlesningen av strømstyrken avtar når måleinstrumentets utslag øker i skaladeler. Den relative feil i potentialbestemmelsen blir mindre jo større potentiallet er. For å øke nøyaktighet for potentialbestemmelsen blev svakere kompensasjonsstrømmer forsøkt - 0,5 mA og 0,2 mA. Graderingen av potentiometret skulde da bli finere; men den ventede forbedring blev ikke oppnådd, og den almindelige kompensasjonsstrøm på 1,0 mA blev benyttet ved de aller fleste målinger. Kompensasjonsanordningens følsomhet er i aller høyeste grad avhengig av følsomheten i det anvendte nullgalvanometer.

Den totale følsomhet kunde ikke økes ved bibehold av det samme nullinstrument. Dessuten må man være opmerksom på at den procentvise sannsynlige feil i kompensasjonsstrømmen og dermed også i potentiallet blir større ved de mindre strømverdier, da de avleses i samme måleområde på milliamperometeret.

Store kontaktmotstander i sekundærkretsen minsker strøm-

mengden, og dermed nedsettes potentiometrets følsomhet. Kontakten mellom jord og keramikk-kopene var i almindelighet tilfredstillende; men kontakten i kabelsnellens lager var meget lunefull og bevirket mange vanskeligheter. Spesielt da der samtidig var vanskeligheter med de åpne støpselkontakter i selve måleanordningen. De virket alle til å nedsette følsomheten, og det tok en del tid før man blev fortrolig med dem.

Feil i elektrodeavstandene influerer meget ved de små avstander; men på større avstander spiller en liten unøyaktighet en ubetydelig rolle.

Under målingen avtar den tilførte strøm p. g. a. polarisasjon ved strømelektrodene, og potentialavlesning, vil der gå en liten tid mellom de to, og en liten feil vil komme inn. Men den vil i almindelighet være ubetydelig, og dessuten har man full kontroll over den idet man kan foreta avlesningene i omvendt orden.

Motstandsmålinger fra dagoverflaten.

Ved den teoretiske utregning av de tidligere anførte uttrykk for motstandene har man gått ut fra at det undersøkte medium er homogent og har en plan overflate. Planet må ha en utstrekning i alle retninger som er flere ganger den dybde som man ønsker å undersøke.

Med kjennskap til terrengforholdene ved Sulitjelma vil man lett forstå at der er meget få steder hvor denne slags målinger kan utføres. Og på disse steder må man nøie sig med beskjedne dyp, og tilnærmelsen til idealtilfellet er også meget grov.

Observasjoner ved Furuhaugen.

Furulundskifer: Denne glimmerskifer er nærmere beskrevet i opgavens første del side . Observasjonsstedet ligger i en jevn skråning ca. 800 m. vest for - punkt ved Vestpartiet. Skifrene ligger omtrént parallelt overflaten. Jordsmonnet er meget tynt - fra 0 m. til ca. 1 m. Stedet er det mest ideelle som kunde finnes innen rimelige avstander fra bebyggelse. Målingene blev utført efter enelektrodemetoden, Lees metode og Wenners metode.

Resultatene av de to siste metoder er opført i tabell nr. 1, mens de fra enelektrodemetoden er å finne i tabell nr. 2. alle målingene er fremstilt grafisk i fig. 2.

Kurvene som uttrykker motstanden som er funnet ved Wenners og Lees metoder har et pent forløp, og efter dem stiger gjennemsnittsmotstanden med dybden ned til 40 m., hvor fra den blir temmelig konstant - ca. $1,65 \cdot 10^6$ ohm pr. sm^3 . Den mindre gjennemsnittsmotstand for mindre dyp skyldes jordsmonnet og oppløsninger.

Efter Lees metode viser målingene øst for midtelektroden alltid større motstandsverdier enn de som er tatt i vest. I overflaten sees ingen ujevnheter m. h. t. overdekning som kan forklare denne forskjell, så inhomogeniteten må optre på større dyp, Dette fremgår også av kurvene. Forskjellen er dog ikke så stor at den behøver å bety noen vesentlig inhomogenitet i den geologiske opbygning.

Målingene efter enelektrodemetoden er mindre fullstendige. For de mindre dyp er motstanden adskillig mere variabel, og det er meget rimelig at potentialfordelingen like i nærheten av en strømelektrode er sterkt avhengig av de elektriske forhold i overdekningen. Selv ganske små uregelmessigheter her kan nok be-

Motstandskurver for Furulundskiifer.

ohm pr. $\text{cm}^3 \times 10^6$

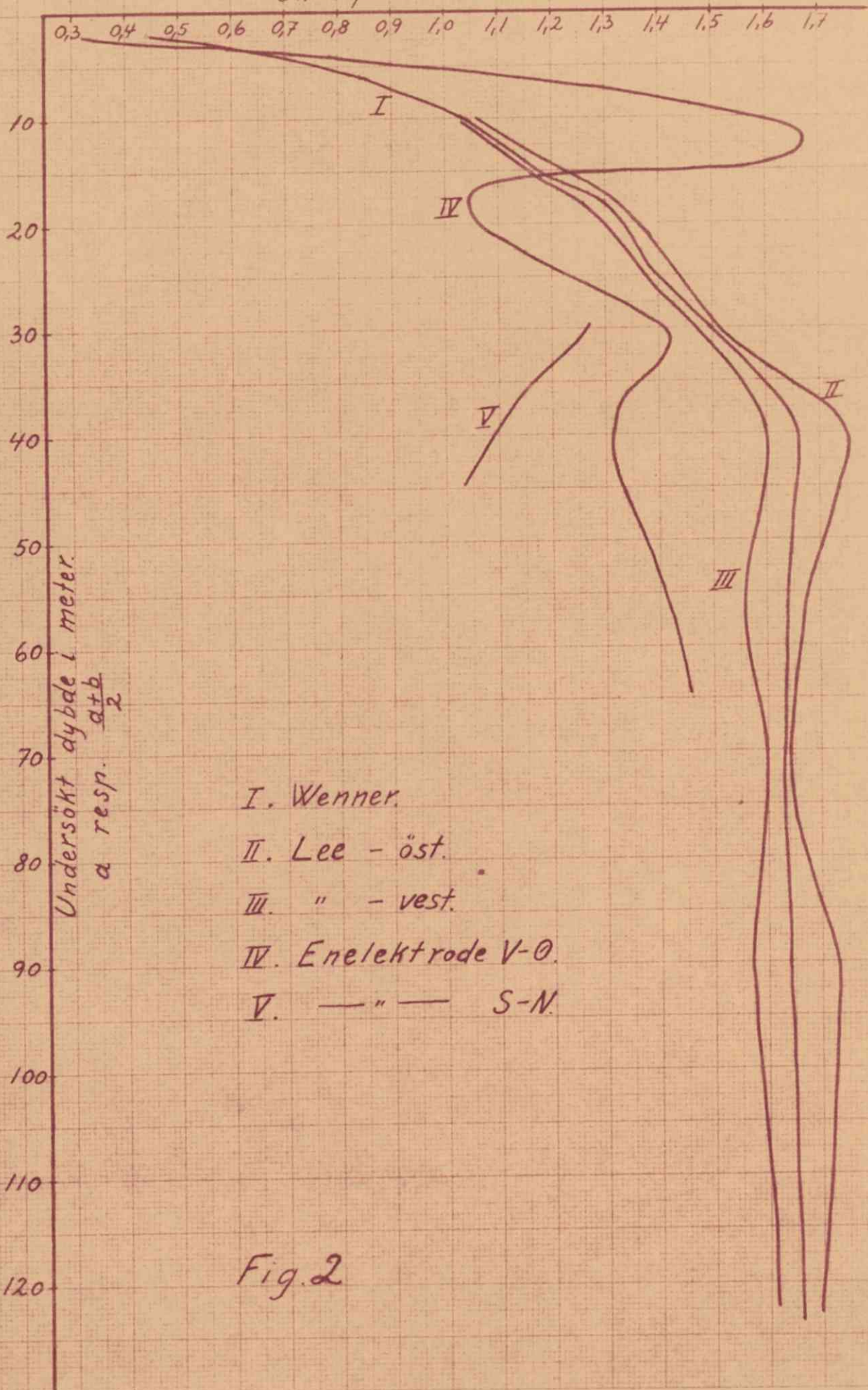


Fig. 2

Tabell nr. 2.

Avstand mellom primærelektrodene ca. 400 m. retning Ø - V.
Brukt spenning 22,5 volt, strøm ca. 6,2 mA.

Elektrode- avstander.			Profil V-Ø, retning fra den fjerne elektrode		Profil S - N	
a - b	$\frac{a+b}{2}$		$\frac{V}{I}$	Motstand	$\frac{V}{I}$	Motstand
cm.	cm.					ohm / cm. ³
300 - 100	200		344	$3,22 \cdot 10^5$		
500 - 300	400		167	$7,85 \cdot 10^5$		
900 - 500	700		181	$1,28 \cdot 10^6$		
1500 - 900	1200		118,5	$1,67 \cdot 10^6$		
2000 - 1500	1750		27,6	$1,05 \cdot 10^6$		
2700 - 1500	2100		51,4	$1,09 \cdot 10^6$		
3500 - 2700	3100		19,2	1,42 10	16,8	$1,25 \cdot 10^6$
4000 - 3000	3500		15,5		15,5	$1,17 \cdot 10^6$
4500 - 2700	3600		31,5	$1,34 \cdot 10^6$		
5000 - 3000	4000				23,2	$1,09 \cdot 10^6$
6000 - 2700	4350		42,4	$1,32 \cdot 10^6$		
8000 - 6000	7000		9,8	$1,48 \cdot 10^6$		

virke temmelig stor variasjoner i potentialfordelingen og dermed i motstanden. På de litt større dyp nærmer motstandskurven etter denne metode sig kurvene efter Lees og Wenners metoder.

Efter at kompensasjon av spenningen var oppnådd, undersøktes hvor mange m V. spenningsulikhet der måtte til i sekundærkretsen for å gi 1 skaladels utslag på nullgalvanometret. Går man ut fra dettes følsomhet er i mikroamper pr. skaladel og dessuten at sekundærkretsens motstand utelukkende skyldes kontaktmot-

standene, kan disse beregnes. I dette tilfelle gav 5 mV. et utslag på 1 skaladel d. v. s. 1 mikroamper. Hver kontaktmotstand

$$R = \frac{1}{2} \frac{5000}{I} \quad 2500 \text{ ohm.}$$

Motstanden i denne bergart kan settes:

$$\sigma = 1,65 \cdot 10^6 \text{ ohm. pr. cm}^3$$

Furuhaugskiferen.

Denne massive omvandlede skifer som er beskrevet på side , blev undersøkt på et sted like syd for Jenny østre, Furuhaugen. Målingene blev utført efter Wenners metode med elektrodeavstand lik 500 cm., da overflateujevnheter ikke tillot større avstander. Der blev målt i tre forskjellige retninger i forhold til strekningsretningen, og som ventet var motstanden minst parallelt denne. Fjellet lå bart, så der måtte legges på et lite stykke jord for hver elektrode. Stykkene var dog så små at de ikke skulde forstyrre elektrodens punktvirkning nevneverdig. Resultatene er opført i tabell nr. 3.

Tabell nr. 3.

Retning i forhold til strekningen.	Avstand a cm.	Brukt spenning. voltage	Potential. V mV.	Strøm I mA.	$\frac{V}{I}$	$\frac{V}{I}$ Midl.	Motstand. σ Ohm/cm ³
	500	180	550	2,60	212	216	$6,8 \cdot 10^5$
	"	135	425	1,94	220		
45	"	180	530	1,95	272	274	$8,6 \cdot 10^5$
"	"	"	560	2,03	276		
	"	"	850	2,50	340	335	$10,5 \cdot 10^5$
	"	135	620	1,88	330		

Det var meget vanskelig a bestemme potentialet nøiaktig p.g.a. dårlig kontakt ved elektrodene. Der skulde i gjennemsnitt 8 mV. til for å gi et utslag på 1 skaladel på nullinstrumentet. Hver kontaktmotstand blir da $R = \frac{1}{2} \frac{8000}{1} = 4000$ ohm.

Schlumberger uttrykker en bergarts anisotropi m.h.t. elektriske ledningsforhold ved en såkalt anisotropikoeffisient

$$\mathcal{H} = \frac{r_t}{r_l}$$

Her er r_t motstanden loddrett skifrigheten

og r_l " parallelt "

I vårt tilfelle blir:

$$\mathcal{H} = \frac{10,5 \cdot 10^5}{6,8 \cdot 10^5} = \underline{1,24}$$

Denne verdi skal efter samme forfatter være meget almindelig i bergarter.

Kullholdig, kvartsitisk skifer.

Denne bergart er beskrevet på side . Et noenlunde tilfredsstillende observasjonssted fantes først ved Villumelven vest for Furuhaugen. Bestemmelsene blev utført efter enelektrode metoden. Avstanden mellem primærelektrodene var ca. 120 m.. De anvendte spenninger var 45 volt og 22,5 volt som gav strømstyrker på henholdsvis ca. 18,3 mA. og ca. 9,1 mA.. Jordlaget var ikke over 1 m. tykt. Kontaktmotstanden ved hver potentialelektrode var ca. 1500 ohm. Resultatene fra målingene er fremstillet i tabell nr. 4 og fig. nr. 3 kurve I.

De høiere motstandsverdier omkring 9 m.'s dybde kan skyldes lag med større motstand her. Statigrafisk er bergarten også en del inhomogen.

Undersökt dybde i meter.

Ohm pr. $\text{cm}^3 \times 10^5$

I

II

I Motstandskurve for svakt kullholdig skifer.
II ——— " ——— " grönstensbreccie.

Fig. nr. 3.

Tabell nr. 4.

Elektrode- avstander.		Motstand		
$\frac{a+b}{2}$		$\frac{V}{I}$	σ	
$\frac{a+b}{2}$ cm.	cm.		Ohm/cm. ³	
250 ÷ 100	175	148,5	1,55.10 ⁵	
354 ÷ 204	279	77,5	2,34.10 ⁵	
446 ÷ 296	371	53,0	2,92.10 ⁵	
550 ÷ 400	475	39,6	3,64.10 ⁵	
650 ÷ 500	575	29,7	4,05.10 ⁵	
750 ÷ 600	675	30,0	5,65.10 ⁵	
950 ÷ 800	875	23,9	7,60.10 ⁵	
1200 ÷ 1050	1125	8,13	4,28.10 ⁵	
1350 ÷ 1200	1275	4,75	3,22.10 ⁵	
1550 ÷ 1400	1475	3,27	2,98.10 ⁵	
1750 ÷ 1600	1675	2,58	3,02.10 ⁵	
1900 ÷ 1750	1835	1,78	2,48.10 ⁵	
2150 ÷ 2000	2075	1,40	2,52.10 ⁵	

Den gjennomsnittlige motstand kan settes til
 3 - 4.10⁵ ohm pr. cm.³

Grønnstensbreccie.

Beskrivelse av bergarten finnes på side . Her blev
 Wenners metode anvendt med elektrodeavstander fra 2 m. til 24 m.
 Jorddekket var ytterst tynt; på sine steder manglet det full-
 stendig. Elektrodemotstanden var fra 1500 ohm til 2500 ohm..

Grønnstenslagergangen er her neppe over 20 m. mektig.
 Det er derfor sannsynlig at man ved motstandsbestemmelsene har
 nådd ned til den underliggende skifer. Grensen er i almindelig-
 het svakt kisimpregnert, og de mindre motstandsverdier på de

større dyp tilkjennegir også at laget der er bedre ledende.

Resultatene er opført i tabell nr. 5, og motstandskurven finnes på fig. nr. 3. Den gjennomsnittlige motstand kan settes til ca. $7 \cdot 10^5$ ohm pr. cm.³

Tabell nr. 5.

Elektrode- avstand.	Brukt spen- ning.	Poten- tial.	Strøm- styrke	$\frac{V}{I}$	$\frac{V}{I}$	Motstand
a		V.	I			
cm.	volt.	mV.	mA.		midl.	ohm/cm ³
200	90	600	1,60	375		
"	135	902	2,39	377	376	$4,72 \cdot 10^5$
400	"	1490	6,40	233		
"	180	1995	8,50	235	234	$5,88 \cdot 10^5$
600	90	590	2,73	216		
"	67 $\frac{1}{2}$	446	2,03	220	218	$8,20 \cdot 10^5$
800	"	247	1,80	137		
"	90	415	2,93	143	140	$7,05 \cdot 10^5$
1000	45	565	4,95	114		
"	67 $\frac{1}{2}$	915	7,77	118	116	$7,29 \cdot 10^5$
1200	90	1750	17,60		99,4	$7,48 \cdot 10^5$
1800	"	1350	23,50		57,5	$6,50 \cdot 10^5$
2400	"	655	16,00		41,0	$6,17 \cdot 10^5$

Granitt.

Beskrivelsen finnes på side .

Der denne bergart optrer er terrenget så ujevnt at motstandsmålingen i større skala ikke lar sig utføre. 3 steder blev motstanden bestemt efter Wenners metode med elektrodeavstand $a = 300$ cm. Verdiene var: $8,7 \cdot 10^6$, $9,3 \cdot 10^6$ og $1,23 \cdot 10^7$ ohm pr. cm. Men målingene kan ikke tillegges noen nevneverdig betydning.

Observasjoner ved Jakobsbakken.

Furulundskifer.

Observasjonstedet ligger i en bakkeskråning ca. 500 nordvest for grubeåpningen. Skiferens fall er ca. 35 og bakkens stigningsvinkel ca. 30, slik at vinkelen mellom fallretningen og overflaten blir ca. 65. Jordlaget er stort sett tynt; men tykkelsen er en del ujevn. Likeledes var fuktigheten noe varierende fra sted til sted.

Motstanden blev målt efter Wennergens metode både parallelt og loddrett strøket ned til 40 m.'s dyp. Måleresultatene er gjengitt i tabell nr. 6 og fig. nr. 4. Det ser ut som om jordsmonnets innflytelse ophører ved ca. 20 m.'s dyp. Uregelmessigheter i overdekningens beskaffenhet røber sig bl. a. ved at for de kortere elektrodeavstander er motstanden mindre loddrett strøket enn parallelt strøket. Når motstanden for de større elektrodeavstander har antatt en mere konstant verdi, inntrer dog det normale tilfelle med ststørsts motstand loddrett strøket. Forskjellen er imidlertid meget liten. Anisotropikoeffisienten er beregnet for de forskjellige elektrodeavstander og fremstillet grafisk i kurve fig. 4. På de mindre avstander har den helt anormale verdier. På de større antar den en temmelig konstant verdi - ca. 1,05. Nu må man være opmerksom på at motstanden ikke er målt loddrett skifrighetsplanet, men i en retning som danner 65 med dette. Bergartens virkelige anisotropikoeffisient er derfor en del større enn den verdi som er funnet her. Men økningen er ikke stor, og bergarten må efter disse målinger sies å ha en meget lav anisotropi. Koeffisienten er neppe større enn 1,10.

Elektrodemotstanden var i gjennemsnitt 1750 ohm.

Skiferens motstand kan settes til $1,65 \cdot 10^6$ ohm pr. cm³

Tabell nr. 6.

Parallelt skiffrigheten.

Elektrode- avstand.	Brukt spen- ning.	Poten- tial.	Strøm	$\frac{V}{I}$	$\frac{V}{I}$	Motstand
a cm.	volt	V mV.	I mA.		midl.	σ ohm / cm ³
500	45	826	2,70		306,1	$9,6 \cdot 10^5$
1000	"	634	2,91		218,0	$1,37 \cdot 10^6$
1500	"	479	2,98	161		
"	22,5	233	1,52	153	157	$1,48 \cdot 10^6$
2000	"	215	1,73	124		
"	45	446	3,51	127	125,5	$1,58 \cdot 10^6$
2500	90	795	8,20	97		
"	22,5	207	2,11	98	97,5	$1,53 \cdot 10^6$
3000	90	895	10,7	83,7		
"	22,5	227	2,62	86,7	85,2	$1,60 \cdot 10^6$
3500	45	547	7,81	69,8		
"	90	1100	15,68	70,0	69,9	$1,54 \cdot 10^6$
4000	"	845	13,85	61		
"	45	402	6,82	59	60,1	$1,51 \cdot 10^6$

Loddrett skiffrigheten.

500	22,5	161	2,53		63,5	$2,0 \cdot 10^5$
1000	"	857	5,05		169,8	$1,07 \cdot 10^6$
1500	"	994	6,12	162,2		
"	45	1965	12,18	162,7	162,5	$1,53 \cdot 10^6$
2000	"	2055	15,00	137		
"	22,5	986	7,42	133	135,0	$1,70 \cdot 10^6$
2500	"	798	7,27	110		
"	45	1610	14,65	110	110	$1,74 \cdot 10^6$
3000	"	1432	16,10	88,9		
"	22,5	725	8,10	89,5	89,2	$1,68 \cdot 10^6$
3500	"	598	7,78	76,8		
"	45	1217	15,46	78,6	77,7	$1,71 \cdot 10^6$
4000	"	1271	18,32	69,4		
"	22,5	646	9,15	70,6	70	$1,76 \cdot 10^6$

Motstandsmålinger i gruberum, Jakobsbakken.

Målingene blev utført for å undersøke om de direkte metoder som blev benyttet i dagen, også kunde anvendes for målinger i liten skala på bergflater i gruberum. Følgende metoder blev forsøkt: Enelektrodemetoden, centralelektrodemetoden og Wenners metode.

Som strømelektroder ved de to førstnevnte metoder blev brukt korte kobberstaver, som blev satt i små borhull og festet der med fuktig slam. Ved Wenners metode bestod strømelektroden av messingstaver med hylse i den ene ende. I hylsen blev satt en propp av filt som før hver måling blev fuktet med elektrolytt. Proppen blev satt mot bergveggen og dannet kontaktpunktet.

Potentialelektroden måtte også her være upolariserbare. Et ca. 50 mm. langt glassrør med en innre diameter på 5 mm. blev i ene enden tett med en filtkork. Røret blev fylt med konsentrert kobbersulfat og lukket i den andre enden med en gummikork. Gjennom denne var satt en kobbertråd inn i elektrolytten. Glassrøret var gjennom en større gummikork festet til en messinghylse, som videre gjennom et fjærende mellomstykke var forbundet med en metallstav hvortil ledningen fra potentiometeret var festet. Kobbertråden fra elektrolytten var festet i skruingen mellom messinghylsen og mellomstykket. Fig. 5. viser en skisse av anordningen.

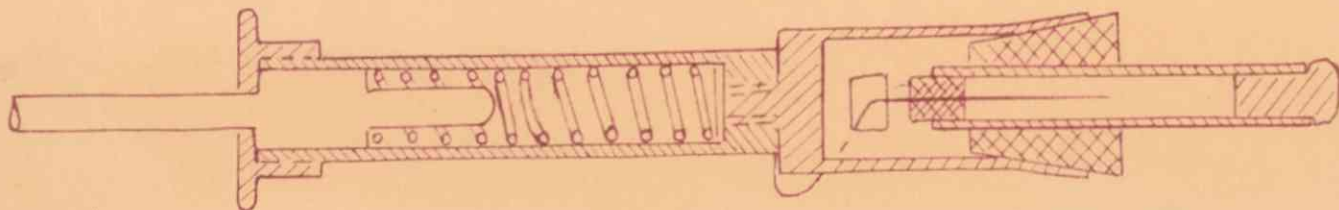


Fig. 5

For målinger efter Wenners metode, som blev anvendt mest blev de fire elektroder isolert festet til hver sin messingklemme. Klemmene med elektrodene var anordnet forskyvbare på en ca. 1,5 m.'s lang eketreslist. Elektrodeavstandere på 30 cm. og 50 cm. blev brukt. Anvender man større elektrodeavstander under målinger på ortvegger, vil generende innflytelse fra heng- og liggflate og spesilt fra skinnegangen gjøre sig gjeldende.

Eketreslisten blev med gummibånd elastisk festet i en sliss på en trefot. Denne var med kuleledd forbundet med en forlengbar stang som støttet trefoten op mot vegger og takflater, - se fig. 6.

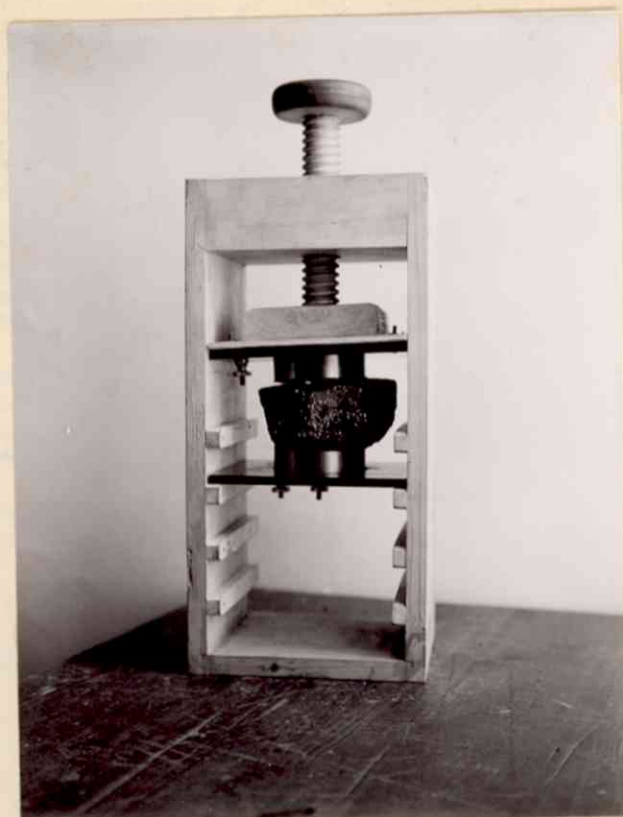
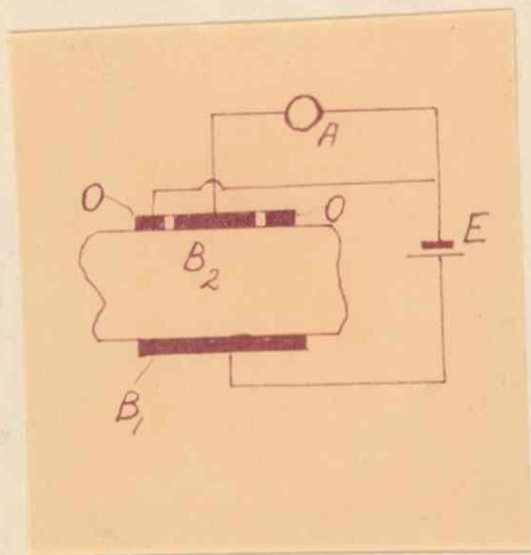
Centralelektrodemetoden blev forsøkt en gang. Den yttre elektrode bestod av 8 kobberstaver som var plassert med like store innbyrdes avstander langs en cirkel med centralelektroden som centrum og radi^{us}~~ens~~ lik 3 m.

Strømkilden og kompensasjonsanordningen var de samme som blev benyttet ved målingene i dagen.

Når ledningsevnen hos det undersøkte medium blev liten, øket nok primærstrømmen ved en gitt primærspenning; men sekundærspenningen - potentialet V som inngår i formlene - avtok i langt høiere grad. På rikere impregnasjonsmalm kunde denne spennings selv ved temmelig høi strømstyrke falle under 1 mV. Og det medbragte kompensasjonsinstrument tillot ikke nøiaktig bestemmelse av så små verdier.

For å få et begrep om renmalmalmenes ledningsevner konstruertes en innspeningsanordning for stuffer, som finnes gjengitt i fig. 7.

Fig. 8 er en skjemaskisse efter Schlumberger. Kontaktplatene B^1 og B^2 er cirkulære, mens O er en ringformet kontakt. O og B^2 er koblet parallelt og forbundet med elementets ene pol,



mens B_1 er koblet til den andre pol. Bare den strømmengde, S , som går gjennom B_2 blir målt, og man antar enn videre at denne strøm har et noenlunde rettlinjet forløp gjennom prøvestykket, mens det yttre rum "fylles" av strøm fra ringen O .

Er V strømkildens spenning så blir kretsens motstand $R = \frac{V}{I}$. Elementets og ^{an}apermetrets innre motstander plus ledningenes motstander er ubetydelige i forhold til prøvestykkets motstand, så det anførte uttrykk kan gjelde for denne. Men man kan også meget lett regne sig til den effektive spenning V_1 som hersker mellom bakkene B_1 og B_2 .

Er B_2 's flateinnhold lik F cm. og avstanden mellom B_1

og B_2 lik 1 cm., blir den spesifikke motstand $\rho = R \frac{F}{l}$ ohm pt. cm.³. Det er en stor lettelse at man ved å bruke denne opdeling av den ene kontaktbakke slipper å ta hensyn til formen av stuffens omkrets.

Kontaktmotstandene mellom bakkene og stuffen er selvsagt ikke uten betydning, og de bevirker at den spesifikke motstand etter det angitte uttrykk blir høiere enn den virkelige. Kontaktmotstandenes forstyrrende innflytelse kan fjernes fra beregningen ved at man bestemmer potentialgradienter i stuffen og regner ut totale effektive spenningsfall i denne og derav den virkelige spesifikke motstand. Man får da også rede på kontaktmotstandenes størrelse. Da anordningen først var ferdig på et meget sent tidspunkt, blev der ikke anledning til å foreta denne undersøkelse. Målinger av malmenes motstand hørte heller ikke med til opgaven. I fig. 7 er K_1 kontaktklemme for B_1 , K_2 for B_2 og K_3 for 0.

Spesielle vanskeligheter og feilkilder ved målinger på grubevegger.

Under anvendelse av punktelektrodemetodene i liten skala fra gruberum har man de samme feilkilder som ved de tilsvarende målinger i dagen; men enkelte av dem har her en langt større innvirkning, og noen særegne vanskeligheter optrer også.

Egenpotential- og polarisasjonseffekter gjør sig meget sterkt gjeldende. De beskrevne upolariserbare elektroder var ikke helt palitelige. Etter en del målinger kunde de vise polarisasjonseffekt. Potentialaet V kunde variere selv om primærstrømmen I var konstant. Sannsynlivis skrev dette sig fra at kobbersulfaten var blitt forurenset av oppløsninger fra grubeveggene, som

hadde diffundert inn gjennom filtproppen. Denne var nemlig vel porøs, og dens mykhet bevirket også at slam og støv lett festet sig til den. På den andre side var den store mykhet og porøsitet en fordel, da overgangsmotstanden derved blev liten. I almindelighet var den ca. 1500 ohm. Skulde elektrodernes upolariserbarhet gjøres mere pålitelig, var man kanskje nødt til å bruke rør av keramikk med uglassert spiss. Men da vilde overgangsmotstanden øke betraktelig, og et følsommere nullgalvanometer måtte innkobles forat potentialbestemmelsen skulde kunne utføres nøiaktig.

Strømelektrodene måtte holdes mot fjellet med et konstant trykk forat primærstrømmen ikke skulde variere for meget. Det var derfor bedre å bruke en mekanisk opstøtning enn å ha en mann til å holde elektrodene mot fjellveggen.

En liten unøiaktighet i elektrodeavstandene bevirket her en langt større relativfeil enn ved målinger i større skala.

Når bergarten hadde høi motstand og samtidig kontaktmotstandene ved primærelektrodene var store, kunde strømstyrken ved en primærspenning på 90 volt synke under 1 mA. og bli vanskelig å bestemme nøiaktig. For å lette transporten blev bare to batterier anvendt ved målingene i gruben. Som tidligere nevnt blev sekundärpotentialet, V , under målinger på gode ledere så liten at den vanskelig lot sig bestemme med det anvendte instrument.

Elektrodeflatene blev alltid rensset for støv. Det var også nødvendig å undersøke om de stod i fast forbindelse med fjellet innenfor. Store uoverstemmelser ^{unns} mellom målinger tatt i nærheten av hverandre skyldes nok for en vesentlig del stikk i fjellet - både naturlige og slike som var fremkommet under sprengninger. Denne vanskelighet gjorde sig mest gjeldende under målinger

på ortvegger; mens heng- og liggflatene i strosser var mindre opspaltet.

Målingene bør foretas på friske flater som nettop er blottet ved spregning. Og avstanden fra observasjonspunktet til en annen bergartstype eller malm må være så stor at dennes forskjellige ledningsevne ikke influerer på malsresultatene. Dette forhold kan lett kontrolleres ved forsøk.

Innvirkningen av slamlag på bergflaten blev undersøkt ved å måle motstanden med forskjellige elektrodeavstander.

Den dårlige belysning vanskeliggjør i høi grad nøiaktige avlesninger, så den sannsynlige avlesningsfeil her må settes betraktelig høiere enn ved målinger i dagen. I almindelighet blev observasjonsstedet oplyst med 2-3 grubelamper, og dessuten blev instrumentskalaene under avlesningen belyst ved en lommelykt.

Transport og opstilling av apparater i skrå og glatte gruberum er et meget ubehagelig arbeide som må foretas med stor forsiktighet. Under mere omfattende målinger bør man ha 2 mann til hjelp.

Observasjons- og opstillingsarbeidet utførte jeg i almindelighet alene; men under flytninger benyttet jeg mig av den assistanse verket alltid ydet mig.

Maleinstrumenter og batterier blev om kveldene bragt op fra gruben og opbevart i tørt varmt rum over natten.

Målinger.

Etasje $4\frac{1}{2}$ nord, ligg. av strosse.

Bergarten er her almindelig glimmerskifer. Samtlige tre metoder blev forsøkt.

1. Centralelektrodemetoden.

Cirkulærelektrodens radius var 3m. Anvendt spenning 90

volt. Potentialelektrodenes afstand fra centralelektroden var 200 cm. og 100 cm. Der blev målt i 4 retninger. Resultatene står i tabell nr. 7.

Tabell nr. 7.

Retning	Potential V mV	Strøm I mA.	$\frac{V}{I}$	$\frac{V}{I}$ midl.	Motstand σ ohm/cm ³
1	1178	8,1	145,1		
"	1188	8,15	146,5	145,8	$1,83 \cdot 10^5$
2	1080	8,05	134,1		
"	1152	8,05	143,1	138,6	$1,74 \cdot 10^5$
3	1212	8,1	149,3		
"	1198	8,05	148,7	149,0	$1,87 \cdot 10^5$
4	1174	8,00	146,7		
"	1189	8,05	147,7	147,2	$1,85 \cdot 10^5$

Middel: $1,82 \cdot 10^5$

Resultatene viser god overensstemmelse, og bergarten har her tydsynlig ingen generende spalter.

Enelektrodemetoden.

Avstand mellem primærelektroden var ca. 10 m. Motstanden blev undersøgt i fire retninger, og potentialelektrodens afstand fra strømelektroden var 100 cm. og 200 cm. Primærspenningen var 45 volt og strømstyrken ca. 2,8 mA. Resultatene er opført i tabell nr. 8.

Tabell nr. 8.

1	2	3	4
$\frac{V}{I}$ midl	Motstand ohm/cm ³	$\frac{V}{I}$ midl	Motstand ohm/cm ³
130,1	$1,65 \cdot 10^5$	123,6	$1,55 \cdot 10^5$
138,2	$1,73 \cdot 10^5$	132,8	$1,67 \cdot 10^5$

Middel. - $\underline{1,65 \cdot 10^5 \text{ ohm/cm}^3}$.

Motstandsverdiene efter disse målinger er gjennemgående lavere, og de stemmer ikke så godt overens.

Wenners metode.

Primærspenningen var 90 volt. Resultatene sees av tabell nr. 9.

Tabell nr. 9.

Avstand	Potential	Strøm	$\frac{V}{I}$	$\frac{V}{I}$	Motstand
a	V	I			
cm.	mV.	mA.		midl	ohm/cm ³ .
1) 50	1554	2,75	565		
"	1570	2,75	570	567,5	$1,82 \cdot 10^5$
2) "	1440	2,45	587		
"	1421	2,42	587	587	$1,84 \cdot 10^5$

Middel: $\underline{1,83 \cdot 10^5 \text{ ohm/cm}^3}$.

Resultatene viser god innbyrdes overensstemmelse, og dessuten er deres middelvei så å si helt den samme som middelveien av målingene efter centralelektrodemetoden. Dette er noe forbausende og er vel en tilfældighet, da målingene er ført til forskjellig dyp. Overflaten var imidlertid nylig blottet, og den var helt ren.

Da målingene hurtigst lar sig utføre efter Wenners metode, og da metoden dessuten synes å gi pålitelige resultater, blev alle senere målinger utført efter den.

Resultatene er opført i tabell nr. 10.

Tabell nr. 10.

Nr.	Avstand a cm.	Brukt spen- ning volt	Poten- tial V mV.	Strøm I mA.	$\frac{V}{I}$	$\frac{V}{I}$ midl.	Motstand σ ohm/cm ³ .
1.	30	90	2080	2,72	765		
"	"	67,5	1255	1,65	761	763	$1,44 \cdot 10^5$
2.	50	67,5	505	2,17	233		
"	"	90	597	2,97	235	234	$7,35 \cdot 10^4$
3.	30	67,5	1405	2,76	508		
"	"	"	1545	3,02	512	510	$9,62 \cdot 10^4$
"	50	"	705	1,80	392		
"	"	"	760	1,92	396	394	$1,24 \cdot 10^5$
4.	50	90	1860	6,20	300		
"	"	"	1842	6,15	300	300	$9,42 \cdot 10^4$
5.	"	"	1165	4,05	288		
"	"	"	1080	4,00	270	279	$8,76 \cdot 10^4$
6.	"	"	570	1,92	297		
"	"	"	582	1,90	307	302	$9,48 \cdot 10^4$
7.	"	"	1980	2,52	785		
"	"	"	2080	2,60	799	792	$2,49 \cdot 10^5$
8.	"	45	1668	2,37	703		
"	"	"	1557	2,25	691	697	$2,19 \cdot 10^5$
9.	"	90	1605	0,77	2082		
"	"	"	1578	0,73	2160	2121	$6,66 \cdot 10^5$
10.	30	"	800	0,28	2860		
"	"	"	785	0,28	2805	2833	$5,44 \cdot 10^5$
11.	"	"	40	1,70	23,6		
"	"	"	46	1,72	26,8	25,2	$7,92 \cdot 10^3$
12.	50	"	134	1,84	72,8		
"	"	"	110	1,78	61,8	67,3	$2,12 \cdot 10^4$
13.	"	"	710	1,74	408		
"	"	"	706	1,76	400	404	$1,27 \cdot 10^5$
14.	"	"	804	1,38	582		
"	"	"	764	1,40	546	564	$1,77 \cdot 10^5$
15.	50	90	960	1,25	767		
"	"	"	980	1,35	727	747	$2,35 \cdot 10^5$
16.	"	"	32	1,1	29,1		
"	"	"	36	1,1	32,7	30,9	$9,7 \cdot 10^3$

17.	50	90	56	1,45	38,7			
"	"	"	46	1,35	34,1	36,4	1,14	10
18.	"	"	142	30,0	47,3			
"	"	"	148	29,6	49,9	48,6	1,53	10
19.	"	45	55	43	1,28			
"	"	"	57	43	1,32	1,30	4,08	10
20.	"	"	10,0	1,45	6,90			
"	"	"	7,6	1,25	6,08	6,49	2,04	10
21.	"	"	10,2	0,85	12,00			
"	"	"	10,0	0,90	11,10	11,55	3,63	10
22.	"	67,5	1,05	52,5	0,02			
"	"	"	0,85	44,0	0,0194	0,0197	6,2	
23.	"	90	1,10	9,0	0,122			
"	"	"	1,20	10,8	0,111	0,117	36,6	

Bemerkninger.

Nr. 1: Liggflate med ca. 3 mm. kisslam.

" 2: " " " 5 " fuktig grus.

" 3: " " slam. Motstanden øker med elektrodeavstanden. Innvirkningen fra det godt ledende slam avtar.

Nr. 4&6: Ren liggflate, ca. 2,5 m. fra bergfeste i strøkretnin-
gen.

Nr. 5 : 2,5 m. fra samme bergfeste i fallretning.

Nr. 7&8: Liggflate ca. 5 m. ut fra samme bergfeste.

Ved disse 5 målinger var elektrodene anordnet tangen-
tielt i forhold til bergfestet, som bestod av malm. Avstanden 2,5m
skulde være så stor sammenlignet med elektrodeavstanden 0,5 m.,
at bergfestet ingen direkte innflytelse skulde ha. Jeg tror at
motstandens avtagen innover mot festet skyldes surt vann fra det-
te som siver inn i liggflaten. Denne antagelse bestyrkes også av
at motstanden er minst nedenfor festet.

Nr. 9&10.: Tørr hengflate av glimmerskifer. Elektrodemotstanden

var her ca. 3000 ohm , som er den høieste verdi ved de anvendte elektroder.

Nr. 11,12&13: Ortvegg med kvartsitisk, ytterst svakt kisimpregnert skifer. Målingene er tatt henholdsvis parallelt, i 45 og loddrett med skifriheten. Den særdeles store anisotropi kan nok delvis skyldes en opspaltning langs skifrihet ved spregningen.

Koeffisienten = 3,98.

Nr. 14&15: Ortvegg med ren skifer. Målingene er tatt henholdsvis loddrett og parallelt skifriheten. Anisotropien blir anormal med en koeffisient på 0,87. Dette forhold må sikkert bero på spalter som står loddrett skifriheten og nedsetter motstanden i denne retning.

Nr.16,17&18: Ortvegg med svakt kisimpregnert skifer anslagsvis 5 - 10% sulfider, hvorav mest magnetkis. Observasjonene er etter stigende nummere tatt parallelt, i 45 og loddrett med skifriheten. Anisotropikoeffisienten = 1,26. Kontaktmotstanden var 1250 ohm.

Nr.19,20&21: Ortvegg med kisimpregnert skifer, ca. 10 - 15% sulfider. Målingene er tatt i forskjellige høider på veggen og i forskjellige retninger. Nr. 19 er parallelt skifriheten 1,30 m. over salen. En tydelig anisotropi kan også her merkes. Kontaktmotstanden var 1200 ohm.

Nr. 22&23: Ortvegg med magnetkisimpregnasjon. Ca. 25% magnetkis optrer i litt uregelmessig fordelte striper parallelt skifriheten. Målingene var vanskelig å utføre p. g. a. at potentialet var så lite. En kompensasjonsstrøm på 0,2 mA. blev anvendt. Kontaktmotstanden var her ca. 1000 ohm. Obsevasjonene er tatt parallelt og loddrett skifriheten. Anisotropikoeffisienten κ = 2,43.

Opspaltning av fjellet nare den blottede overflate er

sikkert en feilkilde som man må være opmerksom på. De funne anisotropikoeffisienter kan ikke opføres for bergartene i deres opprinnelige tilstand.

Av verdiene i tabellene nr. 9 og 10 kan man slutte at motstanden i den rene skifer like ved malmen er $1,5 - 2,5 \cdot 10^5$ ohm. pr. cm^3 d. v. s. ca. $1/10$ av motstanden i den samme bergartstype lengere borte fra malmen. En senere og bedre ledende porevæske i nærheten av malmen er nok den vesentlige årsak til dette forhold. Observasjonene 4 til 8 viser også at det samme forhold kan iakttas i mindre skala omkring foten av et bergfeste.

Motstanden i grubevannet ved Jakobsbakken blev bestemt til ca. 1200 ohm pr. cm^3

Frengangsmåten var følgende: Et større kruskarr blev fylt med vann. 4 platinatrader stiltes efter hverandre på linje og med 5 cm.'s innbyrdes avstander slik at trådspissene så vidt berørte vannspeilet. Motstanden blev så målt efter Wenners metode. Polarisasjonseffekter gjorde sig selvsagt gjeldende, men i mindre grad som ventet, og ved å vende strømmen hyppig kunde man komme frem til den middelvei som er opført. Forskjellige elektrodeavstander blev benyttet for å finne når karrets bunn begynte å innvirke. Gjennemsnittsmotstanden økte sterkt ved avstanden 10 cm., mens væskedybden var ca. 11 cm.

Motstanden i drikkevannet ved Jakobsbakken blev bestemt til ca. $7,5 \cdot 10^4$ ohm. pr. cm^3 . Tiden tillot ikke videre forsøk med disse målinger. I almindelighet måles jo elektrolytters ledningsmotstand ved høifrekvent vekselstrøm.

Stort sett kan man vel si at målingene i liten skala på grubevegger viste sig å være vel brukbare til motstandsbestemmelser. Og med bedre upolariserbare elektroder og potentialmaler med større følsomhet vil målingene kunde utføres med større nøiaktig-

het. Spesielt vil bestemmelsene på de bedre ledende impregnasjoner da gi påliteligere resultater.

Men man må være opmerksom på de mange feilkilder, og på hvert observasjonssted bør der foretas en rekke observasjoner - i langt høiere grad enn ved mine undersøkelser som mest har vært drevet for å få en orientasjon m. h. t. anordningenes anvendbarhet.

Målinger på stuffer.

Stykkene blev hugget til så de fikk en best mulig parallelepipedisk form med kantelengder på 10 cm. Flatene blev efterpå slepet på smergelskive. I et tilfelle blev motstanden målt både før og efter slipningen; men forskjellen i motstanden var forsvinnende. Derimot hadde det meget å si at kontaktflatene var forvitret. Målinger blev for hver stoff foretatt i alle tre retninger, og for hver retning blev målingene gjenntatt flere ganger. Bestemmelsene var meget vel reproducerbare, og en liten forskjell i tilskruningen influerte ikke nevneverdig.

Som strømkilde blev benyttet et telefonelement med en spenning på 1,45 volt. 2 renmalmtyper blev undersøkt.

1. Grovkornig svovlkis med litt zinkblende.

a. Tilhuggede flater: $\rho = 1,29$ ohm pr. cm^3

b. Slepne " $\rho = 1,25$ " " "

c. Forvitrede " $\rho = 3,90$ " " "

2. Tett magnetkis med litt kobberkis.

Middel for alle tre retninger $\rho = 0,3$ ohm pr. cm^3

Begge malmtyper var masseformig og viste ingen anisotropi. Den beskrevne anordning virket tilfredsstillende.

Anvendelsesmuligheter til geologiske bestemmelser.

Da vi anvendte punktelektrodemetodene til undersøkelse av forskjellige bergarters motstander, gikk vi ut fra at bergarten i grunnen under oss var homogen m.h.t. elektriske ledningsforhold, og at overflaten var plan. Dette idealtilfelle opptrer meget sjelden i naturen, og vi skal i det følgende se hvordan man ved motstandsmålinger kan bestemme og forfølge diskontinuitet og anisotropi i undergrunnens elektriske forhold. Når man så kjenner forbindelsen mellom disse elektriske fenomener og geologisk diskontinuitet og anisotropi, kan disse siste også bestemmes og studeres fra overflaten av.

Dybdebestemmelser.

Efter Wenners og Lees metoder er den beregnede motstand lik den gjennomsnittlige motstand i undergrunnen ned til et dyp lik elektrodeavstanden a ; det tilsvarende dyp for de to andre punktelektrodemetoder er $\frac{a+b}{2}$, hvor a og b er potentialelektrodenes avstander fra strømelektroden. Men denne gjennomsnittsmotstand er ingen midlere verdi i almindelig betydning. Skiktet nærmest overflaten fører mest strøm og influerer mest på motstandsuttrykket. Den beregnede motstand kan derfor riktigere kalles en tilsynelatende midlere spesifikk motstand. For et helt homogent medium blir denne verdi konstant for forskjellige elektrodeavstander, som igjen vil si for forskjellige dyp. Fig 9 og 10 viser Wenners opstilling over to lag I og II. Hvert av dem er homogent, og de har henholdsvis motstandene ρ_1 og ρ_2 . I fig. 9 er

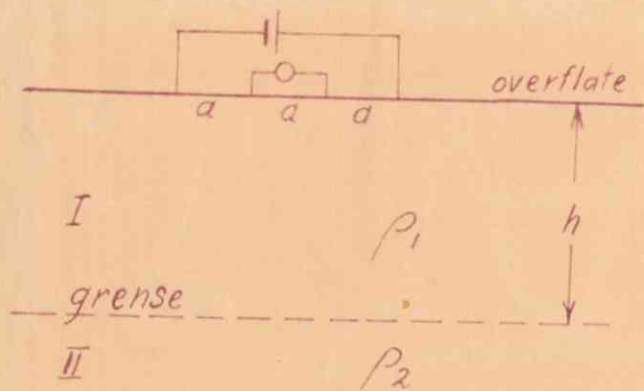


Fig. 9

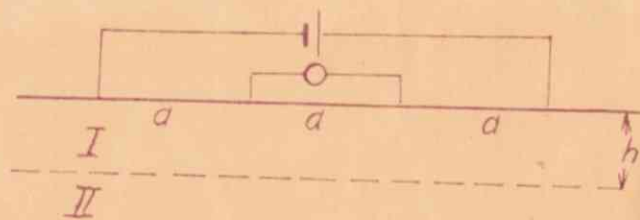


Fig. 10

dybden h stor i forhold til elektrodeavstanden a , og den bestemte motstand vil bare være avhengig av lag I - + I fig. 10 er h liten i forhold til a , og vil også være påvirket av lag II. Foretar man motstandsbestemmelser med stadig økende elektrodeavstander a , vil den beregnede tilsynelatende spesifikke motstand r ved en bestemt elektrodeavstand a begynne å forandre verdi - lag II gjør sig gjeldende. Denne avstand er approxsimativt lik dybden h ned til lag II. Er $\rho_2 > \rho_1$, vil r vokse; omvendt vil r avta når $\rho_1 > \rho_2$. Endringens grad vil bero av hvor stor forskjell der er mellom ρ_1 og ρ_2 og dybden h .

r er avhengig av følgende størrelser: ρ_1 , ρ_2 , a og h .

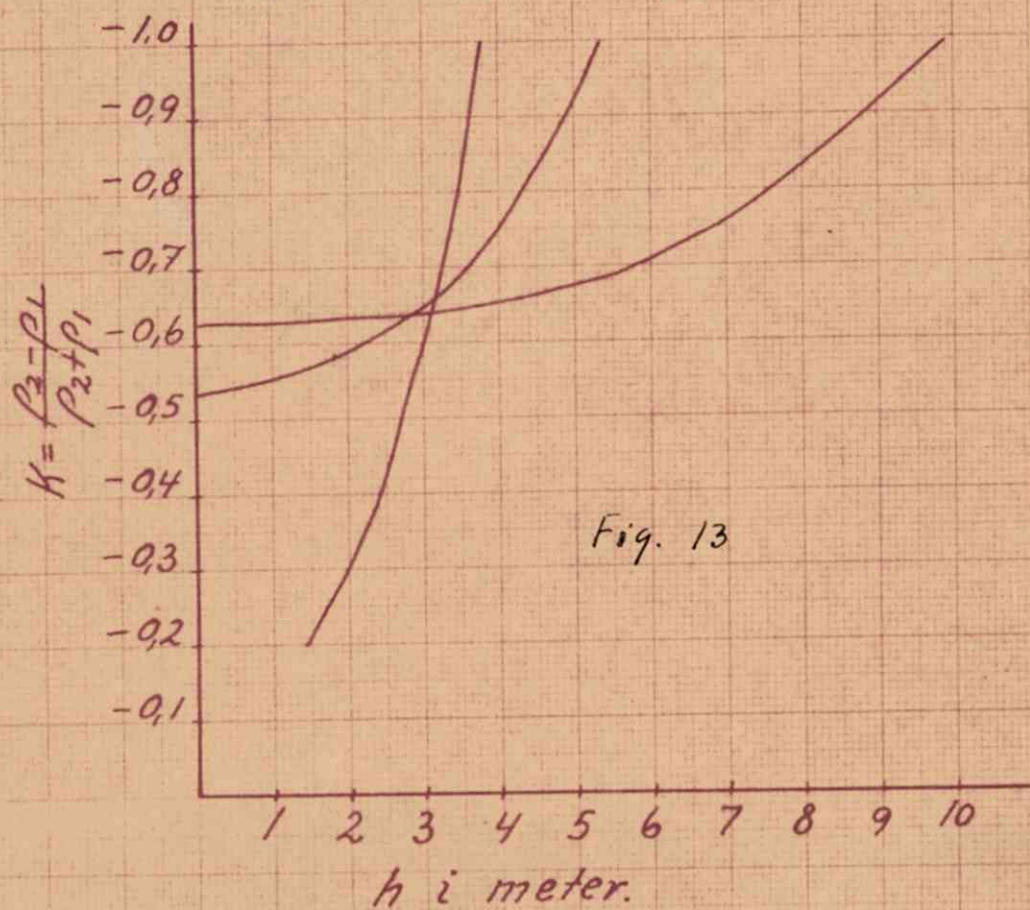
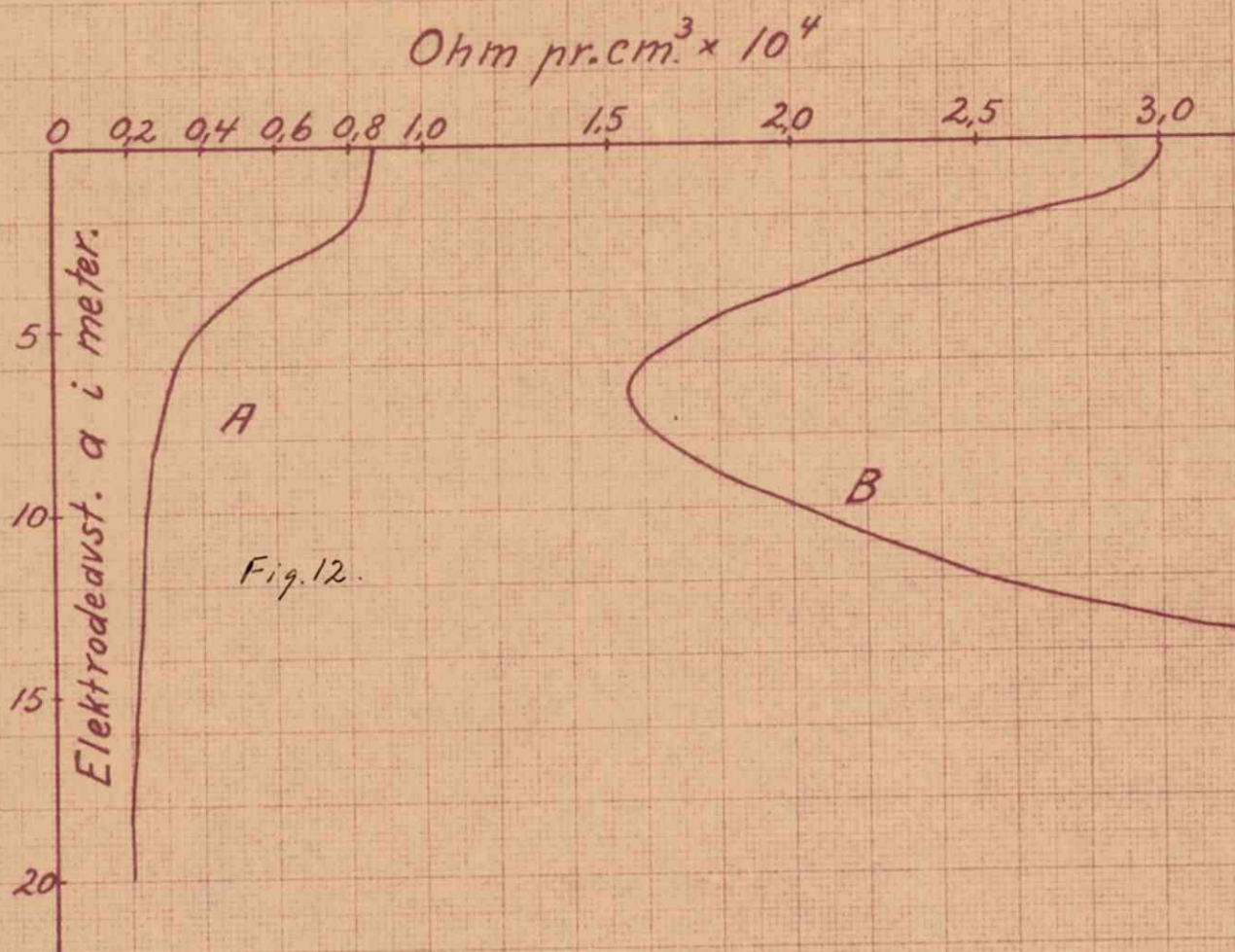
Funksjonen er:

$$\frac{r}{\rho_1} = 1 + 4F.$$

$$\text{Her er: } F = \frac{k^n}{1 + (2n\frac{h}{a})^2} + \frac{k^n}{4 + (2n\frac{h}{a})^2}$$

$$\text{hvor } k = (\rho_1 + \rho_2) / (\rho_1 - \rho_2)$$

Her er ρ_1 kjent fra de første målinger med meget små elektrodeavstander, r er beregnet direkte, og a måles. Ukjente er k og h . Noen fullstendig matematisk behandling skal ikke gjengis her. Jeg vil henvise til arbeider av G.F.Tagg og J.N.Hummel. Meget kort skal antydes hvordan en teoretisk tolkning av en motstands-elektrodeavstands-kurve for to parallelle lag foretas. ρ_1 er kjent. For flere større elektrodeavstander beregnes r og dermed r/ρ_1 . Når dette forhold er kjent, kan for hver enkelt elektrodeavstand dybden h optegnes som funksjon av k . Er tilfellet ideelt, vil h -kurvene for de forskjellige elektrodeavstander skj



skjære hverandre i et punkt. På h-kurven finnes så den virkelige dybde. K 's verdi kan variere fra $+1$ til -1 ; men man ser lett av motstandskurven om verdien er positiv eller negativ.

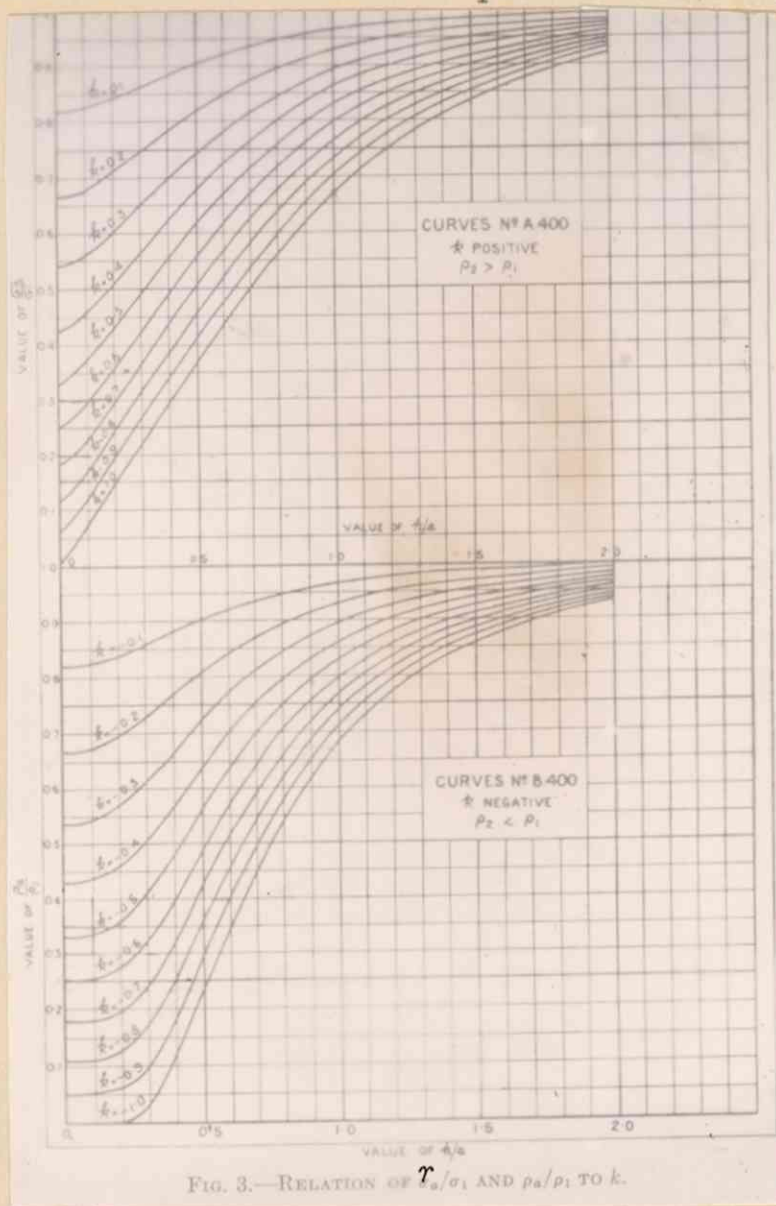


FIG. 3.—RELATION OF r/a AND p_a/p_i TO k .

Fig. 11

Den ovenfor antydde grafiske tolkning lettes i høi grad ved bruk av grafiske løsninger av de anførte integraluttrykk. Således er fig. 11 for en hver mulig k -verdi forholdet $\frac{h}{a}$ optegnet som funksjon av r/a ; h er den eneste ukjente og kan finnes som funksjon av k for hver a -verdi som ovenfor anført.

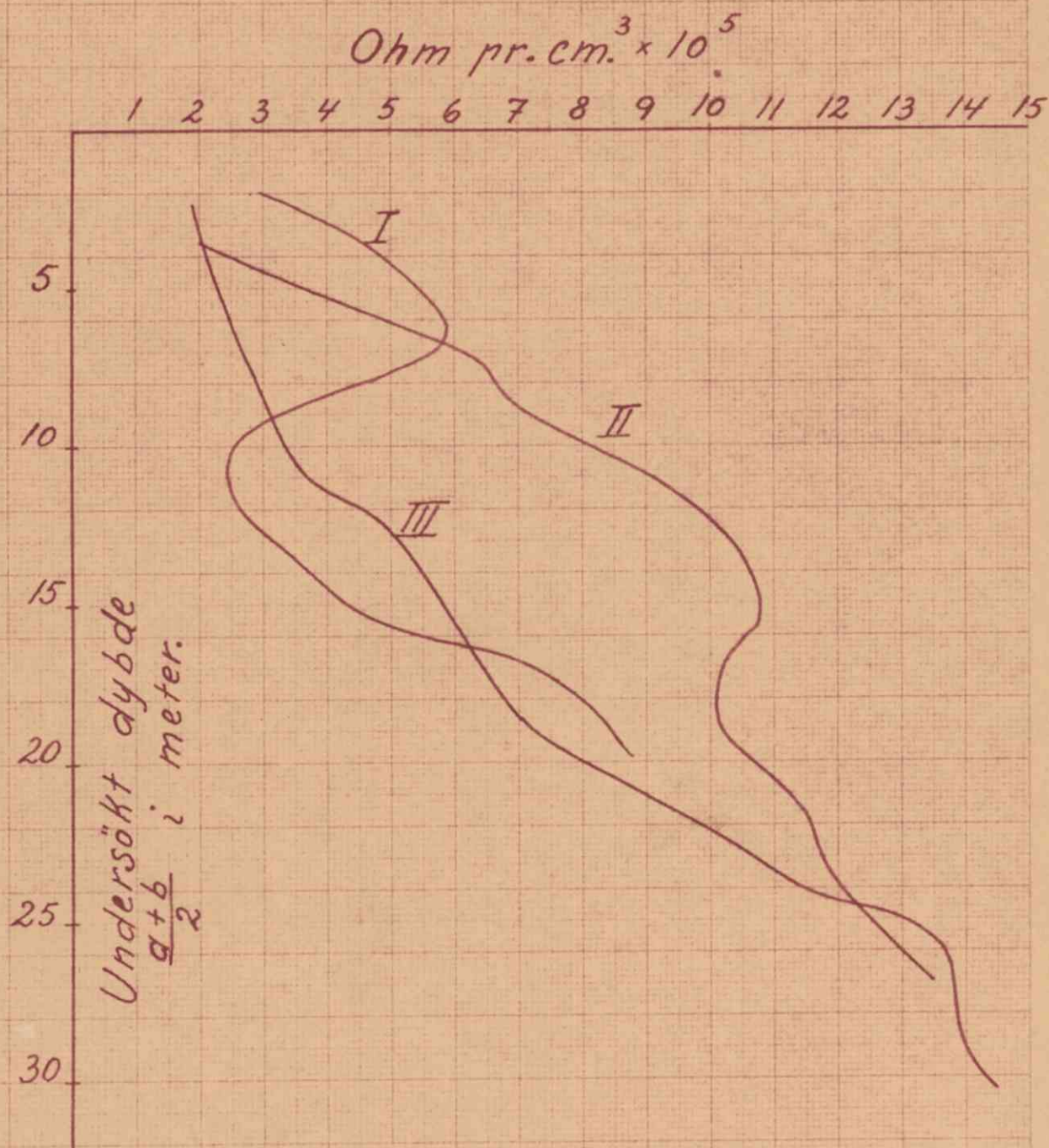
Fig. 12 kurve A viser motstandskurven over Myrgangen ved Joma. Malmen er dekket av myr. Fig. 13 viser h-k-kurvene for elektrode-

avstandene 3, 10 og 20 meter. σ er satt lik $0,85 \cdot 10^4$ ohm pr. cm^3 . Etter skjæringspunktene å dømme er myrtykkelsen ca. 3 m. Dette er det eneste eksempel fra mine målinger som lar sig tyde teoretisk på en tilfredsstillende måte. De andre dybdebestemmelseskurver har tydelig vist at forholdene i undergrunnen har vært langt mere komplisert.

Kurven B fig. 12 er motstandskurven over tørr, dyp myr ved Furuhaugen. Den tilsynelatende gjennomsnittlige motstand har et utpreget minimum ved en elektrodeavstand lik ca. 7 m. Ved økende avstander tiltar den sterkt - kurven fortsetter omtrent rettlinjet til elektrodeavstanden 30 m. som var den største som blev anvendt. Minskningen i motstanden de første metrene skyldes sikkert at myren er fuktigere og dermed bedre ledende på større dyp. Det øverste lag er her i høi grad heterogent, og den anførte teoretiske betraktning lar sig ikke anvende. Approxsimativt kan dybden til fast fjell settes til ca. 8m.

Anvendelsesmulighetene for dybdebestemmelser er ikke alene begrenset til måling av jorddekkets tykkelse. Man kan på samme måte bestemme dybden ned til grensen mellom to bergarter. Der kreves bare at deres ledningsevner skal være forskjellige, og jo dypere grensen ligger, jo større må forskjellen være. Anomalien på motstandskurven må være tydelig og entydig. For å eliminere innflytelser fra uregelmessigheter i overdekningen bør målingene omkring hver stasjon foretas i flere retninger.

Forholdet blir en del mere komplisert når undergrunnen er opbygget av flere parallelle lag med innbyrdes forskjellige ledningsevner. Etter hvert som elektrodeavstandene økes, vil flere og flere av dem få innflytelse på den tilsynelatende midlere motstand, og hvert lags innflytelse vil fremkomme som knekk på motstands-elektrodeavstandskurven. I det siste er også disse



- I. Motstandskurve over malm. Furuhaugen.
- II. — " — " " Jakobsbakken.
- III. — " — " " — " —

Fig. 14

mere innviklede tilfeller behandlet matematisk.

Et bergartslag f.eks. en malmlate, som har vesentlig mindre ledningsmotstand enn fjellet over og under, vil nedsette den midlere motstand når elektrodeavstandene er blitt så store at strømbanene når ned til laget. Minskningen vil begynne å vise sig ved en elektrodeavstand som omtrent er lik dybden ned til malmen. Ved økende avstander vil igjen motstanden stige. Anomaliens størrelse vil være avhengig av følgende faktorer: Dybden ned til malmen, malmens mektighet og forholdet mellom bergartenes og malmens ledningsevner.

Fig. 14 kurve I viser motstandskurven over ca. 1 m's mektig malm ved Furuhaugen. Enelektrodemetoden blev benyttet. Dybden ned til malmen er ca. 10 m. Dette stemmer meget godt med kyrvens forløp.

Fig. 14 kurve II fremstiller motstandskurven over Jakobsbakken grubes nordlige del. Den svake anomali for 18 m's dybde svarer noenlunde til avstanden til malmen, som her i grubens utkant er mindre mektig. Likeledes vil vel de tilstøtende gruberum og skinneganger virke forstyrrende. En plan om å fortsette målingene innover med stadig større dybde til malmen for å undersøke hvor lenge man kunde ha føling med den, måtte opgis p.g.a. værforholdene.

Fig. 15 viser kurven fra motstandsmålinger fra gruberum efter enelektrodemetoden. Avstanden mellom strømelektrodene var ca. 100 m. Mellom dem fantes ingen skinnegang. Hver elektrode var dobbel, slik at der var kontakt med både heng- og liggflate. Fjellet over og under gruberummene var koblet parallelt. Ved 90 volts primærspenning var delstrømmene henholdsvis 27,3 mA. og 9,7 mA. Der gikk altså mest strøm gjennom hengfjellet. Hvis elektrodemotstandene hadde vært like, vilde dette ha betydd at der

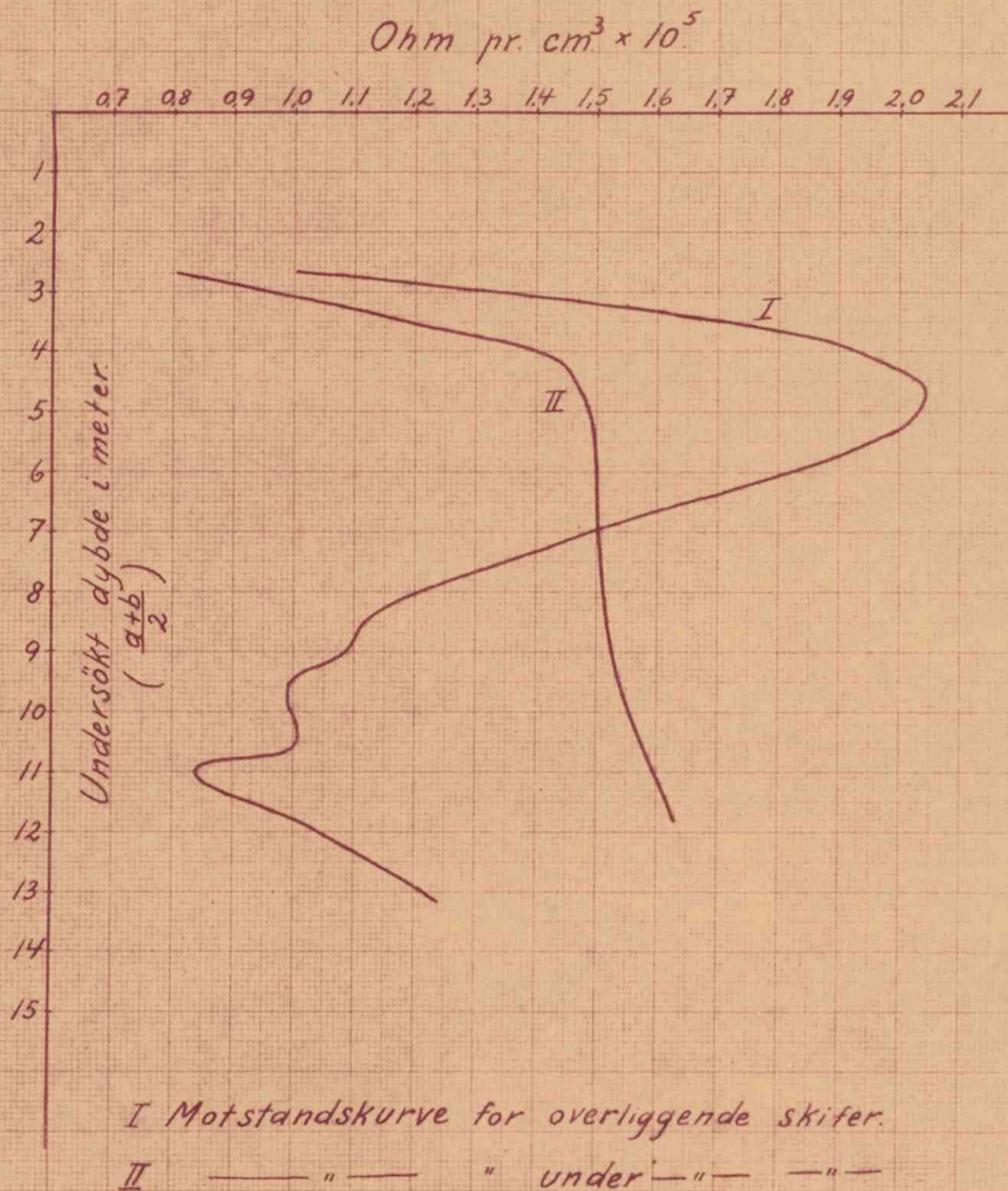


Fig. 15 Motstandsmåling fra
gruberum efter enelektrode metoden.
Jakobsbakken, Sulitjelma.

over gruben la en god leder. Den ene dobbeltelektrode var plassert midt i en stor strosse slik at avstanden til nærmeste bergfeste var ca. 15 m. Potentialene blev målt fra denne i en radiell retning både i heng- og liggflate, og motstandene blev beregnet. Kurvene for motstanden i det overliggende fjell har en utpreget anomali som tyder på et godt ledende lag i en avstand av ca. 10 m. Høiere oppe i gruben har man også en parallellgang som ligger ca. 8-10 m. over hovedgangen.

Det skal meget villig innrømmes at observasjonsmaterialet er for lite til å trekke noen sikker slutning; men tiden tillot ikke målinger i flere retninger. Likeledes tror jeg at Wenners metode og centralelektrodemetoden vilde være langt pålideligere. Den sistnevnte vilde antagelig ha gitt god beskjed om lokale inhomogeniter, om bergfesters og sumpers innvirkning. Om en av disse metoder eller modifikasjoner av dem kan anvendes til påvisning av parallellmalmer fra gruberum er et meget interessant problem.

Ved å bestemme dybden ned til et "ledelag" med særegne ledningsforhold eller dybden ned til grensen mellom forskjellige ledende bergarter i flere punkter innen et område kan man tegne op nivåprofiler gjennom undergrunnen, og dennes stratigrafiske opbygning kan studeres. Man kan få rede på lagenes strøk og fall, og man kan forfølge foldninger i undergrunnen. Forutsetningene er at de elektriske diskontinuiteter er store nok til å bevirke tydelige anomalier på motstandskurvene. Dessuten må overflaten være så vidt jevn at forstyrrende innflytelser fra ujevnheter kan elimineres ved målinger i flere retninger. Det er helst i flate, jorddekkede strøk med roligere sedimentære strukturer at disse målinger hittil har funnet anvendelse.

Ganske kort skal bemerkes at man ved de elektromag-

netiske indoksjonsmetoder også kan forfølge forløpet av spesielle ledende lag eller diskontinuitetsgrenser i undergrunnen. Metoden er flere steder anvendt av svenskene under letningeefter oljekilder og saltdomer.

Bestemmelse av grenser og forkastninger.

Man foretar motstandsmålinger med konstant elektrodeavstand i flere stasjoner langs en profillinje. Elektrodeavstanden bør være så stor at innvirkningen fra overdekningen spiller underordnet rolle. Forandrer den tilsynelatende midlere spesifikke motstand verdi på en tydelig og entydig måte, må det skyldes forandringer i undergrunnen. Bergarten under kan være en annen, og man har passert en grense. Motstandsverdiene kan avsettes som abscisser over profillinjen. Tydelige knekk på kurven markerer grensene. Et tenkt tilfelle er skjematisk fremstillet i fig. 16. Overgangene mellom de forskjellige motstandsverdier skjer jevnere når grenseflatens fall er slakere. På overgangens karakter influerer også retningen for elektrodeanordningen.- uten at dette forhold skal behandles her.

Hvis forskyvningen ved en forkastning har vært slik at to bergarter med forskjellig ledningsevne grenser til hverandre i overflaten, kan selvsagt forkastningen bestemmes som en annen grense. Man kan måle dybden, som før vist, til bestemte "ledelag" eller diskontinuitetsgrenser i flere punkter i et område. Finner man så at dybden til et lagforandres plutselig langs en bestemt linje, har man grunn til å tro at der efter den har foregatt en forkastning, spesielt hvis tektonikken i området forøvrig er rolig. Målingene i nærheten av forkastningen vil nok vise en del uregelmessige resultater. Lees metode vilde kanskje egne sig best til

Skifer.

$$\rho_1 \approx 2 \cdot 10^6$$

Granitt

$$\rho_2 \approx 1 \cdot 10^7$$

Gabbro

$$\rho_3 \approx 5 \cdot 10^5$$

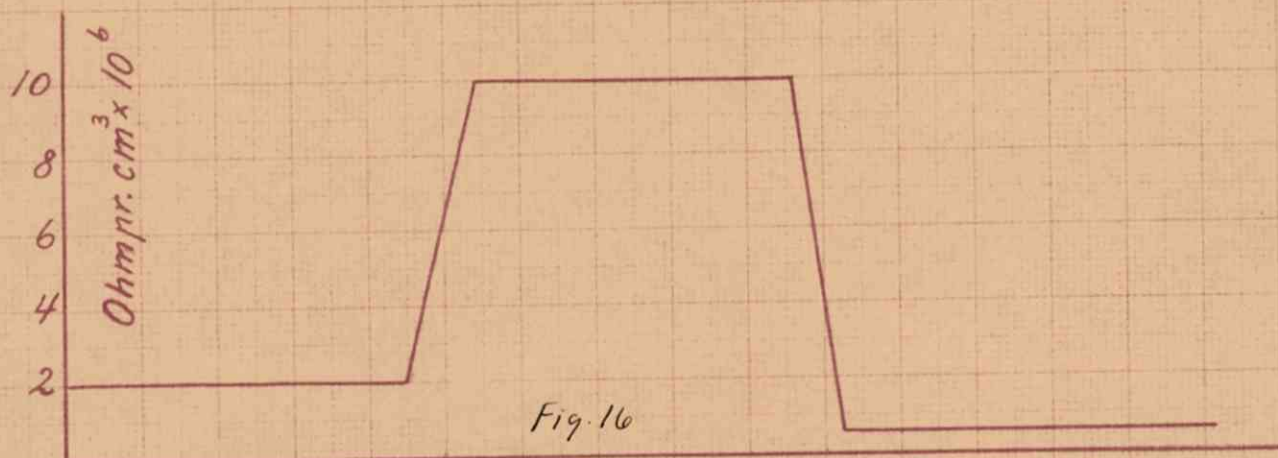


Fig. 17

$$\rho_1 = 1 \cdot 10^5$$

$$\rho_2 = 1 \cdot 10^6$$

100m.

$$1 \cdot 10^5 \text{ ohm pr. cm}^3$$

I

I

II

II

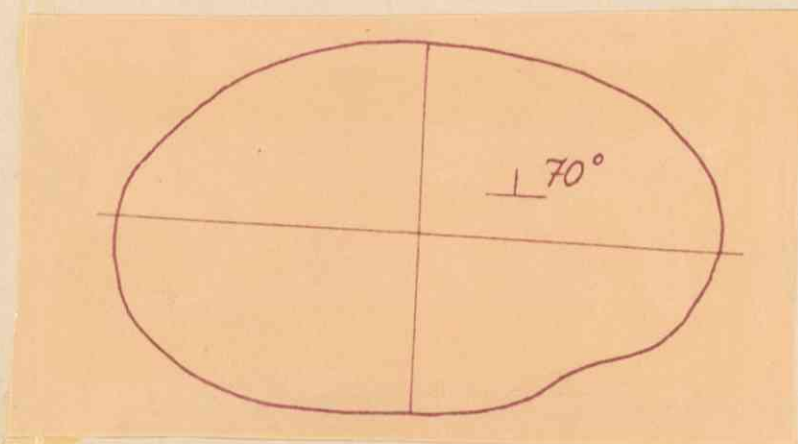
Forkastning.

$$\frac{OC}{OD} = \frac{BH}{EH} = \frac{1}{H}$$

$$H = \frac{EH}{BH} = \frac{\sqrt{a^2 + c^2 \cos^2 \alpha}}{c \cdot \sin \alpha} = \frac{\sqrt{f^2 + \cos^2 \alpha}}{\sin \alpha}$$

Med kjent anisotropi kan omvendt fallvinkelen beregnes.

Nedfor er gjengitt en ekvipotentialellipse fra målinger på skifer ved Jakobsbakken. Ellipsens store akse er ca. 35 m. og avstande til den fjerne strømelektrode ca. 250 m.



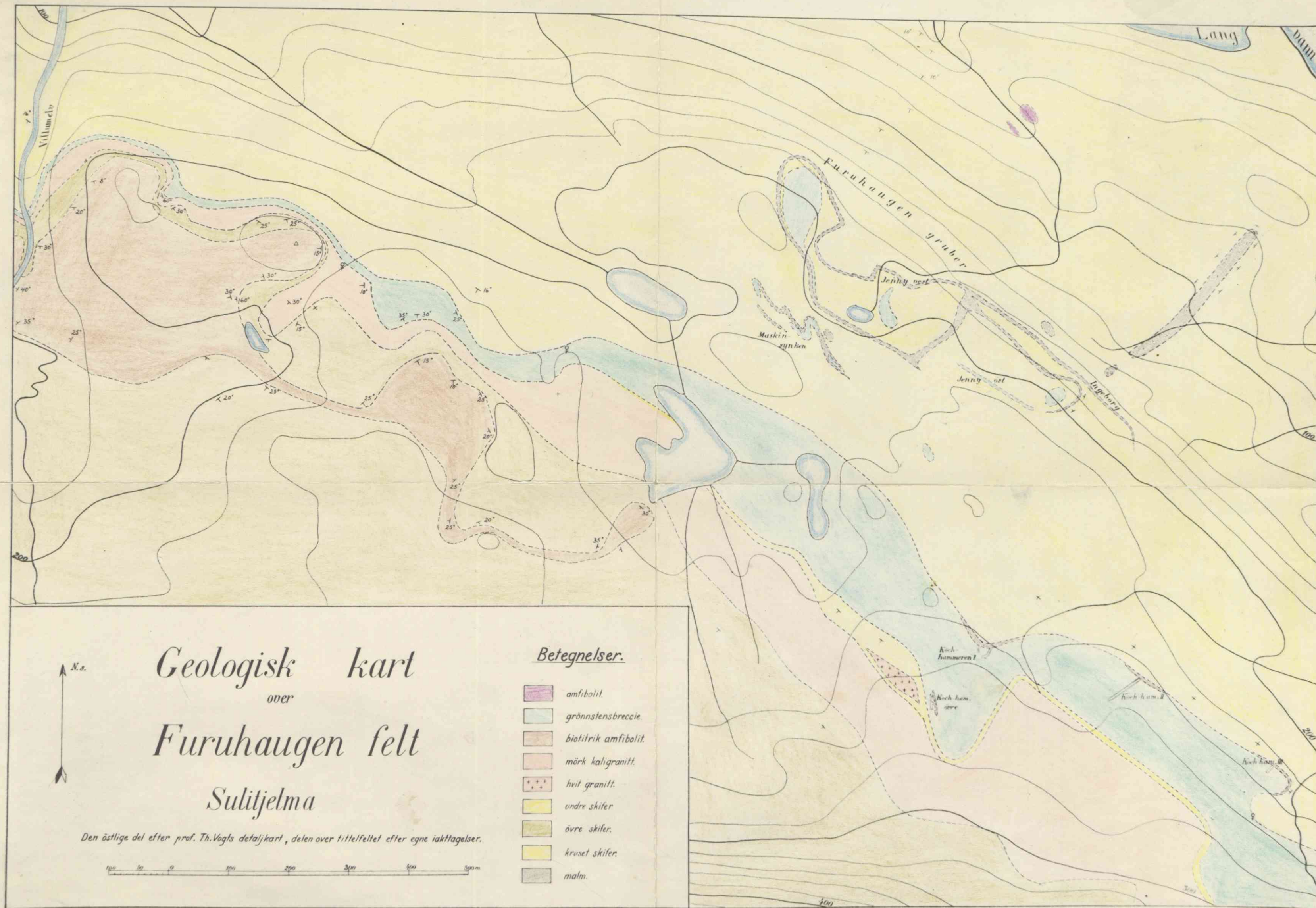
Den store aksees retning falt nøyaktig sammen med strøketretningen. Ellipsens akseforhold er f 1,65. Vinkelen mellom overflaten og skiktretningen er ca. 70. Bergartens anisotropikoeffisient H blir:

$$H = \frac{\sqrt{f^2 + \cos^2 \alpha}}{\sin \alpha} = \frac{\sqrt{1,65^2 + \cos^2 70^\circ}}{\sin 70^\circ} = \underline{\underline{1,7}}$$

Dette observasjonssted lå ikke langt fra det sted hvor anisotropien blev undersøkt ved direkte motstandsmålinger (se side 77) Men overensstemmelsen i anisotropikoeffisientens størrelse er meget dårlig. Med et større observasjonsmateriale vilde man nok ha kunnet bestemme denne nøyaktigere.

Resultatene viser dog at målingene er meget vel egnet til å bestemme strøkretingen. Ellipsen må være så stor at anisotropivirkningen fra den lagdelte bergart under jorddekket under får innvirkning på ekvipotentialkurvene.

Tidligere er nevnt at ujevnheter i terrenget vil vanskeliggjøre motstandsmålingene. De vil forandre strømbanenes tverrsnitt og dermed frembringe anomalier. Ved anvendelse av motstandsmålingene søker man ut fra anomalier å slutte sig til diskontinuitet og inhomogenitet i undergrunnen. Det er da innlysende at "falske" anomalier som skyldes overflateuregelmessigheter, her ved anvendelsene vil virke generende i langt høiere grad enn ved de enkle motstandsbestemmelser.



Geologisk kart
over
Furuhaugen felt
Sulitjelma

Den østlige del efter prof. Th. Vogts detaljkart, delen over tittefeltet efter egne iakttagelser.

100 200 300 400 500 m

Betegnelser.

- amphibolit.
- grønnstensbreccie.
- biotitrik amphibolit.
- mørk kaligranitt.
- hvit granitt.
- undre skifer.
- øvre skifer.
- kruset skifer.
- malm.

O/S Sulitjelma Gruber



TELEGRAMADRESS:
SULITELMA, STOCKHOLM.

A. B. C. CODE, 5TH EDITION.

RIKSTELEFONER:
LINJEVÄRDE
NORR 7890
" 7875
" 7855

L/S.

Ank: 18. MAJ. 1934

Besv:

2311

Stockholm den 14 maj 1934.
REGERINGSGATAN 10.

A/S SULITJELMA GRUBER,

Sulitjelma.

Norg.

Furuhaugen.

Ved min tilbakereise fra Sulitjelma efter besøket i forrige måned opsøkte jeg i Trondheim herr professor Th. Vogt bl.a. i anledning av den planlagte optagelse av undersøkelsene ved Furuhaugen. Efter ingeniør Trøftens meddelelser hadde nemlig Vogt arbeidet en del med Furuhaugen, da han gjorde sine studier av Sulitjelma-feltet for en del år siden, hvorfor jeg fandt at det vilde være av verdi å bli delaktig i resultatet av hans malm-geologiske undersøkelser i det kompliserte Furuhaugen-distrikt.

Jeg har idag mottatt hans geologiske kart samt de profiler han tegnet over Furuhaugen, begge dele i 2 eksemplarer hvorav jeg i særskilt pakke sender et eksemplar til Dem. Likeledes sender jeg vedlagt avskrift av hans følgeskrivelse av 8. ds. samt dertil hørende bilag.

Ingeniør Trøften nevnte for mig, at student Hofset hadde spurt om det kunde la sig gjøre å få utføre sit diplomarbeide - hvilket han hadde tenkt sig å ta i form av en malmletingsoppgave - i Sulitjelma. Jeg nevnte dette for Professor Vogt og fremholdt samtidig, at Furuhaugen vilde by på en meget intressant oppgave, og at vi gjerne tok imot herr Hofset, ifald han vilde

henlegge sin malmletingsopgave til dette felt. Jeg forutsatte da, at han vilde få utlånt det nødvendige materiell fra høi-skolen.

Ovennevnte ordning vil jo for os være en billig måte å få utført malmletingen ved Furuhaugen på, og ifald endnu intet spesielt er avtalt med herr Hofset, var det vel best, at ingeniør Trøften satte sig i forbindelse med ham. Han må selvfølgelig få lidt betalt for arbeidet og samtidig få med sig den nødvendige hjelp.

Med høiaktelse





POSTADRESSE:

Sulitjelma d. 22. mai 1936.

VAREADRESSE: FINNEID, SALTEN
TELEGRAMADR.: GRUBERNE, SULITJELMA



Herr Ingeniør Fr. Carlson,
Pontonnieregaten 21, II
Stockholm.C.

VÅR REF.: H. Ingeniør Hofseths diplomarbeide.
(Bedes anført i Deres svar
samt ev. på faktura o.lign.)
DERES REF.:

Gjemmen hr. Direktør Kjell Lund har De anmodet om å få gjennomse det av ingeniør Hofseth innleverte arbeide for sit ingeniørdiplom og har vi herved den fornøielse å oversende Dem dette med anmodning om efter gjennomlesning å returnere det hertil.

Med høiaktelse,

Assulitjelma Gruber
Olaf Gruber fullmakt
Olaf Gruber

Bilag.