SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser. N:O 275.

ÅRSBOK 10 (1916): N:O 1.

FALUTRAKTENS BERGGRUND OCH MALMFYNDIGHETER

AV

PER GEIJER

MED 3 TAVLOR

HIERZU EINE ZUSAMMENFASSUNG IN DEUTSCHER SPRACHE

STOCKHOLM 1917

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

170345

INNEHÅLL.

Sid.

Förord 3

I. **Berggrunden i trakten omkring Falun** 7

Berggrundens ytformer och spricksystem. Kvartära avlagringar 7

Översikt av berggrunden. Tektonik 13

Leptitformationen 21

Porfyrisk leptit 21

Jämnkornig leptit 29

Amfibolit 33

Kvartsförande porfyrit, leptitisk 41

Leptitisk gnejs, intrusiv 43

Kalksten 45

Glimmerskiffer 45

Granitgnejs 48

Diorit 58

Gnejsgranit 69

Grönstensgångar 80

Serarkäisk granit och pegmatit 83

Diabas 89

Återblick på urbergets geologi 91

Leptitformationens bildningssätt 91

Granitgnejsens ställning 95

Gnejsgranitens och den serarkäiska granitens eruptionssätt . 96

Metamorfosen 99

II. **Malmfyndigheterna i Falutrakten** 106

Falu gruva 106

Orienterande översikt 107

Huvuddragen av gruvans geologi 111

Kvartsit 112

Leptit 118

Kalksten 120

Skarn 120

Kvartsporfyr (»Felsit») 122

Amfibolit (»Trapp») 127

Skölar 132

Wredegångens avskärande genom Knippskölen 142

De olika malmtyperna 147

Hårdmalmerna 148

Kisstockarna 151

Sid.
Guldmalmerna 161
Skölmalmerna 163
Det fyndiga områdets tektonik 164
Försök att rekonstruera fyndighetens geologi 173
Vittring 176
Skyttgruve-Näverbergsfältet 178
Zinkgruvorna vid Digertägt 191
Smärre sulfidförekomster inom det stora leptitområdet . . . 196
Sulfidförekomster inom det nordvästra leptitområdet 198
Järnmalmer 203
III. **Kort karakteristik av de geologiska förhållandena vid ett antal mellansvenska sulfidmalmfyndigheter** 206
Floberget 206
Insjögruvan 208
Mårtanberg 211
Tomtebo 217
Öster-Silvberg-strecket 221
Svartviksgruvan 224
Lövåsen 225
Väster-Silvberg 226
Garpenberg och Ryllshyttan 231
Kallmora 235
Svavelberget 240
Yxsjö 240
Storfallsberget och Fagerled 241
Digervåla 242
Saxberget 243
Ljusnarsberg och Kaveltorp 246
Lejagruvan 248
Ervalla 249
Åtvidaberg och Bersbo 250
IV. **De mellansvenska sulfidmalmernas bildningssätt och omvandlingar** 253
Rådande åsikter om malmernas uppkomst 253
Översikt av de olika mellansvenska sulfidmalmtyperna och deras sannolika bildningssätt 256
Malmernas omvandlingar, och ursprungliga olikheter i metallhaltens fördelning 277
Tillämpningar på Falu gruva 284
Förhållandet mellan sulfidmalmerna och järnmalmerna . . . 289
V. **Om möjligheterna att upptäcka nya sulfidfyndigheter** . . 292
Zusammenfassung 296

Förord.

Vid uppgörandet av planen för den undersökning, vars resultat härmed offentliggöras, sattes som dess mål utvidgandet av kännedomen om de mellansvenska sulfidmalmernas geologi, ett undersökningsfält där under de senaste decennierna jämförelsevis få arbeten utförts. Att Falu gruva utvaldes berodde dels därpå, att denna Sveriges mest berömda gruva allt fortfarande är en viktig malmproducent, och dels på den omständigheten, att över densamma redan förelåg en synnerligen väl utförd geologisk beskrivning, nämligen TÖRNEBOHMS av år 1893. Tiden för undersökningen var nämligen bestämt begränsad; det föreföll då lämpligare att bygga vidare på en redan föreliggande utredning, och att komplettera denna med de nya fakta, gruvarbetena kunde ha bragt i dagen sedan dess avslutande, och med hjälp av de geologiska vetenskapernas framsteg, i stället för att börja inom ett nytt arbetsfält, som vore svårare att överskåda.

Arbetsplanen upptog en revision av TÖRNEBOHMS karta över berggrunden i trakten närmast Falun och av hans undersökning av Falu gruva,[1] kompletterad med ett grundligt studium av densammas nyare delar, samt därjämte en mera ytlig granskning av vissa andra mellansvenska fyndigheters geologi.[2]

Revisionen av berggrundskartan över Falutrakten har icke föranlett några större ändringar i kartbilden (men väl i uppfattningen av bergarterna), men det blev icke dess mindre nödvändigt att företaga en ny fullständig kartering, då TÖRNEBOHMS karta saknar utsatta observationspunkter, som

[1] G. F. F. 15, s. 609, tavl. 34—41.

[2] Några smärre modifikationer i planen föranleddes av ESKOLAS under arbetets gång utkomna monografi över Orijärvitrakten i Finland (Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 40) i vilken några av de frågor, som min undersökning avsåg att lösa, redan blivit noggrant och utförligt behandlade.

angiva skillnaden mellan iakttagelser och konstruktion i kartbilden. För att få en bättre föreställning om omgivningarna till malmfyndigheterna utsträcktes karteringen över en areal flera gånger större än den, som TÖRNEBOHMS karta omfattar. Denna utvidgning var så mycket mera önskvärd, som området ligger långt från alla trakter, vilkas urberg blivit närmare undersökt.

Som underlag för kartan användes Generalstabens konceptkarta i skalan 1: 50 000 (bl. Falun), som i allmänhet visade sig mycket tillfredsställande. Rekognosceringen utfördes i allmänhet så noggrant, att praktiskt tagit alla hällar torde påträffats. Mindre grad av noggrannhet iakttogs dock inom ett par områden, såsom inom granitområdet i kartans nordöstra hörn, där det ansågs tillräckligt att följa några orienteringslinjer.[1] Den använda skalan tillåter ett tydligt urskiljande av huvuddragen i berggrunden, såsom fördelningen av olika graniter och av leptitformationen, samt olika utbildningsformer av denna senare. Någon högre grad av noggrannhet — såsom att utsätta de olika större amfibolitbäddarna, i stället för att använda ett tecken för »leptit med bäddar av amfibolit» — tillåter skalan knappast, men en sådan utförlighet är inom detta område utesluten redan därigenom att jordbetäckningen förhindrar detaljkombinationer.

De på kartan utsatta observationspunkterna avse att giva en ungefärlig föreställning om, i huru stor utsträckning kartbilden är grundad på direkt observation. Många hällar ha därför icke alls upptagits, särskilt inom homogena områden. Blockstudier ha på flera ställen givit ganska säkra resultat. Sålunda ligga dylika till grund för följande detaljer på kartan: gnejsgranitens utbredning i det hällfattiga området N om Stora Aspan, dioritens utbredning (på flera ställen) och det av gnejsgraniten förorsakade avbrottet vid sjön Varpan, glimmerskiffern Ö om Tisken, pegmatitsvärmarna

[1] Det förhållande, att även inom vissa andra delar av kartområdet observationspunkterna äro särskilt talrika längs vägarna, beror till stor del därpå, att vägdikena genomskära moräntäcket.

NV och SO om Falun; därjämte ha de utnyttjats för placeringen av vissa i Ö—V gående bergartsgränser.

De smärre gruvorna inom området ha på två undantag när ej varit i arbete, så att jag kunnat studera förhållandena under jord. Beträffande dem har jag således måst inskränka mig till undersökning av fast berg i dagen och av varp, varjämte gruvkartorna i flera fall med fördel rådfrågats.

Vid arbetet uti Falu gruva har jag sökt göra mig möjligast väl förtrogen med de geologiska förhållandena inom olika delar av gruvan, och därefter övergått till en undersökning av de nyare arbetena, samt till en ingående revision av vissa viktigare partier inom de redan av TÖRNEBOHM undersökta delarna. I framställningen av gruvans geologi har jag i de fall, där jag ej haft nämnvärt att tillägga till TÖRNEBOHMS beskrivning, inskränkt mig till ett kort referat av denna. I övrigt har jag sökt sammanföra gammalt och nytt till en enhetlig bild, på samma gång som jag i möjligaste mån angivit, vad som härstammar från TÖRNEBOHM och vad som nu tillfogas. Det ligger i denna undersöknings natur, att den måste i åtskilliga fall leda till kritik av TÖRNEBOHMS slutsatser, stundom i ganska väsentliga punkter. Jag vill därför här begagna tillfället att betona, det TÖRNEBOHMS arbete allt fortfarande är den stomme, i vilken de nya iakttagelserna över Falu gruvas geologi infogas, och att giva ett uttryck åt den djupa beundran för hans arbetsprestationer, som måste gripa envar som får anledning att i alla detaljer följa hans väg i detta sällsport komplicerade och svårtydda fält.

För att ernå en vidare syn på de geologiska problem, som sulfidmalmerna i Falutrakten erbjuda, har jag företagit helt korta besök vid ett större antal andra sulfidmalmgruvor, såväl sådana som voro under arbete, som nedlagda. Dessa besök ha i allmänhet blott haft karaktären av helt korta exkursioner, och ej syftat längre än till fastställandet av de allra viktigaste dragen i fyndighetens geologi. Då nyare geologiska uppgifter saknas beträffande flertalet av dessa gruvor, och då jag i den allmänna diskussionen av sulfid-

malmernas geologiska historia i åtskilliga fall måste hänvisa till resultaten av dessa undersökningar, ha de gjorda iakttagelserna här sammanförts. Det måste emellertid uttryckligen betonas, att jag här endast kunnat upptaga huvuddragen i fältens geologi, samt vissa detaljer av mera allmänt intresse, och att jag vanligen uteslutande byggt på mina egna observationer och i vissa fall (beträffande nedlagda gruvor) på vad gruvkartorna visa. Jag har sålunda endast i ett par undantagsfall kunnat taga hänsyn till det material, som finnes i äldre kartor och relationer, och som fordrar ett mera tidsödande studium för att kunna utnyttjas.

Ett kapitel redogör för den uppfattning av sulfidmalmernas bildningshistoria och omvandlingar, till vilken undersökningens resultat fört, i ett annat beröres en del slutsatser av viss praktisk räckvidd, som kunna dragas av de här framlagda fakta och de på dem byggda teoretiska slutsatserna.

För att göra de viktigare teoretiska resultaten tillgängliga även för sådan vetenskaplig publik, som ej behärskar vårt språk, medtages en kort sammanfattning på tyska, varjämte förklaringarna till illustrationer och kartor försetts med parallelltext på detta språk.

Vid alla de under arbete varande gruvor, som jag besökt, har jag kunnat påräkna välvillig hjälp av vederbörande gruvföreståndare och ingenjörer. Särskilt är det mig en angenäm plikt att betona det intresse för mitt arbete i Falu gruva, som visats av Stora Kopparbergs Bergslags Aktiebolag, och som bl. a. yttrat sig däri, att några smärre arbeten i gruvan bedrivits så, att genom dem även viktiga geologiska frågor kunnat få sin lösning. Användandet av det Aktiebolaget tillhöriga originalmaterialet från Törnebohms undersökning har naturligen varit mig till mycket stor hjälp. Slutligen vill jag till föreståndaren för gruvan, intendenten P. A. Jonson personligen uttala ett hjärtligt tack för en myckenhet värdefull hjälp i råd och dåd.

Stockholm i dec. 1916

Per Geijer.

I.

Berggrunden i trakten omkring Falun.

Berggrundens ytformer och spricksystem. Kvartära avlagringar.

I topografiskt hänseende kan det undersökta området betecknas såsom en komplex av smärre bergshöjder utan någon mera framträdande orientering i bestämd riktning, genomskuren av några markerade dalgångar. De flesta höjderna nå upp till mellan 220 och 300 m ö. h., områdets högsta punkt är Vargberget i kartans nordvästra hörn med 384 m. Branta sluttningar äro undantag; de som finnas torde i många fall stå i samband med förekomsten av förkastningar.

Topografien visar icke något påtagligt beroende av berggrundens sammansättning. Diorit, amfibolit och pegmatit bilda gärna brant uppstickande hällar, medan leptiten vanligen har en jämnare yta[1] och gnejser och graniter i detta avseende intaga en mellanställning, men man finner ej någon regelbunden upprepning av detta förhållande i större skala. Visserligen framträder inom området Ö om Falun en markerad kontrast mellan gnejsgranitens höjder (Jungfruberget, Järlindberget och bergen N om Finnbo) och det av leptitformation bestående området S härom, men i kartområdets nordvästra hörn möta vi ett motsatt förhållande, i det Vargbergets leptitbergarter höja sig över den i S angränsande gnejsgraniten. Inblandningen av amfibolitiska led i Vargber-

[1] Särskilt påfallande äro de stora flata leptithällarna på Pilboberget och vid Gammelbergsdammen.

gets leptitformation räcker icke till att förklara denna motsättning.

Vida starkare än växlingarna i berggrundens sammansättning göra sig dess sprickstrukturer gällande i områdets ytgestaltning. Vid en blick på den topografiska kartan (jfr fig. 1) urskiljer man tre i NV—SO strykande dalgångar, nämligen östligast Varpan—Tisken—Runn, med ett fall från 114 m ö. h. till 106 m, vidare den starkare lutande dalränna, som från Ö om Vargberget går genom Stora Aspan och vidare mot SO, med ett fall (inom kartområdet) från 250 m ö. h. till 130 m, och längst i V Vallsansjöarnas dalföre, fallande från c:a 225 m ö. h. till c:a 185 m. Till dessa dalar ansluta sig, mer eller mindre tydligt, sådana från N. Sålunda ansluter sig till den östligaste av de nämnda dalarna en markerad linje utmed Varpans östra strand och Jungfrubergets sydvästra fot. Förhållandena utanför kartområdet tala för, att denna linje, liksom huvuddalen Varpan—Runn, är beroende av en svaghetslinje i berggrunden. En mera markerad dal i N—S är den som upptages av Spjutsjön och Holsjön och fortsätter i Stora Aspan.

De nämnda tre stora dalarna i NV—SO kunna följas långa sträckor även utanför kartområdets gränser. Emellan dem finnas andra, med dem parallella linjer, såsom en smal dalgång mellan de båda kullarna N om Lövberg (vidare markerad av krossad, kvartsdränkt bergart S om Slätta), en linje från Stångtjärn till Källviken, och en, som i viss mån markeras av Stora och Södra Vällans östra strand. De båda sistnämnda linjerna äro delvis bättre utvecklade utanför kartans område.

Då dessa dalar övertvära de viktigaste bergartsgränserna och bergarternas — f. ö. föga utvecklade — skiffrighet, är det sannolikt, att deras anläggning på ett eller annat sätt sammanhänger med förekomsten av spricklinjer i berggrunden. I många fall torde verkliga förkastningslinjer föreligga, såsom framgår av angränsande bergarters tillstånd, men i andra fall, t. ex. i Aspandalens smala nordvästra del, måste

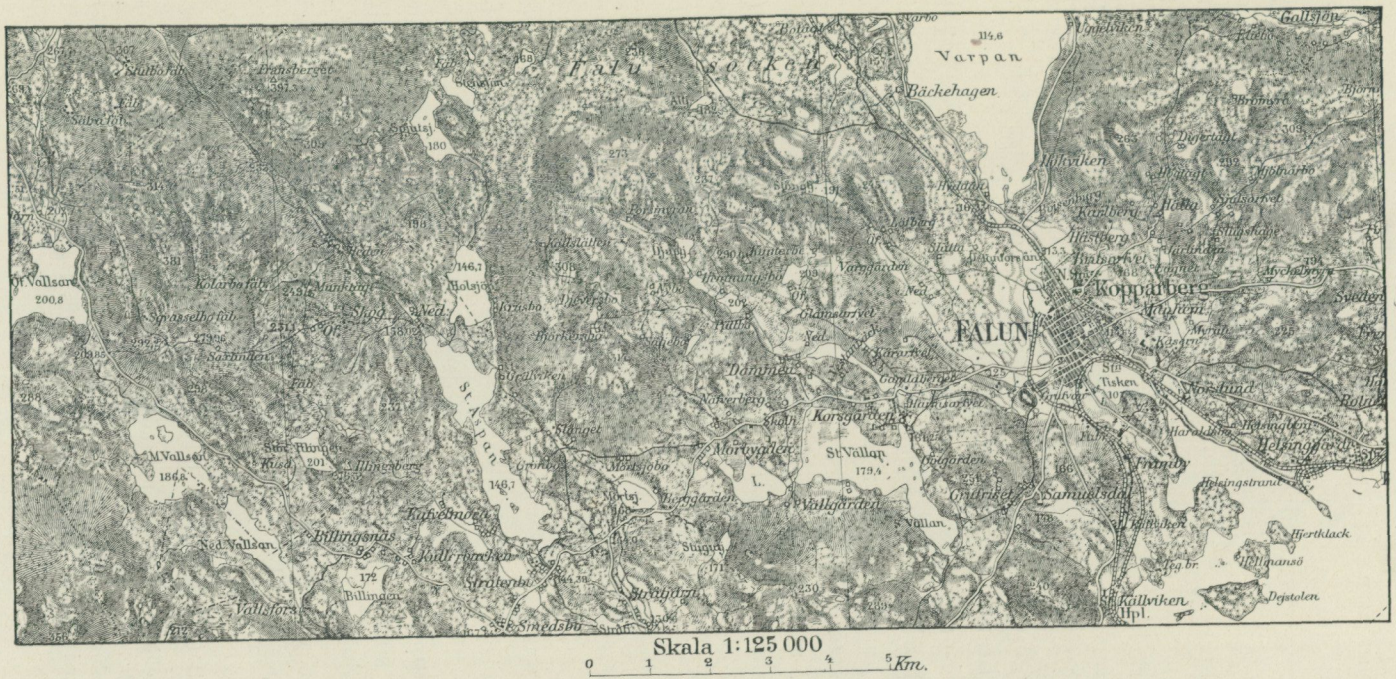


Fig. 1. Topografisk karta över trakten omkring Falun. Skala 1 : 125 000. (Efter topogr. bladet Falun i 1 : 100 000.) [*Topographische Karte der Umgegend von Falun. Massst. 1 : 125 000. (Nach dem topogr. Blatte Falun in 1 : 100 000.)*]

förskjutningarna i berggrunden ha varit obetydliga. Endast i ett fall har en dylik linje kunnat närmare studeras i fast berg, och dess natur av förkastning kunnat klart fastställas. Denna å berggrundskartan (tavl. 1) utsatta förkastningslinje går c:a 1 km Ö om sjön Övre Vallsan, men närmar sig längre åt SO alltmera Vallsansjöarnas dalbotten. Den framträder på långa sträckor såsom en ett par tiotal meter bred dalränna med mycket branta väggar och bottnen ofta upptagen av kärrmark. På andra ställen, såsom Ö om Vargbergsgruvan och NO om Mellan-Vallsan, går linjen i den västra foten av en ganska brant bergsluttning. Bergarten på sidorna är krossad (mylonitiserad), kiseldränkt och genomflätad av vita kvartsådror. Förkastningsplanet torde stå i det närmaste vertikalt. Väster om denna förkastning har, av topografiska skäl, en annan (sannolikt mindre betydande) sådan angivits. Möjligt är dock, att den kan vara en del av den nyss beskrivna, och att dennas förlopp sålunda ej är så rakt som antagits. (Om förkastningarnas storlek m. m., se nästa kap.)

Beträffande det nordväst-sydostliga spricksystemets ålder finnas endast få hållpunkter. Det måste emellertid vara yngre än samtliga arkäiska bergarter inom området. Visserligen är det svårt att direkt påvisa, att mylonitiseringen drabbat även den serarkäiska graniten, men det framgår redan av denna granits sätt att uppträda, att systemet tillkommit först efter densamma. Emellertid giva traktens diabasgångar en viktig upplysning. De båda största gå nämligen i samma riktning som spricksystemet i fråga, den ena t. o. m. ansluter sig omedelbart till en delvis i topografien markerad linje, nämligen den Ö om Vällansjöarna. Ett par smärre diabasgångar S om Lilla Källviken, vilka ej kunnat utsättas på kartan, visa däremot en annan riktning, nämligen N 25° Ö. TÖRNEBOHM (*Falun*, s. 615)[1] angiver samma riktning för en

[1] För enkelhets skull användas här följande förkortningar för TÖRNEBOHMS arbeten, till vilka ofta hänvisas. Med *Falun* betecknas »Om Falu grufvas geologi», G. F. F. 15, s. 609—690, och med *Bergslagskartan* »Geologisk öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag», Stockholm 1880—1882.

liten gång S om Lilla Vällan, vilken jag ej kunnat återfinna: diabasen i denna gång beskrives såsom olivinfri i motsats till den i de större. Det synes emellertid av den påfallande parallellismen mellan de stora diabasgångarna och sprick-systemet vara högst sannolikt, att det senare antingen redan existerade vid tiden för diabaseruptionerna, eller också uppkom samtidigt med dessa, och av samma yttersta orsaker. Då diabasen i fråga tillhör Åsbytypen, äro sannolikt dessa företeelser att förlägga till jotnisk eller epijotnisk tid.[1] Detta utesluter naturligtvis icke, att rörelser kunnat pågå utefter samma plan även i långt senare tid.

Även förkastningar i andra riktningar torde förekomma inom området. Sålunda är det sannolikt att södra stranden av sjöarna Lilla och Stora Vällan betecknar en öst-västlig förkastningslinje. Mylonitiserad leptit är iakttagen strax N om Vällgården. Gångkvarts och starkt kiseldränkt leptit har iakttagits även på andra ställen, såsom S om Lilla Källviken samt vid Karsbotjärn N om Morbygden.

De drag i Falutraktens ytformer, som vi hittills uppehållit oss vid, hava varit sådana som berott av den fasta berggrundens morfologi. De kvartära avlagringar, som inom stora delar av området bilda ett nästan sammanhängande täcke över berggrunden, beslöja icke i nämnvärd grad de viktigare dragen i dennas ytgestaltning. Endast i dalgångarna dominera de lösa avlagringarna i sådan grad, att man har mycket svårt att bilda sig någon föreställning om det fasta bergets former. Emellertid är moräntäcket även inom områdets övriga delar tillräckligt mäktigt och jämnt utbrett för att vara en synnerligen försvårande faktor vid undersökningar av

[1] Jfr A. G. HÖGBOM, Fennoskandia (i STEINMANNS och WILCKENS Handbuch der regionalen Geologie), s. 122.

Parallellism mellan topografiskt markerade sprick- och förkastningslinjer och diabasgångar förekommer inom flera delar av västra Mellan-Sverige (se A. G. HÖGBOM, Precambrian geology of Sweden, Bull. geol. inst. Upsala 1910, s. 18. Exempel beskrivas också av J. FRÖDIN, Ymer 1910, s. 232, och H. NELSON, Ymer 1913, s. 285.)

berggrunden. Detta gäller särskilt trakten närmast omkring Falun. I viss mån ha, såsom redan nämnts i förordet s. 4, luckorna kunnat fyllas genom blockstudier, huvudsakligen inom sådana områden, där moränens yta ej är beslöjad av vegetation, såsom på det s. k. Gruvleret N om Falu gruva, på brandfält och kalhyggen samt på långgrunda sjöstränder. Även om sålunda de stora dragen i bergarternas fördelning kunnat fastställas med en ganska tillfredsställande noggrannhetsgrad, så utgör likväl de lösa avlagringarnas stora utbredning ett svårt hinder för alla detaljstudier, därigenom att så sällan större hällkomplexer förekomma.

Isrörelsen inom området har kommit från N 27° V till N 32° V, såsom visas av skarpt markerade, regelbundna räfflor. Endast på ett ställe har därjämte ett yngre system iakttagits, nämligen djupa, men föga regelbundna räfflor strykande N 44° V. Förekomsten av korsande räfflor på denna lokal (plana leptithällar SV om Falu gruva) finnes angiven redan på den av Th. Nordström år 1872—1874 upprättade kartan över Falutraktens berggrund.[1]

Då sålunda isens rörelseriktning i det närmaste sammanfaller med de nordvästliga dalarnas strykning, är det att antaga, att glacial erosion kunnat väsentligt bidraga till dessa dalars utskulpterande. Beträffande den glaciala skulpturen i smått är det påtagligt, att de i det föregående berörda olikheterna i formen mellan hällar av olika bergarter bero på det olika motstånd bergarterna kunnat bjuda mot isens rent nötande verksamhet.

Moräntäcket är i allmänhet jämnt utbrett, utan några topografiskt framträdande ojämnheter. Ett undantag utgöra de största dalarna, särskilt Varpan—Runn och Spjutsjön—Aspan, i vilka större moränmassor finnas avlagrade och där de (i synnerhet i den förstnämnda dalen) äro anordnade i drumlinartade strängar i isrörelsens riktning.[2] Mäktigheten

[1] Ett exemplar av denna karta förvaras å gruvkontoret i Falun.
[2] Se Th. Nordström, G. F. F. 1, s. 121.

är där betydande, många skärningar äro 4—5 m djupa utan att dock visa fast häll.

De granitiska bergarterna giva, här som annorstädes, upphov till en morän sammansatt av stora block. Orsaken härtill torde vara deras jämförelsevis goda förklyftning. Dylik blockmorän har stor utbredning exempelvis N och V om Holsjön, samt mellan sjöarna Illingen och Nedre Vallsan.

Fluvioglaciala bildningar spela en helt underordnad roll. En låg ås går genom staden Falun (där Åsgatan följer densamma) och vidare nedåt Runn, smärre gruskullar träffas SO om Stora Aspan, och en väl markerad åsrygg N om Övre Vallsan.[1]

Marina gränsen vid Falun ligger 201 m ö. h., enligt A. G. Högboms bestämning[2] på det band av frisköljda hällar, som uppträder på Pilbobergets östra sida. Likartade zoner finnas N om Kårarvet och på andra punkter inom området. Det är sålunda endast en mindre del av kartområdet, som faller under denna gräns. Inom dessa lägre partier, synnerligast invid Runn, ha lersediment en ganska betydande utbredning.

Översikt av berggrunden. Tektonik.

Med undantag för de fåtaliga diabasgångarna (jfr föregående kap.) tillhöra samtliga inom kartområdet uppträdande bergarter det egentliga urberget. I regel kunna de hänföras till någon av följande grupper, som äro ordnade efter ålder, begynnande med den äldsta:

Leptitformationen,
granitgnejs,
diorit (inkl. kvartsdiorit och uralitgabbro),
gnejsgranit,
serarkäisk granit och pegmatit.

[1] Strax utanför kartområdets östra gräns framgår den stora ås, som från Enviken och Svärdsjö kan följas över Hedemora och Badelunda till Sörmlandskusten i Nyköpingstrakten.

[2] G. F. F. 18, s. 486.

Leptitformationen delas av gnejsgraniten i två skilda områden (se berggrundskartan, tavl. 1), som dock i huvudsak sammansättas av samma bergartstyper. De viktigaste komponenterna i leptitformationen äro jämnkornig och kvartsporfyrisk leptit. I mindre mängd uppträda amfibolit, porfyrit och kalksten. Viktigare än dessa sistnämnda, men underordnade i jämförelse med de egentliga leptiterna äro de glimmerskifferartade former, cordierit- och granatrika bergarter samt kvartsit, vilka innehålla traktens sulfidmalmfyndigheter.

Den jämnkorniga leptiten är en vanligen finkornig kvartsfältspatbergart med en måttlig halt av biotit. Såväl kali- som natronleptiter uppträda, men man finner ej här så kemiskt extrema former som inom många andra leptitområden. Stundom innehåller leptiten även hornblände och granat. Dessa mineral tillkomma gärna, då leptiten, såsom mera sällan är fallet, visar en tydlig och regelbunden skiktning. Leptitens sekundära parallellstruktur (kristallisationsskiffrighet) är vanligen föga framträdande. Den sammanfaller med skiktningen, där sådan finnes.

Den porfyriska leptiten för strökorn av alkalifältspat och kvarts, i en grundmassa lik den jämnkorniga leptiten. Skiktning saknas fullständigt. Med avseende på förhållandet mellan alkalierna är bergarten i allmänhet att beteckna som intermediär.

Amfiboliterna bilda gångar och andra smärre intrusioner, eller konforma bäddar i leptitformationen. I det senare fallet hava de icke sällan en agglomeratartad utbildning, eller visa rester av en basaltisk lavabergarts strukturer.

En kvartsförande porfyrit med leptitisk struktur är representerad av några smärre områden, det största vid Morbygden.

Två områden ha betecknats som leptitisk gnejs, sannolikt av intrusivt ursprung. Det ena av dessa har av TÖRNEBOHM (*Falun*, tavl. 34) kallats »röd granit».

Kalksten (och dolomit) är endast träffad på några få ställen

inom kartområdet, såsom i Falu gruva, i Skyttgruvan, N om Kårarvet, vid Digertägt (som inneslutning i diorit) och, i form av smärre block, Ö om Stora Aspan. Förekomsterna äro så små, att de icke kunnat angivas å kartan i den använda skalan.

Ehuru leptitformationen i Falutrakten är starkt metamorfoserad, är det möjligt att med praktiskt taget fullkomlig säkerhet avgöra, att åtminstone största delen av dess bergarter äro vulkaniska bildningar, nämligen dels lavabergarter, som stelnat på eller mycket nära jordytan, dels lösa utbrottsprodukter, mer eller mindre omlagrade (tuffer och tuffiter). Resultatet av undersökningen bekräftar sålunda vad man funnit inom andra delar av den mellansvenska leptitformationen: att denna formation är *suprakrustal*, d. v. s. huvudsakligen uppbyggd av bergarter som bildats på jordytan. Den glimmerskifferartade leptiten, samt de med densamma associerade, sulfidmalmförande kvarts- och cordierit- eller granatbergarterna äro sannolikt uppkomna genom ett slags pneumatolytisk kontaktmetamorfos av normala leptitiska bergarter.

Det näst leptitformationen äldsta ledet i traktens berggrund är *granitgnejsen*. Denna bergart har granitisk sammansättning, och dess intrusivnatur framträder i förhållandet mellan olika varieteter, av vilka den ena är intrusiv i den andra. Den dominerande typen motsvarar en kvartsrik, på mörka mineral tämligen fattig granit med övervägande (natronrik) plagioklas. Strukturen är alltigenom sekundär, resultatet av en ganska regelbunden omkristallisation (granoblastisk). Gränsen mot leptitformationen har ett uddigt förlopp, som tillåter flera olika tydningar: gnejsen kan vara intruderad utmed bankningsplan i leptiten, eller intruderad samtidigt med dennas veckning, eller också är denna form på gränsen beroende på en veckning senare än intrusionen. Granitgnejsen visar såväl endogena kontaktföreteelser, såsom mot kontakten avtagande kornstorlek, som exogena sådana, vilka framträda i leptitens avsevärt ökade kornstorlek närmare

gränsen. På ett par ställen synes en granitporfyrisk gränsform av gnejsen vara utbildad. En liknande bergart har även träffats såsom lagergångar i leptiten långt från gnejskontakten.

Närmast yngre än granitgnejsen är en serie djupbergarter, omfattande dels femiska led — diorit m. m. — dels och huvudsakligen *gnejsiga graniter*. Dioritbergarterna synas vara äldst och torde i trakten av sjön Varpan genomsättas av graniten. Förhållandet mellan diorit-gnejsgranit-komplexen å ena sidan och granitgnejsen å den andra kan icke direkt avgöras, då de ej komma i kontakt med varandra. Det kan dock näppeligen betvivlas, att granitgnejsen är äldre, då den är fullständigt och regelbundet omkristalliserad, under det att gnejsgraniten stundom har sin primära struktur ganska väl bevarad. Graniten är inom områdets östra hälft en utpräglad oligoklasgranit, under det att längre västerut kalifältspat uppträder i med plagioklasens jämförlig mängd. Bergarten är i allmänhet mer eller mindre gnejsig, så att den måste benämnas gnejsgranit. Gnejsigheten uppkommer genom de olika mineralkornens omkristallisation till subparallellt utdragna aggregat av mindre korn. Gnejsgranitens kontakt mot leptiten har träffats blottad på ett ställe, och visar där klart den förras yngre ålder. I stort sett går likväl gränsen, även i det ifrågavarande fallet, konformt med bergarternas strykning. [1]

Den *serarkäiska graniten* är inom kartområdet representerad blott längst västerut, där ett antal massiv uppträda, vilka utgöra satelliter till ett längre åt V och SV vida utsträckt område av denna bergart. Graniten är oftast pseudoporfyrisk, mera sällan jämnkornigt finkornig, och uppträder på det för de serarkäiska graniterna karakteristiska sättet, genomvävande berggrunden med en myckenhet gångar och småmassiv. Den åtföljes av stora pegmatitmassor. Sådana uppträda också inom kartområdets östra hälft, där deras

[1] Det påfallande undantaget i trakten Ö om Övre Vallsan förorsakas uppenbarligen av den här uppträdande förkastningen.

närvaro torde betyda, att serarkäisk granit anstår på större djup i jordskorpan.

Den bild av Falutraktens berggrund, som gives i denna beskrivning och å den bifogade kartan, avviker i en del väsentliga punkter från äldre framställningar. TÖRNEBOHMS karta av år 1893 (*Falun*, tavl. 34) upptager tre led i »urformationens lagerföljd», nämligen granitgnejs, grå gnejs och glimmerskiffer, samt granulit. De genomsättande eruptiva bergarterna äro grå granit, röd granit, diorit och diabas. Av de lagrade bergarterna skulle granitgnejsen vara äldst och granuliten yngst. TÖRNEBOHM uppfattade traktens tektonik så, att här förelåg »en starkt sammanpressad skålbildning, inom hvilken skarpa veckningar med förhärskande O—V:lig riktning förekomma. Skålbildningens kanter representeras då af granitgnejsen i SO och NV; dess midtparti af granulitområdena. De inom dessa flerstädes förekommande, vanligen i O—V:lig riktning långsträckta, partierna af grå gnejs och röd granitgnejs, såsom t. ex. kring sjön St. Vällan, blifva då sannolikt att uppfatta såsom genom veckningsprocesserna uppressade delar af granulitens underlag» (*Falun*, s. 616).

Såsom redan nämnts, har det nu visat sig, att granitgnejsen, leptitens (granulitens) förmodade underlag, i stället är intrusiv i denna. Det har också framgått, att den bergart i det nordvästra hörnet av TÖRNEBOHMS karta, som av honom uppfattats som granitgnejs, icke tillhör denna utan gnejsgraniten (TÖRNEBOHMS »grå granit») samt att de förmodade »ryggarna» av granitgnejs vid St. Vällan tillhöra dels leptiten, dels en porfyritisk bergart.

Av denna skäligen grundliga ändring i uppfattningen av det inbördes förhållandet mellan traktens äldsta bergarter beror det också till en del, att TÖRNEBOHMS grupp »grå gnejs och glimmerskiffer» icke bibehållits. Denna grupp avsågs nämligen att omfatta de bergarter, som uppträda mellan granitgnejsen och den normala leptiten och som således, enligt TÖRNEBOHMS uppfattning, även till åldern skulle falla

mellan dessa. Då nu antagandet av en lagrad serie granitgnejs-leptit visat sig oriktigt, saknar gruppen som sådan existensberättigande. De till densamma förda glimmerskiffriga bergarterna bilda emellertid en viktig avdelning, vars utbredning redan på NORDSTRÖMS karta av år 1874 (jfr ovan sid. 12) och på TÖRNEBOHMS Bergslagskarta angivits i huvudsak lika som på den nu publicerade kartan. I övrigt ha de som »grå gnejs och glimmerskiffer» betecknade områdena visat sig bestå dels av normal leptit (stundom kvartsporfyrisk), dels av mera grovkornig sådan. Det hade varit önskvärt att den sistnämnda formens utbredning hade kunnat angivas på kartan, men det har visat sig omöjligt att konsekvent avskilja den från den normala, mera finkorniga leptiten.

TÖRNEBOHMS »röda granit» har jag, som nämnt, på grund av dess struktur fört till leptitformationen. Slutligen återstår att påpeka ett direkt fel i TÖRNEBOHMS karta av år 1893 (*Falun*, tavl. 34 och sid. 612). Där uppgives nämligen, att kvartsit förekommer vid Morbygden, vilket är oriktigt, under det att förekomsten vid Näverberg icke är angiven. (Det finnes anledning antaga, att TÖRNEBOHMS kartering på ifrågavarande punkt beror på uppgifter, som lämnats honom från annat håll.)

Berggrunden inom kartområdets västra hälft har förut ej varit föremål för annan undersökning än den för TÖRNEBOHMS Bergslagskarta företagna rekognosceringen. Med hänsyn till den ringa tid, som därvid stod rekognoscören till buds, är det naturligt att kartbilden måst visa sig oriktig i flera viktiga delar.

Redan har nämnts, att TÖRNEBOHMS uppfattning av tektoniken i trakten närmast omkring Falun visat sig delvis ohållbar, i det att »skålbildningen mellan Rogen och Runn» icke existerar. Däremot föreligga säkra bevis för förekomsten av väst—ostliga veck, om också icke alldeles så som TÖRNEBOHM tänkt sig.

Där skiktning eller bäddformig växling av olika bergarter förekommer i leptitformationen, finner man så gott som all-

tid, att bergartens sekundära skiffrighet så nära sammanfaller med denna primära parallellstrukturs riktning, att ingen märkbar avvikelse föreligger. De stryknings- och stupningstecken inom leptitformationen, som angivas å tavl. 1, gälla sålunda i regel både skiktning (eller bankning) och skiffrighet. De porfyriska leptiterna, som i allmänhet synas ha saknat varje slag av primär parallellstruktur, visa endast undantagsvis någon starkare förskiffring, såsom i 213-m-berget N om Billingsnäs.

Såsom en blick på kartan visar, gå det stora leptitområdets gränser — mot gnejs i S och mot gnejsgranit i N och V — och parallellstrukturerna inom detsamma i stort sett parallellt. Vi möta sålunda även här det inom den mellansvenska leptit-gnejsgranit-terrängen normala förhållandet, att granitmassivens gränser förlöpa konformt med leptitformationens orientering.

Den tillsynes enkla byggnaden hos leptitformationen och frånvaron av diskordant skiffrighet få icke förleda oss att tro, det formationen bildar en enkel upprest bäddserie. Det är i själva verket flerstädes möjligt att påvisa en veckning av den art, TÖRNEBOHM antagit. Sålunda har jag på flera ställen i glimmerskiffern SO om Falu gruva funnit små veck, vilkas axel har en riktning N 60° O (till N 45° O) och en brant västlig stupning. Vid Skyttgruvan, NV om St. Vällan, finner man en veckning av det slag, att leptitens (och glimmerskifferns) skikt böjts ungefär vinkelrätt mot den allmänna strykningen, och att detta böjda stycke visar stark skrynkling med axeln riktad N 75° O. Som synes, sammanfaller på båda dessa ställen veckningsaxelns riktning ungefärligen med den allmänna strykningen i formationen. Även förloppet av gränsen granitgnejs—leptit Ö om Falun synes bestämmas av samma vecksystem. Det är dock tänkbart, såsom redan ovan framhållits, att gnejsen ej är äldre än veckningen, utan i stort sett samtidig med denna.[1] I Falu gruva kan

[1] TÖRNEBOHM (*Falun*, tavl. 34) antager samma veckning av gränsen SSO om Falun, där jag föredragit att lämna det fullständigt jordtäckta området utan berggrundsbeteckning.

samma system påvisas; detaljerna i detta områdes ytterst komplicerade tektonik kräva dock en särskild, mera ingående behandling, som gives i ett senare kapitel. Det är i varje fall tydligt, att inom det stora området av leptitformation förekomma åtminstone smärre veckningar med axeln i den allmänna strykningsriktningen. Jordbetäckningen samt sällsyntheten av regelbunden skiktning göra det omöjligt att komma längre i tydningen av detta områdes tektonik.

En del av leptitformationens bergarter, särskilt bland porfyrleptiterna, visa en påfallande ringa grad av mekanisk påverkan.

Egendomligt är i flera fall kalkstenarnas uppträdande. Såväl i Skyttgruvan som i Falu gruva visa sig dessa till sin form delvis oberoende av angränsande leptitbergarters tektonik. Det tillgängliga observationsmaterialet ger endast ofullständiga upplysningar men tyder på, att kalkstenarnas plasticitet kunnat vid berggrundens deformation leda till olikformigheter erinrande om dem, som stensaltlager kunna föranleda i yngre sedimentformationer.

Den stora förkastningen i kartområdets västra del försvårar tydningen av det nordvästra leptitområdets tektonik. Förhållandena inom detsamma torde emellertid vara väsentligen analoga med dem i det större leptitområdet. Vid Roland ha veckningar med nordostlig axelriktning iakttagits, sålunda i den allmänna strykningsriktningen. Det mest anmärkningsvärda tektoniska draget i kartområdets västligaste del är förhållandet mellan gnejsgranitens och leptitens förskiffringsriktningar vid Storvallsbergsförkastningen. Såsom framgår av de utsatta strykningsobservationerna bildar det nordvästra leptitområdet i stort sett en »S-formigt böjd» komplex. Dess skiktning och skiffrighet gå alltid approximativt parallellt med gränsen mot gnejsgraniten. Detsamma gäller om den senares skiffrighet, utom på den sträcka, där gränsen bestämmes av förkastningen, och där den delvis starkt utvecklade gnejsigheten går vinkelrätt mot gränsen och sålunda även mot leptitens skiffrighet, som är parallell med denna

gräns. Om vi skulle utgå från det antagandet, att granitgränsen vid Mellan-Vallsan och den S om Vargberget ursprungligen utgjort varandras direkta fortsättning, parallellt med gränsen Valsfors—Billingsnäs—St. Aspan, så skulle vi till förklaring av de nuvarande förhållandena få antaga synnerligen betydande, och delvis av flera skäl högst osannolika rubbningar i berggrunden.[1] Sannolikare är, att gränsen granit—leptit ursprungligen här gjort en tvär böjning och på en sträcka (där nu förkastningen bildar gräns) gått ungefär i NNV—SSO. Det bälte närmast gränsen, som visade en med denna parallell och således ej av de i NO—SV gående gränserna influerad skiffrighet, skulle då ha på ett eller annat sätt bortskurits. En diskussion av de olika möjligheterna för ett sådant förhållande torde vara överflödig.

Den förkastningstektonik, som här och annorstädes inom området stämplats över den arkäiska veckningstektoniken, har redan behandlats i föregående kapitel.

Leptitformationen.

I översikten av berggrunden har redogjorts för de olika led, som uppbygga Falutraktens leptitformation. I den följande beskrivningen göra vi början med de porfyriska leptiterna.

Porfyrisk leptit.

Områdets porfyriska leptiter föra vanligen strökorn av kvarts och av fältspat i ungefär lika mängd; endast lokalt har en form träffats, i vilken kvartsströkorn nära nog sak-

[1] Det må betonas, att de fåtaliga observationerna i trakten av Valsfors och Billingsnäs ej utesluta möjligheten av, att även gnejsgranitens *södra* gräns avskurits och delarna förskjutits några hundra meter i förhållande till varandra. Detta skulle dock endast förklara en bråkdel av den förskjutning, som man enligt ovanstående antagande skulle få räkna med på sträckan Ö om Övre och Mellan-Vallsan.

nas men sådana av fältspat äro talrika. Fältspatströkornen nå oftast en längd av en eller ett par, mera sällan ända till 5 mm, kvartsströkornen äro i allmänhet något mindre, men kunna undantagsvis nå ända till 5 mm i genomskärning. Leptitens grundfärg är oftast rödlätt eller rödaktigt grå, fältspatströkornen ha vanligen en djupare röd färg. Stundom för bergarten små långsträckta biotitgyttringar, som giva densamma en viss parallellstruktur, under det den annars plägar ha en fullkomligt massformig habitus.

Under mikroskopet finner man att kvartsströkornen visa typiska strökornsformer: än ha de tydlig kristallbegränsning, än äro de rundade, stundom med korrosionsinbuktningar. I detalj pläga konturerna vara ojämna, fransade, på grund av kornets sekundära »fastväxande» vid grundmassan. Detta gäller särskilt om former med relativt grovkornig grundmassa. Strökornen äro antingen kristallografiskt homogena, ehuru mer eller mindre undulösa, eller oftare polysyntetiska, ett drag som tydligen, liksom undulositeten, uppkommit genom sekundär mekanisk påverkan, och som antyder en starkare grad av sådan. Egentlig sönderkrossning ser man däremot blott sällan.

Fältspatströkornen äro plagioklas, ofta med rikligt mikroklin i pertitisk genomväxning i form av tavlor ungefärligen ‖ M. Deras ursprungliga habitus är tjockt tavelformig efter M, dock ses även kristallsplittror. Av sekundära drag märkes utom granulering (jfr nedan) även att konturerna städse äro i detalj ojämna, på samma sätt som kvartskornens konturer, och tydligen av samma orsaker. Albitlamellering ses ofta, likaså tvillingbildning efter karlsbadlagen, i några fall uppträda också enstaka periklinlameller. Plagioklasen är oftast mer eller mindre starkt grumlad av sericit, vilket försvårar bestämningen av dess sammansättning. Emellertid angiva erhållna utsläckningsvinklar om 13°—14° i snitt ⊥ M en oligoklasalbit om c:a Ab_{90} An_{10}. Av brytningsindices synes γ alltid vara högre än 1.539 (Canadabalsam), men α betydligt lägre än detta värde, vilket pekar i samma riktning

som utsläckningsvinklarna.[1] I den analyserade varieteten (se s. 25) är dock plagioklasen tydligen kalkrikare, c:a Ab_{83} An_{17}.

Kvartskornens sönderfallande i optiskt olika orienterade fält, utan förändring av strökornets yttre form, motsvaras av

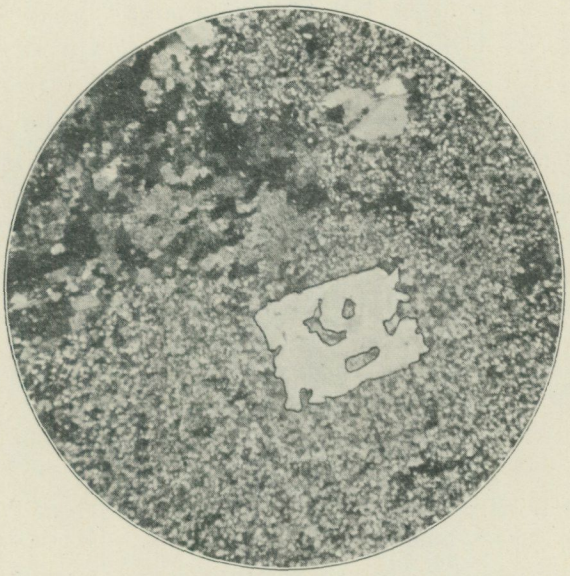


Fig. 2. Kvartsporfyrisk leptit, Kunterberget, Falun. Först. 13 ggr, + nik. Bilden visar ett större kvartsströkorn (konturerna ifyllda med tusch), ett fältspataggregat, uppkommet genom omkristallisation av ett strökorn, samt typisk grundmassa. [*Quarzporphyrischer Leptit, Kunterberget bei Falun. Vergr. 13, gekr. Nik. Zeigt einen grösseren Quarzeinsprengling (die Konturen mit Tusche nachgezogen), ein Feldspataggregat, entstanden durch Umkristallisation aus einem Einsprengling, sowie typische Grundmasse.*]

plagioklaskornens *omkristallisationsgranulering*. Med denna term vill jag beteckna den process, som består däri att i stället för det av kristallytor begränsade enkla strökornet bildas en till sin yttre form oregelbunden, oftast rundad gyttring av smärre, sinsemellan helt olika orienterade plagioklasindivid med enkla konturer. Dessa plagioklaser innehålla ibland pertitiska inväxningar av mikroklin; i andra fall ingå i aggregaten självständiga mikroklinkorn; stundom också

[1] För plagioklasbestämningarna ha använts MICHEL-LÉVYS värden för utsläckningen i snitt $\perp$ M, samt BECKES uppgifter om ljusbrytningen och om utsläckningen i snitt $\perp$ a och $\perp \alpha$.

kvarts och biotit. Dessa fältspataggregats uppkomst ur strökornen bevisas bl. a. av mellanformer. Metamorfosen tillgår tydligen så, att delar av strökornet omlagras till självständiga individ med helt annan orientering än det ursprungliga kornet. I de allra flesta fall börjar uppdelningen utifrån kornets periferi. I motsats till förhållandet vid kvartskornens uppdelning blir hos fältspaten strökornets yttre form icke bevarad, utan i stället bildas ett oregelbundet eller mera rundat kornaggregat. Detta innebär ju också vissa omflyttningar i den till strökornet gränsande grundmassan. De korn av kvarts och av biotit, som träffas i aggregaten och som äro större än grundmassans, torde ha tillhört denna och vid strökornets omkristallisation ha satts i rörelse och kristalliserat bland dess material. Anmärkningsvärt nog finner man i samma slipprov väl bibehållna strökorn och typiska granuleringsaggregat.

Den nu skildrade omkristallisationen av fältspatströkornen är en i våra leptiter mycket vanlig företeelse, som först beskrevs av BÄCKSTRÖM från Vestanåfältet.[1] BÄCKSTRÖM påvisade dess fullkomliga överensstämmelse med strukturer, som uppträda i kontaktmetamorfa porfyrbergarter. I ett följande kapitel skola vi ingå på en närmare granskning av densamma.

De porfyriska leptiternas grundmassa sammansättes väsentligen av fältspat och kvarts, jämte grönbrun biotit i oftast ringa mängd, samt enstaka små malmkorn. Fältspaten är i de flesta fall dels oligoklasalbit, dels mikroklin. Den relativa mängden av de båda fältspaterna växlar, men i regel överväger mikroklinen högst avsevärt. Bergarterna ge sålunda exempel på en ganska stark anrikning av kalk-natron-fältspaten i strökornsgenerationen, såsom också bl. a. funnits av ESKOLA i de analoga porfyrleptiterna vid Orijärvi.

Grundmassans struktur är oftast en typisk »pflaster», men stundom mera oregelbunden. Kornstorleken är i medeltal 0.04—0.07 mm.

[1] S. G. U, ser. C, N:o 168.

Den röda porfyrleptit, som upptager en stor del av höjderna S om Lilla Vällan, avviker något från den annars dominerande typen. Den är mera strökornsrik än denna, och för utom plagioklas och kvarts även mikroklinströkorn. Grundmassan är mera grovkornig, och har en orolig struktur. Möjligt är, att denna leptit snarare borde sammanställas med den som »intrusiv leptitisk gnejs» betecknade bergarten vid Södra Vällan, än med de övriga porfyrleptiterna inom området.

Till kemisk undersökning utvaldes en leptit, som anstår vid vägen V om Puttbo, ungefär i kartområdets mitt. Bergarten är rödgrå, alldeles massformig, med små strökorn av kvarts och fältspat. Strukturellt kan den tagas till typ för gruppen: dess kvarts har typiska strökornsformer, fältspatströkornen äro partiellt granulerade, grundmassan är pflasterkornig. Fältspataggregaten bestå av grumlig plagioklas, grundmassans fältspat är till större delen mikroklin. Sålunda är bergarten även till sin sammansättning en typisk representant för områdets porfyriska leptiter.

Analysen, som utförts av N. Sahlbom och T. Berggren, har givit följande resultat:

I. Kvartsporfyrisk leptit, V om Puttbo, Falun.

SiO_2	74.50	1242[1]	Q = 34.68				*Alsbachos* nära *lassenos*
TiO_2	0.18	2	or = 18.90				
Al_2O_3	13.13	129	ab = 34.58	F = 60.43		Sal = 95.52	Fältspatförhållande
Fe_2O_3	1.60	10	an = 6.95				$or_{31.3}\ ab_{57.2}\ an_{11.5}$
FeO	1.36	19	C = 0.41				
MnO	0.02	—	$MgSiO_3$ = 0.80	P = 1.59			
CaO	1.42	8	$FeSiO_3$ = 0.79				
MgO	0.30	25	mt = 2.32	M = 2.62		Fem = 4.33	
Na_2O	4.08	66	ilm = 0.30				
K_2O	3.21	34	pr = 0.12				
P_2O_5	0.01	—			H_2O etc.	0.43	
BaO	0.01	—				100.28	
S	0.06	2					
$H_2O+105°$	0.39	—					
	100.27						

[1] Denna kolumn upptager molekylartalen, uträknade efter Osanns tabeller (Beiträge zur Chem. Petrographie, I, Stuttgart 1903), och multipl. m. 1000.

Till jämförelse återgivas här ett antal analyser av yngre vulkaniska bergarter från olika områden och av mer eller mindre likartad sammansättning med analys I.

	I	A	B	C	D	E	F	G
SiO_2	74.50	73.08	73.64	71,85	70.47	76.19	72.79	75.76
TiO_2	0.18	0.62	0.11	0.43	—	—	—	—
Al_2O_3	13.13	13.50	13.44	13.17	13.36	13.42	13.77	14.36
Fe_2O_3	1.60	2.60	0.60	2.17	0.42	0.41	1.69	0.86
FeO	1.36	0.13	0.74	1.34	0.91	ej best.	ej best.	ej best.
MnO	0.02	spår	0.06	0.12	0.21	—	—	—
MgO	0.30	0.15	0.26	0.63	0.54	spår	0.28	0.12
CaO	1.42	1.07	1.26	2.25	1.04	1.35	1.24	1.20
Na_2O	4.08	3.95	3.51	4.06	4.01	4.57	3.39	4.02
K_2O	3.21	3.19	4.50	3.89	3.47	2.63	4.38	3.82
BaO	0.01	0.06	0.11	—	—	—	—	—
P_2O_5	0.01	spår	0.06	0.14	—	—	—	—
S	0.06	0.12[2]	—	—	—	—	—	—
H_2O	0.39[1]	1.33	1.99	0.43	6.10	1.15	2.41	0.37
	100.27	99.80	100.30[3]	100.48	100.53	99.72	99.95	100.51

[1] Över 105°. [2] SO_3. [3] Häri ingår 0.02 SrO.

A. Ryolit, Waihi, Nya Zeelands Nordö (HOLLAND, Q. J. Geol. Soc. 1899, s. 467).
B. Ryolit, Slate Creek, Tehama Co, Californien (HILLEBRAND i U. S. Geol. Survey, Bull. 148, s. 192).
C. Ryolit, Tower Creek, Yellowstone Park (IDDINGS, U. S. Geol. Survey Monogr. 32, s. 261).
D. Pimsten, Cabo de Gata, Spanien (OSANN, Z. d. d. geol. Ges. 1891, s. 689).
E. Ryolit, ön Unga, Kamchatka (WENJUKOFF, ref. i N. J. 1891, I, s. 281).
F. Obsidian, Hlinik, Ungern (LAGORIO, T. M. P. M. 8, s. 444).
G. Ryolit, Sidi Zerzor, Algier (DUPARC, PEARCE och RITTER, Mem. Soc. Ph. Genève, 1900, s. 115).

Av de anförda analyserna visar ju särskilt A, ryoliten från Waihi, en påfallande likhet med porfyrleptiten från Puttbo, men även de övriga stå denna nära. Likheten kommer ännu tydligare till synes, om vi, i stället för att jämföra analys-

siffrorna, sammanställa de efter amerikanska systemet beräknade normerna.[1]

	I	A	B	C	D	E	F	G
Q	34.7	35.2	32.8	28.9	30.5	35.8	31.7	35.0
or	18.9	18.9	26.7	22.8	20.6	15.6	26.1	22.2
ab	34.6	33.5	29.3	34.1	33.5	38.8	29.2	33.5
an	7.0	5.6	6.1	6.4	5.3	7.8	6.1	5.8
C	0.4	1.4	0.6	—	1.1	0.5	1.1	1.6
P	1.6	0.4	1.6	3.5	2.6	0.9	3.6	1.6
M	2.6	2.7	0.9	3.8	0.7	—	—	—

Vi finna härav, att bergarter av ungefärligen den sammansättning, som analys I visar och som torde vara den vanliga i Falutraktens porfyriska leptiter, ingalunda äro sällsynta inom yngre vulkaniska formationer. Några av de anförda analyserna representera icke-porfyriska former; för de porfyriska uppgives fältspatströkornens karaktär i allmänhet till en basisk oligoklas. Detta innebär en olikhet mot Faluleptiterna, där icke någon så stark anrikning av anortitmolekylen ägt rum i strökornen.

De porfyriska leptiterna inom vårt område äro säkerligen i de flesta fall, ja sannolikt alltid, magmatiska stelningsbergarter. De ha en typisk eruptivsammansättning. Strökornens jämna, regelbundna fördelning, frånvaron av varje antydan till skiktning, och grundmassans homogenitet göra det mycket osannolikt, att klastiska bildningar skulle ingå i någon väsentlig mängd.

Under det att strökornen i stor utsträckning väl bevarat sin ursprungliga form, kan grundmassans pflasterstruktur icke vara en oförändrad stelningsstruktur. Otaliga exempel från både äldre och yngre formationer visa, att en dylik struktur kan uppkomma genom omkristallisation av en grundmassa av

[1] Dessa värden äro för analyserna A—G tagna ur WASHINGTONS »Chemical analyses of igneous rocks», U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 14.

kvarts-fältspat-substans, vars ursprungliga utbildning varit glasig, kryptokristallin, sfärolitisk, eller någon annan av de strukturformer, som uppträda i hastigt avsvalnade bergarter av denna sammansättning. Grundmassans vanligen ringa kornstorlek och den skarpa skillnaden mellan strökorn och grundmassa antyda, att den senare icke ursprungligen varit mikrogranitisk eller granofyrisk. Ett undantag utgör porfyrleptiten i bergen S om Lilla Vällan, som möjligen kan ha haft en primärt kristallin grundmassa. Vi kunna sålunda sluta oss till, att huvudmassan av Falutraktens porfyriska leptiter bildats under sådana förhållanden att de måste betecknas såsom vulkaniska och ej som djupbergarter: antingen såsom verkliga lavabäddar eller som intrusioner mycket nära jordytan. För större delen synes den första eventualiteten sannolikare, för den nyssnämnda leptiten S om Lilla Vällan däremot den andra.

På ett par ställen visar leptiten ett utseende, som tyder på att den ursprungligen varit en grovt klastisk bildning. Större och mindre, tämligen kantiga fragment av en leptitvarietet ligga i en mellanmassa av något avvikande sammansättning. Sålunda förekommer vid vägen mellan Puttbo och Nybo en kvartsporfyrisk, tämligen kalirik leptit, sammansatt av ljusare fragment i en mörkgrå, tydligen biotitrikare massa. Fragmenten äro av växlande storlek, från ett par mm upp till mer än 1 dm i längd, och äro dels rundade, dels mera kantiga, men alltid starkt tillplattade parallellt med den mycket svagt framträdande skiffrigheten. Varken i detta fall, eller i en annan, mindre och något olikartad förekomst i samma trakt, är det möjligt att förklara den klastiska strukturen genom antagandet av några krossningar och sönderbrytande av lager i fast bergart (autoklastiska fenomen, pseudokonglomerat). Det förefaller därför högst sannolikt att här föreligga vulkaniska explosionsbreccior, omkristalliserade, och »utvalsade» under metamorfosen. Med än större säkerhet kan man tillämpa denna tydning på vissa grovklastiska former, som ha en ganska stor utbredning på Vargberget

och angränsande höjder i kartområdets nordvästra hörn. En del av dessa bestå av fragment av porfyrisk leptit, i en mellanmassa som är amfibolitisk, eller som synes representera en blandning av basaltiskt (amfibolitiskt) och ryolitiskt (leptitiskt) material. En tunn bädd består av brottstycken av amfibolit och av skiktad leptit, i en leptitisk massa.

Jämnkornig leptit.

Den jämnkorniga leptiten är leptitformationens vanligaste bergart. Den är allenarådande i området Ö om Falun, och dominerar även V om staden, ehuru där, V om en linje ungefär över Nästjärn — Kårarvet — Götgården, växlande med porfyrisk leptit och amfibolitiska bergarter.

Bergarten är enformig. Vanligen för den en måttlig mängd biotit, som ger den en ljust grå färg. Kornstorleken plägar växla mellan c:a 0.04 mm och 0.10 mm; de mest grovkorniga formerna träffas huvudsakligen nära granitgnejsen, eller i omedelbart grannskap till granit. I nordväst är dock kornstorleken genomgående något större än annars.

Skiktning är ej någon allmän företeelse, men iakttages här och var inom området. Även i oskiktad leptit kan stundom en mycket utpräglad bankning iakttagas. Kristallisationsskiffrighet framträder endast svagt, så att bergarten i smått ter sig nästan massformig. Bäst synes den vara utvecklad i trakten Ö om Övre Vallsan.

Den vanligaste leptittypen består av kvarts, mikroklin, plagioklas och brungrön biotit. De flesta undersökta prov visa mycket mera mikroklin än plagioklas, men i några former är den senare alldeles dominerande. Sålunda har mikrolinfattig eller mikroklinfri leptit träffats såväl på flera ställen Ö om Falun, där den synes ha avsevärd utbredning, som längre västerut. I allmänhet är plagioklasen starkt sericitgrumlad, men kan efter ljusbrytningen bestämmas till en natronrik oligoklas, eller oligoklasalbit. I ett prov av utpräglad plagioklasleptit är den omvandlad till ett aggregat av epidot och

sericit, vilket ju tyder på en högre kalkhalt. (Kalkrik plagioklas träffas även i vissa skiktade former, jfr nedan.) På ett ställe har leptit med en grovt pertitisk fältspat träffats. Malmmineral — väl huvudsakligen magnetit — förekomma sparsamt som små korn. Enstaka blekröda granater ses här och var, och kunna vara makroskopiskt synliga. Då de uppträda, plägar biotiten gärna vara utbildad i större, poikili-

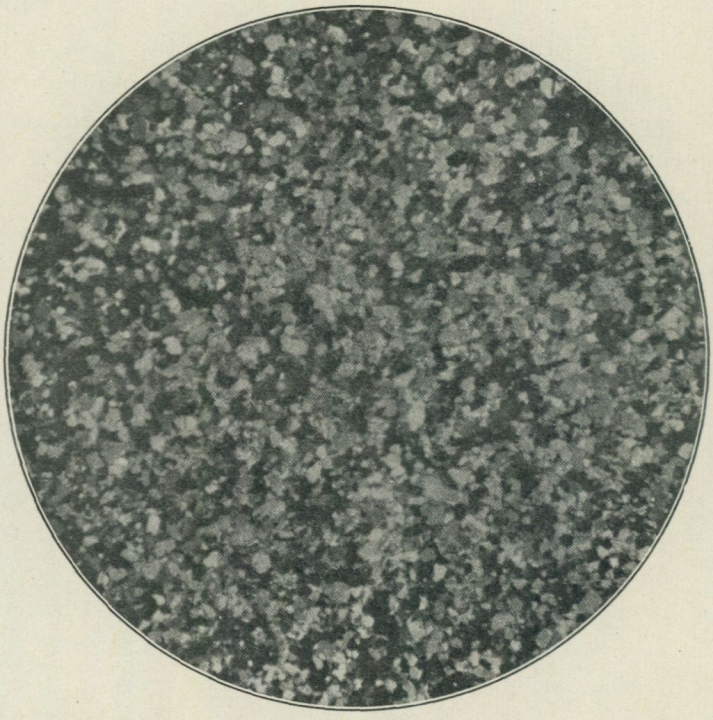


Fig 3. Jämnkornig leptit, Ö om Myckelmyra, Falun. Först. 16 ggr, + nik. Visar den pflasterartade strukturen. [*Gleichkörniger Leptit, östl. von Myckelmyra, Falun. Vergr. 16, gekr. Nik. Zeigt die pflasterartige Struktur.*]

tiska tavlor, antydande större substansomflyttningar inom bergarten vid omkristallisationen.

Den jämnkorniga leptitens *struktur* är vanligen en regelbunden pflaster, eller åtminstone pflasterartad. Biotitens anordning plägar giva en svag antydan till kristallisationsskiffrighet, däremot visa kvarts och fältspat ingen utsträckning

i särskild riktning, utan äro isometriska (fig. 3). Ett undantag utgöra vissa leptiter inom det nordvästra leptitområdet, som äro starkare kristallisationsskiffriga (fig 4).

Det förekommer emellertid också, att kornen ej äro ens approximativt lika stora, bergarten kan t. ex. innehålla talrika större kvartskorn, växlande i dimensioner från den i leptitgrundmassan vanliga till halvmillimeterstora strökorn.

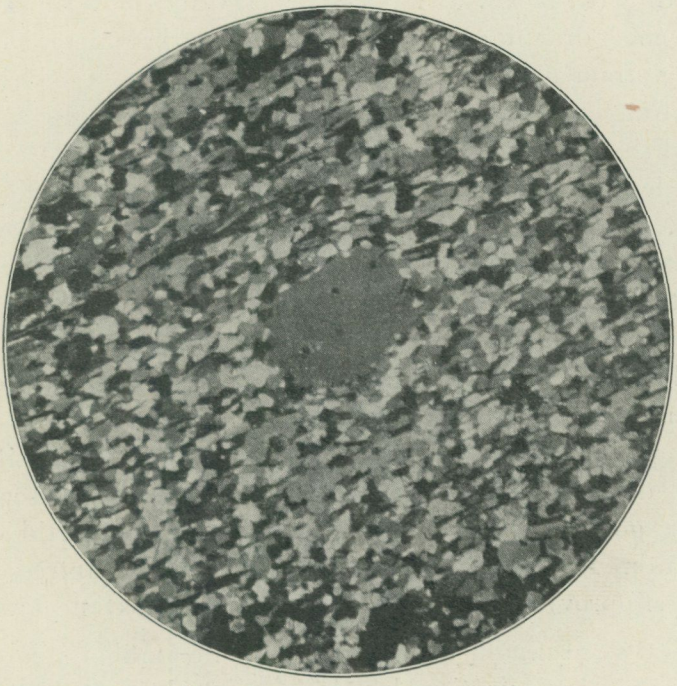


Fig. 4. Leptit, NNO om Övre Vallsan. Först. 16 ggr, + nik. Visar kristallisationsskiffrig massa av fältspat, kvarts och biotit, samt ett enstaka kvartsströkorn. [*Leptit, NNO-lich vom Övre Vallsan. Vergr. 16, gekr. Nik. Zeigt kristallisationsschiefrige Masse von Feldspat, Quarz und Biotit, sowie einen vereinzelten Quarzeinsprengling.*]

I flera fall ha leptiter, som för det obeväpnade ögat förefalla jämnkorniga, vid mikroskopisk undersökning visat sig föra smärre strökorn av kvarts eller fältspat, eller av båda-dera. Från de verkliga porfyrleptiterna skilja sig dock dessa varieteter ganska skarpt, då de i påfallande grad sakna den regelbundenhet i strökornens form, dimensioner och fördelning, som utmärker de förra. Härtill kommer, att strökornen

i dessa »mikroporfyriska» leptiter ju äro vida mindre än de i porfyrleptiterna, och att de utgöra en mycket mindre del av bergartens massa.

Bland de tydligt *skiktade* leptiterna finnas flera olika typer. På ett ställe S om landsvägen mellan Myckelmyra och Sveden anstår en form, som består av kvarts, plagioklas, biotit, hornblände och granat. Plagioklasen är en labrador om c:a Ab_{50} An_{50} (utsläckn. $\perp$ M = 28°). Hornbländet är kraftigt grönt, med dragning åt blått $\parallel$ c. De mörka mineralens fördelning framkallar en skiktning, med skiktens tjocklek växlande från ett par mm till 1 cm. Dylik skiktning av lager med olika halt av mörka mineral är icke ovanlig i det nordvästra leptitområdet och har även träffats bl. a. på Källviksberget, där också tunna, amfibolitiska skikt ingå i leptiten.

Leptiten på Järlindbergets sydöstra sluttning är flerstädes tydligt skiktad. Sålunda visar ett mikroskopiskt undersökt prov växlande skikt av mikroklin, mikroklin + biotit, och mikroklin + kvarts, den sistnämnda kombinationen med enbart hälften så stor kornstorlek som de båda andra. På några andra punkter inom detta område sammansättes leptiten av kvarts, diopsid, granat och amfibol, jämte spår av kiser, samt har en god skiktning. Denna form har emellertid endast ringa utbredning. Amfibolen erbjuder ett visst intresse: den är (i slipprov) mycket blekt gulgrön, optiskt negativ med $c : c = 16°$, sannolikt är den en Mg-Fe-amfibol (cummingtonit). Somliga partier ha dock en starkt grön färg, men alldeles samma optiska orientering som resten av individet. Fina genomgångar efter (001) äro mycket tydliga. Tvillingbildning efter (100) ses stundom, i vilket fall de nyssnämnda genomgångarna saknas.

En jämförelse mellan de jämnkorniga och de porfyriska leptiterna ger vid handen, att de förra — bortsett från de sist beskrivna, skiktade formerna — i likhet med de senare ha eruptivbergartsammansättning. I motsats till porfyrleptiterna sakna de emellertid sådana strukturdrag, som tyda

på en ursprunglig karaktär av stelningsbergart. Däremot äro både sammansättning och struktur väl förenliga med det antagandet att de jämnkorniga leptiterna representera, i omkristalliserat skick, lösa vulkaniska utbrottsprodukter och slamströmmar. Det är dock icke otänkbart, att gruppen kan innefatta även omkristalliserade lavor. Vi må erinra oss, att många yngre vulkanområden ge exempel på uppträdandet av ytbergarter utan porfyrstruktur, såsom obsidian, pechsten, sfärolitfelser o. s. v., vilkas omkristallisation otvivelaktigt kan leda till bildningen av bergarter av de jämnkorniga leptiternas typ. Slutligen är det möjligt, att de kvartsiga, väl skiktade leptiterna kunna vara kemiska sediment.[1]

Amfibolit.

De i leptitformationen uppträdande amfibolitiska bergarterna äro dels säkert intrusiva — vanligen gångformiga — dels konformt i formationen inlagrade bäddar. De intrusiva amfiboliterna behandlas i ett särskilt kapitel, då det icke är möjligt att säkert avskilja dem, som tillhöra leptitformationens bildningstid, från sådana som äro avgjort yngre, t. o. m. yngre än gnejsgraniten.

De bäddformiga amfiboliterna kunna indelas i tre grupper: sådana med delvis bevarade eruptivstrukturer, utan eller med agglomeratisk utbildning, och sådana i vilka dylika drag alldeles saknas.

Den minst metamorfoserade av de amfiboliter, som ha rester av en ytbergarts strukturer bevarade, är blottad c:a 300 m S om Puttbo, i kartområdets mitt. Bergarten är å vittrad yta svartgrön, i friskt brott mörkt grågrön, mycket finkornig, med talrika, ett par mm stora, ofta rundade strökorn av svart hornblände (uralit) samt mindre, vita fältspatströkorn. Den mikroskopiska undersökningen visar såsom

[1] Jag vill blott erinra om de bergarter, som uppkomma genom metamorfos av vissa kemiska sediment (jfr t. ex. G. F. F. 35, s. 455), och som erbjuda en del likheter med de ifrågavarande.

huvudbeståndsdelar plagioklas och ett blekt, blåaktigt grönt hornblände, vilket är utbildat i form av enkla nålar, till större delen subparallellt anordnade. Plagioklasströkornen, som i storlek växla från 0.4 till 2.0 mm, visa endast undantagsvis bevarade idiomorfa konturer, utan pläga vara i någon mån »uppfrätta» av grundmassans amfibolnålar. Man kan likväl tydligt urskilja, att de ursprungligen ägt skarpt idiomorfa konturer, och att de äga plagioklasströkorns vanliga former, så t. ex. äro genomträngningstvillingar ej ovanliga. Tvillingbildning efter albitlagen är vanlig, även periklinlagen förekommer. Utsläckningen $\perp$ M, 31°, visar på en kalkrik labrador, c:a Ab_{45} An_{55}. Zonalstruktur förekommer ibland, sålunda mättes i ett fall den symmetriska utsläckningen i snitt $\perp$ M till 29°, motsvarande högst 47 % Ab, men för ett bräm på samma individ blott 18°, svarande mot Ab_{63} An_{37}. I några fall äro strökornen starkt grumlade av sericitiska omvandlingsprodukter. Somliga korn visa en egendomlig fältuppdelning, ledande över till en omkristallisationsgranulering av samma slag som redan beskrivits från de porfyriska leptiterna. I dylika aggregat har ofta litet hornblände invandrat, motsvarande uppträdandet av kvarts och biotit i porfyrleptiternas granulerade fältspatströkorn.

Grundmassans ursprungliga plagioklaser finnas ställvis bevarade i form av fina lister om c:a 0.06 mm längd. I regel äro de dock omkristalliserade, mera isometriska, och beslöjade av hornbländefilten. Små magnetitkorn ses ganska rikligt; brun biotit är stundom associerad med hornbländet.

NNO om denna komplex av amfibolithällar, vid landsvägen SO om Puttbo, är en liknande bergart väl blottad. Här för bergarten rundade vita mandlar ganska rikligt, särskilt i somliga partier. Under mikroskopet urskiljer man en grundmassa väsentligen bestående av en hornbländefilt, och i densamma uralitströkorn, plagioklasströkorn med idiomorfa konturer — i några fall genomträngningstvillingar — samt rundade mandlar om 2—3 mm diameter. Fig. 5 visar strukturens huvuddrag. Plagioklasströkornen äro ofta seri-

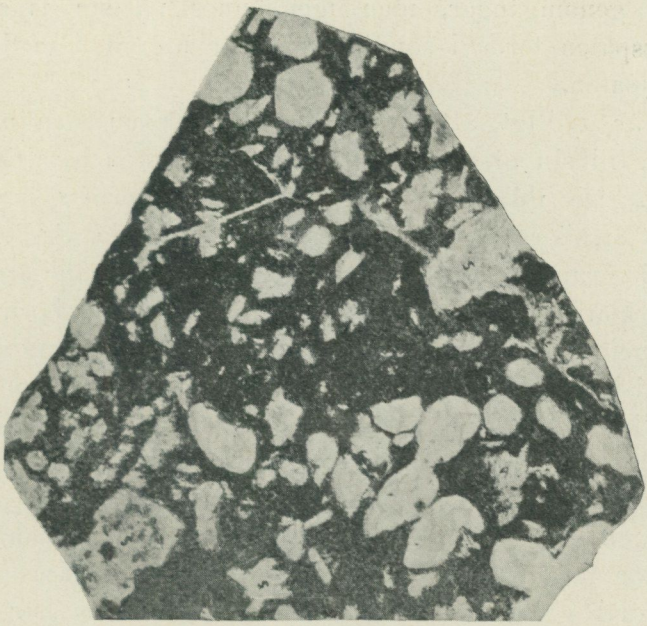


Fig. 5. Amfibolit, SO om Puttbo, Falun. Slipprov, 4 ggr först., vanligt ljus. Mandlar (vita, rundade) och strökorn (vita, kantiga) av plagioklas i en grundmassa huvudsakligen av hornblände (mörkgrått till svart). [*Amphibolit, südöstl. von Puttbo Falun. Dünnschliff, Vergr. 4, gewöhnliches Licht. Mandeln (weiss, rund) und Einsprenglinge (weiss, kantig) von Plagioklas in einer hauptsächlich aus Hornblende bestehenden Grundmasse (dunkelgrau bis schwarz).*]

citiserade och tillåta icke någon säker bestämning. Små pertitiska inväxningar av kalifältspat äro ganska vanliga. Emellertid är strökornet i de flesta fall omkristalliserat till en pflasterkornig massa av klar olamellerad plagioklas och spridda korn av kalifältspat. Plagioklasens ljusbrytning antyder en andesin. Även i de fall, då strökornets huvudmassa ännu ej omkristalliserats, finner man det vara längs kanterna överfört till ett dylikt aggregat.

Mandlarna sammansättas ibland av ett par stora plagioklasindivid ($Ab_{70}An_{30}$, enl. utsläckn. + 14° i snitt $\perp \alpha$) med litet kalifältspat i pertitisk inväxning. Vanligen äro dock dessa fältspater liksom strökornen omkristalliserade till en pflaster av plagioklas med kalifältspat. Plagioklasen kunde lätt tagas för kvarts, då den är alldeles olamellerad och utan

synliga genomgångar, men igenkännes på sin tvåaxighet. Kalifältspaten torde i somliga mandlar utgöra flera tiondelar av fältspaten.

Det är tydligt att denna bergart, liksom den nyss beskrivna, till sin ursprungliga karaktär varit en basaltisk lavabergart. De ibland zonala plagioklasströkornen med sina typiska strökornsformer, de stundom bevarade plagioklaslisterna i grundmassan och de regelbundna mandlarna giva alldeles klara bevis härför. De nästan isometriska hornblände-strökornen torde ha uppkommit genom uralitisering av kortprismatiska augitströkorn, liksom också i grundmassans hornblände ingår ursprunglig pyroxensubstans. Förekomsten av mandelbildningar, och det faktum att den först beskrivna amfiboliten åtminstone åt ena sidan (söderut) övergår i en inhomogen, agglomeratliknande bergart, göra det sannolikast att denna lava utflutit på jordytan och ej är intrusiv. [1]

En analys av den sist beskrivna amfiboliten har utförts av N. SAHLBOM och T. BERGGREN:

II. **Porfyrisk, mandelförande amfibolit, Puttbo, Falun.**

SiO_2	49.34	822
TiO_2	0.59	7
Al_2O_3	16.20	159
Fe_2O_3	1.91	12
FeO	8.24	114
MnO	0.18	3
CaO	14.15	253
MgO	5.52	138
Na_2O	2.91	47
K_2O	0.63	7
P_2O_5	0.10	1
BaO	—	—
S	0.12	4
$H_2O + 105°$	0.39	—
	100.28	—

[1] S. k. ellipsoid- eller »pillow»-struktur eftersöktes särskilt, men påträffades icke.

Ett försök att beräkna normen ur denna analys ger vid handen, att bergarten utöver de mineralogiska och strukturella förändringar, som den mikroskopiska undersökningen visar, även undergått sådana som bestått i mera omfattande substansförflyttningar. En del dylika förändringar kunna ock tänkas ha uppkommit redan före den egentliga metamorfosen, dit hör t. ex. det ganska rikliga uppträdandet av kalifältspat i en del mandlar. Strökornens antipertitiska karaktär är ett överraskande drag i en bergart av denna typ, men torde kunna förklaras så, att metamorfoserande inflytelser framkallat en »utsvettning» av den i plagioklasen i fast lösning bundna kalifältspaten, vars existens annars aldrig skulle observerats. Vad mandlarnas fältspater beträffar, så visar deras omkristallisationsgranulering, att de måste varit färdigbildade redan före den metamorfos, som varit utslagsgivande för bergartens strukturella och mineralogiska karaktär.

Amfibolit i huvudsak liknande den först beskrivna typen träffas på flera ställen, bl. a. på Vargbergets sydsluttning, där den bildar en 2 m mäktig bädd i leptiten. Mera utpräglat femiska former, med talrika uralitströkorn, ses flerstädes, såsom SO om Björkersbo och NV om Karsbotjärn.

Bland amfiboliterna ingå också flera olika former av mer eller mindre tydlig agglomeratnatur. Söder om Puttbo uppträder en serie bäddar av dylik amfibolit, skild från de förut beskrivna amfibolitvandlade lavabäddarna av ett leptitband, och förande inlagringar av jämnkornig leptit. Bergarten består av en mörkgrön, mycket hornbländerik grundmassa, i vilken ligga spridda isometriska, c:a 5 mm stora svarta uralitströkorn, samt mycket talrika, avrundade ljusare partier, mestadels om 5—10 cm längd och något långsträckta, med längdaxeln vanligen i formationens strykningsriktning. På ett ställe har också en boll av skiktad amfibolit observerats. Å starkt vittrade hällytor höja sig bollarna i relief över den mörkare mellanmassan. Fig. 6 visar en typisk häll.

Slipprov av mellanmassan visa en filt av i allmänhet mycket små stänglar av ett svagt färgat grönt, nästan kloritliknande

hornblände, fältspatströkorn fullständigt omvandlade till en småfjällig glimmermassa av det slag som ibland uppstår vid omvandlingen av kalkrik plagioklas, samt skarpt idiomorfa korn av färglös epidot (klinozoisit). Fläckvis finner man en mandelstensartad utbildning: i den fina hornbländefilten ligga talrika, väl rundade, c:a 0.10—0.15 mm stora kulor av ett fint aggregat av glimrar, epidot, hornblände m. m. (fig. 7).

Fig. 6. Häll av agglomeratisk amfibolit. S om Puttbo, Falun.
[*Agglomeratischer Amphbolit. Südl. von Puttbo, Falun.*]

Dessa mandelstensartade partier med sina runda mandlar och sina omvandlade fältspatströkorn likna i allra högsta grad en omvandlad slaggig basaltlava.

I mellanmassan förekomma också enstaka halvmillimeterstora, skelettartade korn av diopsid, inneslutande bl. a. hornbländestänglar i poikilitisk anordning. Genom diopsidkornens sammanflytande uppstår en diopsidfels, i vilken emellertid de illa omvandlade plagioklasströkornen ännu kunna urskiljas. Där mandelartade kulor förefunnits, äro även de bevarade,

men diopsiden har växt in i dem, så att formen ej längre är så regelbundet rundad. Ett prov av en typisk större boll visar ett dylikt aggregat av skelettartade pyroxener, omslutande omvandlade plagioklasströkorn och talrika blåsrumsliknande porer, helt utfyllda av en kalkrik plagioklas (att döma av ljusbrytningen en labrador) i radialstråliga aggregat.

Diopsiden erinrar i sin utbildning delvis om den skelettartade enstatit, som ERDMANNSDÖRFFER [1] beskrivit från kon-

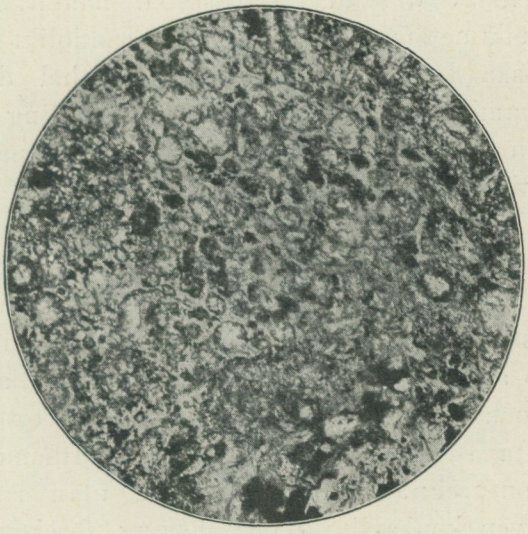


Fig. 7. Amfibolit med slaggstruktur, S om Puttbo, Falun. Först. 45 ggr, vanl. ljus [*Amphbolit mit Schlackenstruktur. Südl. von Puttbo, Falun. Vergr. 45, gewöhnl. Licht.*]

taktmetamorfa ortofyrtuffer från Harz. Då även fältspatens metamorfos i de förut beskrivna amfiboliterna är likartad med den i de av ERDMANNSDÖRFFER beskrivna bergarterna (se härom vidare sid. 100), så torde detta förhållande beträffande pyroxenen böra beaktas vid tydningen av de egendomliga fenomen, som ovan beskrivits.

Såsom redan framhållits, kan man utgå ifrån, att de mandelförande partierna representera en omvandlad slaggig basaltisk lava. Därest de, som förefalla tillhöra mellanmassan,

[1] Jahrb. der Preuss. Geol. Landesanst., 1904, s. 1.

egentligen äro smärre bollar, så kan hela amfibolitbädden bestå av klastiskt material av dylika bergarter, i form av större bomber och mindre stycken. Om däremot mellanmassan alltigenom haft en dylik utbildning, vore bergarten i dess helhet snarast att beteckna som en flytbreccia. Det är nu omöjligt att säkert avgöra, vilketdera som är fallet, dock synes den första möjligheten vara sannolikare. I varje fall kan amfiboliten lämpligast betecknas som ett vulkaniskt agglomerat.

Bildningen av diopsid torde, såsom nämnt, ha ägt rum under kontaktmetamorfosen. Mycket sannolikt är, att den agglomeratiska lavamassan innehållit en hel del kalkspat, som uppkommit genom hydrotermal omvandling eller genom vittring, och att denna vid metamorfosen lämnat en del av materialet till diopsidbildningen.

En annan form av agglomeratisk amfibolit anstår S om landsvägen vid Berggården, SO om Mörtsjön. Denna bergart består av fragment om 1—2 cm storlek, rundade eller något långsträckta, och en underordnad mellanmassa. Fragmenten äro alla amfibolitiska, men mängdförhållandet mellan plagioklas och hornblände växlar även inom ett och samma stycke. Ofta ses vita, väl rundade fältspatmandlar. Fragmentens konturer äro sällan kantiga, utan rundade, ofta uddiga. Även konkavlinjig begränsning förekommer. Mellanmassan är en ljus (fältspatrik) amfibolit. Bergarten visar inga bevarade ursprungliga mikrostrukturer, utan är helt och hållet omkristalliserad. Fragmentens form utesluter i detta fall alldeles möjligheten av att här skulle föreligga något autoklastiskt pseudokonglomerat. Deras mandelstenskaraktär och de ofta sinuösa konturerna tyda i stället på ett agglomerat av smärre bomber (lapilli), med en mellanmassa av finkornigare material.

Agglomeratisk amfibolit uppträder på ytterligare några punkter, såsom NO om Björkersbo, men är icke väl blottad.

Utom de nu beskrivna amfibolitformerna finnas även andra, som liksom de bilda konkordanta bäddar i leptitformationen. Sålunda är en finkornig, mörkgrön amfibolit utan strökorn

ganska vanlig inom sådana områden, där även de övriga varieteterna uppträda. I trakten av Vargberget uppträda även kvartsförande, stundom väl skiktade amfiboliter. Deras fältspat växlar: ett prov visar basisk andesin eller labrador, ett annat en sur oligoklas. Stundom för bergarten cm-långa, i prismazonen väl idiomorfa stänglar av ett (i slipprov) blågrönt hornblände, inströdda i den fint pflasterkorniga massan av plagioklas och kvarts. Dessa amfibolitiska bergarter kunna icke vara omkristalliserade basalter eller rena basalttuffer. Sannolikt sammansättas de dock huvudsakligen av tuffogent material, men i detta torde även sådant av ryolit (leptit) ingå. Den stundom uppträdande skiktningen och den lagerartade växlingen av olika bergarter tyda på ett sedimentärt och klastiskt ursprung. Även grundmassan i de förut omnämnda agglomeraten i Vargbergstrakten har i en del fall denna sammansättning.

De bästa tillfällena att studera förhållandet mellan amfiboliterna och leptiterna erbjuda höjden S om Puttbo, berget SO om Björkersbo och trakten kring Vargberget. Särskilt ger det sistnämnda området, trots den relativt starka metamorfosen, en god bild av leptitformationens sammansättning av olika porfyriska, agglomeratiska eller jämnkorniga leptiter och amfiboliter i bäddformig växling. I agglomeratserien S om Puttbo har en egendomlig gränsbildning observerats mellan agglomeratisk amfibolit och mycket finkornig, jämnt pflasterkornig leptit. Dess mäktighet uppgår på någon punkt till flera dm. Bergarten består av en blekröd grundmassa och i den inströdd atalrika, mestadels några mm långa, svarta amfibolstänglar. Den blekröda massan består av albit i korn om flera tiondels mm diameter, poikilitiskt späckade med kvarts. Möjligen föreligger här ett fall av mineralbildning genom substansutbyte mellan de båda bergarterna vid gränsen.

Kvartsförande porfyrit, leptitisk.

På flera ställen i trakterna N om Vällansjöarna anstår en kvartsförande porfyrisk plagioklasbergart, som genom sin

struktur visar sig ha genomgått väsentligen samma metamorfos som leptiterna, men som på grund av sin sammansättning icke lämpligen kan hänföras vare sig till leptiterna eller till amfiboliterna.

Bergarten är i allmänhet mörkgrå eller mörkt gröngrå, med talrika, vanligen 1—4 mm långa fältspatströkorn. Små stänglar av hornblände eller aggregat av biotitfjäll kunna ofta urskiljas, och giva gärna genom ojämn fördelning bergarten ett i smått spräckligt utseende.

Under mikroskopet urskiljer man talrika tjockt tavelformiga plagioklasströkorn, ofta med kanterna i hög grad »uppfrätta» av grundmassan, men ej granulerade genom omkristallisation. Zonalstruktur förekommer ibland. Så bestämdes, i ett snitt $\perp \alpha$, kärnan till Ab_{64} An_{36} och brämet till Ab_{68} An_{32}. I andra fall visa homogena strökorn, bestämda på samma sätt, en sammansättning Ab_{73} An_{27}. Pertitiska inväxningar av mikroklin ses ofta, ehuru aldrig i större mängd; liksom i plagioklasströkornen i leptitformationens övriga porfyriska bergarter bilda de tavlor $\parallel$ M.

Grundmassan består av plagioklas, kvarts och rikligt hornblände eller grönbrun biotit. Plagioklasen och kvartsen ha nära lika ljusbrytning, vilket gör det svårt att få ett mått på kvartsmängden. Strukturen är en typisk pflaster, med en kornstorlek om några hundradels mm. Ett hornblände i poikilitiska, i prismazonen delvis idiomorfa stänglar uppträder stundom i grundmassan och inväxande i plagioklasströkornen. Det har ganska stark färg, med a ljust gulbrun, b grönbrun med dragning åt blått, c blågrön; vinkeln $c : c = 20°$. Biotiten är delvis samlad i gyttringar, i vilka även epidot plägar uppträda.

Bergarten har tydligen ursprungligen varit en kvartsandesitisk bergart, med plagioklasströkorn i en finkornig eller möjligen glasig grundmassa. Den har genomgått ungefär samma metamorfos som leptiten, varigenom grundmassan fått pflasterstruktur, medan strökornen i mindre grad influerats. De beståndsdelar, som nu ingå i hornblände och biotit, torde

ursprungligen, åtminstone till en del, ha bildat pyroxen eller hornblände. Dessa beståndsdelar ha sålunda varit vida mera i rörelse i bergarten än plagioklasmolekylerna.

Bristen på hällar gör det svårt att få några hållpunkter i fråga om denna porfyrits geologiska uppträdande. Flera omständigheter, bland dem formen på porfyritområdet vid Nästjärn, göra det dock mest sannolikt att den är intrusiv. I porfyriten S om Morbygden har ett litet leptitbrottstycke observerats.

Porfyritens ursprungliga karaktärer och dess sekundära strukturer motivera dess hänförande till leptitformationen. Både strukturellt och kemiskt står den mycket nära Salatraktens porfyrit (Törnebohm, *Bergslagskartan*, bl. 5, s. 23), från vilken den dock skiljer sig genom sin lägre kvartshalt och den därav följande frånvaron av strökorn av detta mineral. Falutraktens porfyrit är också starkare metamorfoserad än den vid Sala, i överensstämmelse med den genomgående olikheten i detta avseende mellan leptit- resp. hälleflinteformationen inom dessa båda områden.[1]

Leptitisk gnejs, intrusiv.

Redan förut har nämnts, att en del av leptiten genom metamorfos erhållit en så grov kornighet, att den lämpligen borde benämnas leptitisk gnejs, men det framhölls också, att dessa mera grovkorniga leptitvarieteter ej kunde särskilt utmärkas på kartan. En markerad särställning intaga däremot de former, vilkas grövre kornighet torde vara ett ursprungligt drag, och ej ett genom metamorfosen uppkommet sådant. Till dessa vill jag föra två områden, det ena omfattande den av Törnebohm (*Falun*) såsom röd granit betecknade bergarten vid

[1] I porfyritområdet S om Näverberg äro två av de s. k. Morbygdens gruvor anlagda (en tredje ligger i leptit). Gruvorna äro nu igenlagda, men blottat fast berg och talrika sprängda block visa, att de varit anlagda i alldeles ofyndigt berg. En ganska grundlig granskning visade ej annan malm än ett millimeterstort svavelkiskorn i porfyriten.

Södra Vällan, det andra liggande i områdets nordvästra hörn och endast till en del omfattat av kartan. Båda dessa, sinsemellan ganska likartade bergarter torde få uppfattas som granitporfyriska intrusioner, som genomgått i huvudsak samma metamorfos som leptitformationen, och som sannolikt utgöra de hypabyssiska motsvarigheterna till de redan beskrivna vulkaniska porfyrleptiterna.

Bergarten kring Södra Vällan representeras endast av talrika moränblock. Jag har helt och hållet följt TÖRNEBOHMS (*Falun*, tavl. 34) uppfattning av dess utsträckning. Bergarten är en blekröd, vanligen mycket biotitfattig leptitisk gnejs, ofta med spridda strökorn av fältspat och kvarts om 1—3 mm storlek. Kristallisationsskiffrighet är föga framträdande. Fältspatströkornen bestå av mikroklin och oligoklasalbit i oregelbunden pertitisk genomväxning, med övervikt än för den ena, än för den andra komponenten. Kvartsströkornen äro nu oftast polysyntetiska. Grundmassan består av mikroklin, albitisk plagioklas och kvarts, i korn om 0.1—0.2 mm storlek. Ibland ses större fjäll av kloritiserad biotit. Grundmassans struktur är tydligen uppkommen genom omkristallisation, men den är oregelbunden och ej pflasterartad.

Den i kartområdets nordvästra hörn uppträdande bergarten är av blekröd eller ljust rödgrå färg, med spridda små gröna kloritfläckar. Enstaka små fältspatströkorn pläga ofta framträda. Bergarten är så gott som fullständigt massformig, i motsats till den angränsande jämnkorniga leptiten, som inom denna del av området plägar visa en viss, om än svagt utvecklad, kristallisationsskiffrighet. Ett slipprov visar som beståndsdelar albit, kvarts och något mikroklin, samt kloritaggregat efter biotit. Albiten innehåller epidot och sericit, den är sålunda sannolikt uppkommen genom sönderdelning av en något kalkrikare plagioklas. Strukturen är även här en oregelbunden omkristallisationsstruktur, men vissa drag i fördelningen av fältspat och kvarts göra det ej osannolikt, att den ursprungliga strukturen varit granofyrisk.

Icke heller inom detta område är gränsen mot leptiten blottad. I båda fallen talar dock strukturen för den anförda tolkningen av dessa bergarter såsom hypabyssiska intrusioner och led i leptitformationen. Denna tolkning vinner ett ytterligare stöd i den stora likheten i makroskopiskt utseende mellan den sist beskrivna formen och bergarten från Silverknuten i Grythyttefältet,[1] som har sin primärstruktur bevarad och delvis grovt granofyrisk utbildning. Denna sistnämnda bergart tydes av SUNDIUS[1] just som intrusiv men tillhörande hälleflinte-leptitformationen. Till den ovan anförda tydningen av den leptitiska gnejsen i Falutrakten hade jag blivit ledd av mina iakttagelser på dessa bergarter, redan innan likheten i fråga var mig bekant.

Kalksten.

Leptitformationen i Falutrakten är på det hela taget fattig på kalksten. De största förekomsterna äro i Falu gruva, där kalksten uppträder i leptiten[2] och som rester i svavelkiskroppar, vilka tydligen bildats genom förträngning av kalksten. Skyttgruvans zinkmalm och dess skarn ligga också i kalksten, likaså den av diorit omslutna zinkfyndigheten vid Digertägt. Öster om St. Kårarvet finnas ett par övergivna smärre kalkstensbrott, i vilka även spår av zinkmalm träffats. Alla dessa olika kalkstensförekomster komma därför att beskrivas i det följande, i samband med redogörelsen för traktens malmfyndigheter.

Slutligen må nämnas, att block av kalksten med leptitränder träffats Ö om Stora Aspans södra del.

Glimmerskiffer.

Till leptitformationen måste den glimmerskiffer och glimmerskifferartade leptit räknas, som från granitgnejsens spets

[1] N. SUNDIUS' föredrag vid Geol. Fören:s aprilmöte 1916, uppsats G. F. F. 38, s. 267.

[2] Äldre kartor upptaga ett kalkstensbrott strax S om Drottninggruvestöten.

S om Falun sträcker sig västerut mot Näverberg. Bäst utvecklad är bergarten i Ö, på båda sidor om sundet mellan Tisken och Runn. Väster om Gamlaberget är zonen smal och möjligen ställvis avbruten, för att vid Näverberg nå ett nytt maximum, dock med annan karaktär än österut. Glimmerskifferzonen omsluter i det närmaste fullständigt den malmförande kvartsiten vid Falu gruva, och de likaledes malmförande analoga bergarterna vid Näverberg. Å båda ställena ansluta sig de malmförande bergarterna petrografiskt och geologiskt till glimmerskiffern.

Glimmerskiffern omkring sundet mellan Tisken och Runn är mörkt silvergrå, vanligen utan skiktning och oftast med skiffrigheten störd av talrika, c:a 5 mm stora, matt gröngrå cordieritpseudomorfoser, eller mera sällan av gulbrun frisk cordierit.

Under mikroskopet finner man, att pseudomorfoserna ha en oregelbundet rundad form och bestå av en »svamp» av ett ljust grågrönt mineral, inneslutande talrika kvartskorn om c:a 0.10 mm storlek. Mineralet har en viss rissighet i en riktning, och därmed parallell utsläckning, samt är optiskt tvåaxigt med ganska stor axelvinkel, dubbelbrytningen uppgår till 0.012—0.015. Till stor del äro de optiskt homogena kornen ersatta av ett finfjälligt aggregat med, såvitt bestämmas kan, samma optiska egenskaper. I denna utbildningsform liknar mineralet mycket den amesitartade klorit, som ofta uppträder såsom omvandlingsprodukt av starkt kalkhaltiga plagioklaser.

Mellan pseudomorfoserna ligger en pflasterkornig eller kristallisationsskiffrig massa av kvartskorn, ungefär dubbelt så stora som de i pseudomorfoserna inneslutna, jämte muskovit och brun biotit. Biotittavlor finnas också inströdda i pseudomorfoserna. Stundom uppträder även andalusit i oregelbundet greniga individ.

Samma glimmerskiffer av kvarts med mera underordnade glimrar samt cordieritpseudomorfoser och ibland andalusit, stundom även enstaka fältspatkorn (oligoklasalbit), upptager

det på kartan (tavl. 1) såsom glimmerskiffer betecknade området SO om Falu gruva. På grund av den relativt ringa glimmerhalten samt cordieritkörtlarnas form är bergarten ej regelbundet skiffrig, utan mera vresig. Mycket karakteristiska hällar träffas intill kartans avvägningssiffra 155, där glimmerskiffern är vresigt skrynklad kring tättliggande resistenta valnötstora körtlar. Här framträder en otydlig skiktning, vilket annars ej är vanligt.

Glimmerskifferns förhållande till leptiten studeras bäst i Pilbobergets sluttning S om Falu gruva. Glimmerskifferområdet utsänder där en udde mot V. Man kan icke urskilja någon tydlig gräns mellan glimmerskiffer och leptit. Förhållandet dem emellan är i stället sådant, att man blir benägen att tyda den förra som en omvandlad form av den senare. Närmast glimmerskiffern för leptiten ibland körtlar av glimmerartade mineral, lika vissa omvandlingsprodukter av cordierit. Större delen av glimmerskiffern är här en starkt skiffrig bergart med grågrön sidenglans. Den består av kvarts, oligoklasalbit och glimrar; kornstorleken är för kvarts och plagioklas 0.30—0.50 mm, för glimmern mindre. Glimmerskiffern är sålunda en mycket grovkornigare bergart än leptiten. Man träffar även i denna zon fältspatfri skiffer med cordieritpseudomorfoser.

Plagioklasförande glimmerskiffer eller gnejs, lik den nyss beskrivna, uppträder även S om Gamlaberget, V om Falu gruva. Längre västerut är kvarts-muskovit-biotit-skiffer flerstädes påvisad, bildande en smal zon, som pekar mot Näverberg, där åter cordieritrik skiffer uppträder. På flera punkter utmed landsvägen vid Önsbacken, sålunda N om zonen i fråga, för leptiten stora cordieritfläckar.

Glimmerskiffern övergår utan någon skarp gräns i den cordierit- och antofyllitförande kvartsit, som utgör den malmförande bergarten vid Falu gruva. Övergången sker så, att muskoviten upphör, bergarten blir mera massformig och gärna antofyllitförande. På grund av mineralogiska inhomogeniteter i såväl glimmerskiffern som kvartsiten blir det svårt

att angiva någon exakt gräns. En del övergångsformer äro mycket rika på biotit (»ful kvartsit») och andalusit.

Ehuru sålunda glimmerskiffern i stort sett bildar ett mellanled mellan leptit och kvartsit och övergår i båda, bildar den icke någon regelbunden zon emellan dem. Sålunda äger i västra sidan av Falu gruva övergång rum mellan kvartsit och leptit, utan utveckling av någon egentlig glimmerskiffer emellan. Också träffas inuti kvartsitområdet flerstädes varieteter, som kunna betecknas som glimmerskiffer.

Den närmare beskrivningen av kvartsiten gives i ett senare kapitel.

Granitgnejs.

Beteckningen *granitgnejs* synes mig vara den lämpligaste för den komplex av med varandra nära förbundna, alltigenom omkristalliserade granitbergarter, som utbreder sig på båda sidor om sjön Runn, i kartområdets sydöstra hörn. Denna benämning användes redan av Törnebohm (*Falun*), och de betydande förändringar i uppfattningen av urbergets bergarter, som sedan dess framträtt, synes icke i detta fall motivera en namnändring. Bergarten har, såsom nedan skall visas, varit en granit; den är nu omkristalliserad till en gnejs. Om man i likhet med Holmquist [1] skulle i denna nomenklaturfråga konsekvent följa Törnebohms system av år 1889 [2] (ett helt annat än det i Bergslagskartan använda) — vilket i och för sig på grund av den förändrade uppfattningen av urberget knappt låter sig göra — så borde bergarten i fråga kallas gnejsgranit. På så sätt skulle man emellertid för Falutrakten icke tillbörligt betona den rätt betydande åldersskillnad, som torde föreligga mellan gnejsen ifråga och den bergart, jag kallar gnejsgranit. Den här följda principen kan formuleras så: en granit, som delvis omkristalliserats, så att ännu rester av de ursprungliga kornen överallt eller åtminstone inom delar av massivet kunna identi-

[1] G. G. F. 34, s. 393; jfr yttrande av Gavelin i samma årg., s. 230.
[2] G. F. F. 11, s. 56 (not).

fieras, eller som har en tydlig »dubbel kornighet», kallas gnejsgranit; en bergart, vars sammansättning och geologiska uppträdande angiva den som en granit, men som nu alltigenom visar en omkristallisationsstruktur, kallas granitgnejs. I Falutrakten är gränsen lätt att draga, annorstädes onekligen svårare, bl. a. beroende därpå att mineralogiskt olikartade faser av samma granitkomplex reagera på olika sätt och olika hastigt för de metamorfoserande faktorerna.

Nordost om Runn är granitgnejsens rådande form en homogen, blekt röd, biotitförande salisk bergart, med måttligt framträdande kristallisationsskiffrighet och en medelkornstorlek om c:a 1.5 mm. Den mikroskopiska undersökningen visar som huvudbeståndsdelar kvarts, plagioklas och mikroklin, som mera underordnade biotit, hornblände och titanit, samt accessoriskt magnetit, apatit, ortit och epidot. Av fältspaterna är plagioklasen oftast alldeles övervägande. Stundom synes mikroklin helt och hållet saknas, men i andra fall ses något mera mikroklin än plagioklas, utan att bergartens sammansättning i övrigt eller dess mikroskopiska utseende visa några olikheter.

Plagioklasen är klar eller något grumlad av sericit. Regelbunden albitlamellering ses nästan alltid, stundom även periklinlamellering. I albitlamellerade individ iakttages ibland, att det ena lamellsystemet är sericitgrumlat, men icke det andra. För plagioklasens bestämning finnas följande observationer:[1] snitt $\perp$ M utsläckning till 9°, snitt $\perp \alpha$ utsläckning — 6° till — 7°, ljusbrytning $\gamma > 1.539$ (Canadabalsam) $> \alpha$. Alla dessa data angiva en sur oligoklas omkring $Ab_{85}An_{15}$ ($Ab_{86}An_{14}$—$Ab_{84}An_{16}$), vilket också överensstämmer med analysens resultat (se sid. 50). Undantagsvis finner man dock så natronrik plagioklas som $Ab_{90}An_{10}$, ja t. o. m. $Ab_{94}An_{6}$ (utsläckn. $\perp \alpha = -15°$). Mikroklinen visar i allmänhet fin gitterlamellering och sparsamt inströdda oregelbundet trådlika lameller av albit. Biotiten är vanligen frisk, oliv-

[1] Jfr om plagioklasbestämningar sid. 23.

brun med stark absorption, ibland dock kloritiserad. Hornbländet, som är mera underordnat, har en ganska stark färg med a ljust gulbrun, b brungrön, c blågrön, absorption $c > b > a$. Vinkeln c : c är 25°, opt. axelvinkeln mycket liten och den opt.-karaktären negativ. Dessa egenskaper peka på en seskvioxidrik och alkalihaltig Ca-Fe-amfibol, av samma slag som träffats i granitpegmatiter i Stockholmstrakten.[1]

En nästan vit gnejsvarietet, som anstår inom ett mindre område V om St. Främsbacka, har en från huvudtypens något avvikande mineralsammansättning, i det den utom kvarts, plagioklas ($Ab_{85}An_{15}$) och något mikroklin bl. a. för augit, flusspat, och mera titanit än huvudtypen, men icke biotit. Augiten bildar små korn av i slipprov svagt gräsgrön färg, vinkeln c : c uppgår till minst 30°; den omväxes av hornblände.

En analys av den typiska gnejsen har utförts å S. G. U:s laboratorium av R. Mauzelius. Materialet är från höjden V om St. Främsbacka, men S om den nyssnämnda, pyroxenförande vita gnejsen.

III. **Granitgnejs, blekröd, V om St. Främsbacka, Falun.**

SiO_2	77.92	1299				
TiO_2	0.13	4	Q = 41.46			
Al_2O_3	11.75	115	or = 16.68	F = 55.81	Sal. 97.27	
Fe_2O_3	0.82	5	ab = 33.01			*Alsbachos.*
FeO	0.73	10	an = 6.12			
MgO	0.20	3	$CaSiO_3$ = 0.23	P = 0.66		Fältspatförhållande
CaO	1.34	24	$MgSiO_3$ = 0.30			$or_{29.8}$ $ab_{58.9}$ $an_{11.3}$
Na_2O	3.89	63	$FeSiO_3$ = 0.13		Fem. 2.43	
K_2O	2.86	30	mt = 1.16	M = 1.77		
H_2O	0.28		il = 0.61			
BaO	0.15					
MnO	0.02				H_2O etc. 0.54	
P_2O_5	0.02				100.24	
S	0.07					
	100.18 [2]					

[1] G. F. F. 35, s. 147.

[2] Lufttorkat prov förlorar vid 105° 0.04 %

Bergarten visar en kombination av natronövervikt och hög SiO_2-halt, som är ovanlig. Någon fullt analog granitanalys är mig icke bekant. En gnejs från Grängesberg, som geologiskt och strukturellt visar ganska stora likheter med denna granitgnejs, skiljer sig från den genom högre K_2O och mycket lägre CaO, samt lägre kvartshalt. Däremot framträder en alldeles påfallande överensstämmelse med den porfyriska leptiten, analys I, och de med denna analoga ytbergarterna, ehuru gnejsen har en högre kvartshalt än dessa. Till jämförelse återgivas här normerna:

	III	I	H
Q	41.5	34.7	37.2
or	16.7	18.9	24.9
ab	33.0	34.6	32.8
an	6.1	7.0	2.6
C	—	0.4	0.5
P	0.7	1.6	0.4
M	2.4	2.6	1.7

H = Röd gnejs, Lomberget, Grängesberg (H. Johansson, G. F. F. 32, s. 250.)

Om vi införa de ur analyserna I och III beräknade fältspatförhållandena i Johanssons diagram över samma förhållande i Grängesbergstraktens bergarter (G. F. F. 32, s. 379) så finna vi att de falla inom den markerade »diskontinuitetsarea» diagrammet visar.

Granitgnejsens struktur är en tydlig omkristallisationsstruktur (granoblastisk). Fältspaten är vanligen utbildad i millimeterstora, isometriska och enkelt konturerade korn, kvartsen åter dels i mindre korn, dels i fält som äro något större än fältspaterna och antingen polysyntetiska med oregelbundna kornfogar, eller starkt undulösa. Såväl de enkla som de polysyntetiska kvartskornen begränsas ofta av rundade, gärna runduddiga konturer, så att gränsen mellan kvarts och fältspat erinrar om den företeelse, som kallas korrosionskvarts

och som vi möta i en del av områdets oförändrade graniter. Fig. 8 visar den typiska granitgnejsens struktur.

I ett par fall har en avvikande strukturform iakttagits, i det kornen av kvarts, plagioklas och mikroklin var för sig

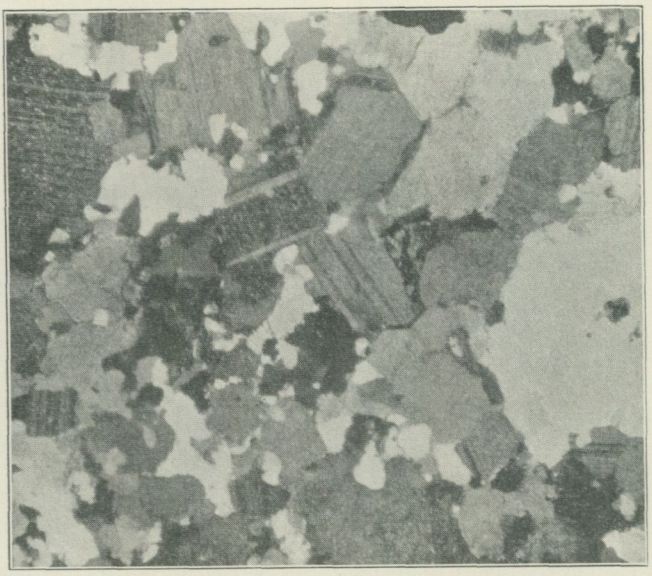


Fig. 8. Granitgnejs, St. Främbacka, Falun. Först. 16 ggr, nik. +.
[*Granitgneis, St. Främsbacka, Falun. Vergr. 16, gekr. Nik.*]

äro samlade i aggregat om ända till 5 mm storlek. Sannolikt är detta ett relikt drag, en dubbel kornighet.[1]

Närmare leptitgränsen minskas gnejsens kornstorlek. En god profil genom gränsområdet har man S om den gamla vägen Falun—Korsnäs (N om den nuv. landsvägen). Bortsett från det lokala uppträdandet av ljusgrå, muskovitförande modifikationer av gnejsen, är det makroskopiskt endast den mindre kornstorleken som skiljer gnejsens gränsfacies från huvudtypen. Bergarten är blekröd, homogen, med föga

[1] Denna struktur är dock så föga framträdande och så pass ovanlig i bergarten, att den ej synes mig motivera namnet gnejsgranit i enlighet med den sid. 49 givna definitionen.

framträdande skiffrighet. Under mikroskopet befinnes dess struktur vara aplitliknande, med enkla kornfogar, och troligen uppkommen genom en fullständig omkristallisation. Ibland framträda enstaka större kvarts- eller fältspatkorn porfyriskt. Det föreliggande slipprovsmaterialet tyder på en något högre kalihalt i denna gränszon än i gnejsens huvudmassa. På grund av de växlingar, som iakttagits även inom denna senare, är det dock mycket möjligt att detta är en tillfällighet och icke står i något orsakssammanhang med närheten till gränsen.

Den finkorniga gränszonen är icke skarpt begränsad mot den normala, utan en successiv minskning av kornstorleken äger rum inom de närmaste 200 meterna intill kontakten. Sålunda visar ett prov, taget 175 m från denna, en medelkornstorlek hos fältspaten av c:a 0.60 mm (plagioklasen) till 0.75 mm (mikroklinen), medan ett prov ungefär 100 m från kontakten visar för båda fältspaterna en medelstorlek av 0.40—0.45 mm.

Väster om Runn representeras granitgnejsen av två olika varieteter, en grå, hornbländeförande och kalkrik, och en ljust röd. Den förstnämnda dominerar, den saliska formen är åtminstone inom kartområdet alldeles underordnad. De båda bergarternas inbördes förhållande visar med all tänkbar tydlighet, att den saliska är intruderad i den mera femiska. Uti den västligare järnvägslinjens (Falun—Björbo-banans) skärning vid Källviken bildar den saliska gnejsen ett bräm om minst 50 m bredd — sannolikt avsevärt mer —, S därom följer femisk gnejs, vilken på hela den här blottade sträckan, ett hundratal meter, är tätt genomsatt av gångar av den förra i sådan mängd, att de båda varieteterna kvantitativt äro ungefär jämnställda. Gångarna äro till sin riktning oberoende av skiffrigheten, och det är alldeles uppenbart, att här en aplitisk bergart intruderats i en mera femisk granit, och att sedan dessa bergarter tillsammans undergått omkristallisation. I den saliska gnejsen uppträda några små biotitpegmatit-

ådror, som tydligen intimt sammanhänga med densamma. Fig. 9 visar förhållandet mellan bergarterna i olika snitt.

På Källviksbergets nordostsluttning bildar den saliska gnejsen likaledes ett bräm om över 50 m bredd, samt gångar i den närmast åt S angränsande grå gnejsen.

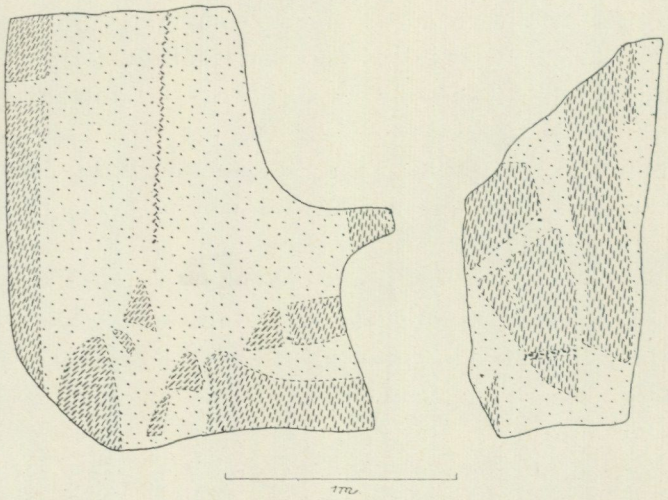


Fig. 9. Grå, hornbländeförande plagioklasgnejs (streckad), intruderad av blekröd salisk gnejs (prickad), med ett par små pegmatitränder. Horisontalt (t. v.) och vertikalt snitt. Järnvägsskärning vid Källviken, Falun. [*Grauer, hornblendeführender Plagioklasgneis (gestrichelt), intrudiert von blassrotem salischem Gneis (punktiert), mit ein paar kleinen Pegmatitstreifen. Horizontaler (links) und vertikaler Schnitt. Eisenbahndurchschnitt bei Källviken, Falun.*]

Den grå gnejsen inom kartområdet är i regel en homogen, på mörka mineral rik, utpräglat kristallisationsskiffrig bergart, med en medelkornstorlek om c:a 0.75 mm. I den nyss beskrivna järnvägsskärningen ses några gång- eller slirformiga partier av ljusare färg än huvudbergarten.

Under mikroskopet befinnas den grå gnejsens huvudbeståndsdelar vara plagioklas, mikroklin, kvarts och hornblände; härtill kommer en växlande mängd biotit, något titanit och apatit, epidot och malmkorn. Kvartshalten är betydligt lägre än i den förut beskrivna gnejsen NO om Runn, plagioklasen dominerar fullständigt över mikroklinen. Plagioklasen är albitlamellerad och för små oregelbundet formade pertit-

inväxningar av mikroklin. Den är ofta sericitgrumlad. I prov från skärningen vid Källviken och från Källviksbergets västsida är plagioklasen en kalkrik oligoklas, c:a Ab_{68} An_{32}, såsom framgår av utsläckningsvinkeln 16°—18° i snitt $\perp \alpha$, och därav att alla brytningsindices äro högre än den hos Canadabalsam. Däremot är plagioklasen i ett prov från bergets östra sluttning en albit om $Ab_{96}An_4$ (utsläckn. $\perp$ M = 17°, ljusbrytning alltid mindre än Canadabalsams, och i korsställning med kvarts $\omega > \gamma$). Denna albit liknar till hela sin habitus den i gnejsen annars rådande basiska oligoklasen; i fråga om övriga beståndsdelar visar den albitförande gnejsen inga olikheter mot den normala, annat än att epidotmineral saknas. Det ligger närmast till hands att tänka på något slags lokal albitisering, ehuru det är svårt att föreställa sig förloppet och tidpunkten för denna omvandling. Mikroklinen, liknar alldeles den i gnejsen NO om Runn: klar, gitterlamellerad, med oregelbundna fina pertitiska albittrådar. Det rådande mörka mineralet är ett starkt färgat hornblände, alldeles likt det som förekommer i gnejsen NO om Runn. En kraftigt olivbrun biotit kommer i mängd närmast efter hornbländet. Övriga beståndsdelar äro titanit, apatit och magnetit, samt, i den kalkrika huvudformen, en med de mörka mineralen associerad eller i plagioklasen invuxen klinozoisit. I ett fall ha små rödgula, dubbelbrytande korn av ortit observerats invuxna i hornblände.

Bergartens struktur är uppenbart sekundär, granoblastisk, och fogarna mellan kornen av de ljusa mineralen äro föga komplicerade. Hornbländet bildar oregelbundna långsträckta, ofta något poikilitiska korn. Kristallisationsskiffrighet framträder tydligt. Senare mekaniska påverkningar antydas av undulositet eller granulering av kvartskornen.

Den saliska gnejsen är i allmänhet av ljust röd färg. Den består av mikroklin, plagioklas och kvarts, jämte litet biotit och enstaka zirkoner. Kvartshalten är högre än i den grå gnejsen. Mikroklinen uppträder i något större mängd än plagioklasen, som har en sammansättning av ungefär

$Ab_{86}An_{14}$—$Ab_{88}An_{12}$. Bergarten är sålunda lik de kalirikaste formerna av gnejsen NO om Runn. Till strukturen överensstämmer den med denna, och med den avgränsande grå.

Inom området V om Runn har intet avtagande av gnejsens kornstorlek i riktning mot leptitkontakten kunnat iakttagas. Möjligen beror detta i någon mån på bristen på blottade hällar just i gränszonen. Det är dock sannolikt, att ingen finkornigare randzon förekommer, utan att i stället den saliska (aplitartade) gnejsens uppträdande är en motsvarande kontaktföreteelse.

Gränsen mellan granitgnejsen och leptiten är bäst blottad inom tre olika områden NO om Runn, nämligen vid gamla vägen Falun—Korsnäs, på 197-m-höjden N om Korsnäsgruvan, samt Ö om Finnbo. Ingenstädes finner man en klar och tydlig kontakt, men i allmänhet torde man kunna fastställa gränsen på ett par meter när. Man finner en påtaglig kontrast mellan den homogena, finkorniga, saliska granitgnejsen och den mera inhomogena leptitiska gnejsen, som också plägar föra en högre halt av mörka mineral. Inom området Ö om Finnbo, där massor av pegmatit beslöja relationerna mellan de äldre bergarterna, finner man trots detta ganska klara gränsförhållanden. Närmast den finkorniga granitgnejsen följer till c:a 50 m bredd tämligen grovkornig leptitisk gnejs, rik på biotit, varefter kornstorleken avtager, så att leptiten i en häll 200 m från kontakten har normal kornighet.

Inom det väl blottade området S om gamla vägen Falun—Korsnäs äro förhållandena likartade med de nyss beskrivna. Svårare att tyda är det mellanliggande området, höjden N om Korsnäsgruvan. Utefter sydöstra sluttningen av denna höjd anstår finkornig granitgnejs, NV om denna grå leptit, som närmast granitgnejsen är grov (leptitisk gnejs) men inom större delen av höjden är av normal kornighet (samt bandad med hornbländeskarn). Nordväst om denna leptit följer, till c:a 300 m bredd, en rätt finkornig, homogen grå gnejs med utpräglad kristallisationsskiffrighet. Denna gnejs

är mera biotitrik än den normala granitgnejsen, men torde dock tillhöra densamma. Dess fältspat är en sur oligoklas eller oligoklasalbit. Strukturellt liknar den närmast vissa former av granitgnejsen. I norra kanten av dess område uppträder en form med väl utbildad porfyrisk struktur, med stora strökorn av kvarts och fältspat, de förra föga deformerade, med typiska strökornsformer, de senare genom omkristallisation granulerade till aggregat av polygonala korn. Stora parallella muskovittavlor förekomma. Grundmassan är en pflaster med en kornstorlek om c:a 0.10—0.15 mm. I motsats till den angränsande jämnkorniga gnejsen är porfyren en utpräglad kalibergart. Den kan därför ej vara blott en strukturmodifikation av den andra, utan torde vara en särskild intrusion, om ock sannolikt nära förbunden med granitgnejskomplexen i dess helhet.

Även i den gnejsspets, som skjuter fram förbi Norslund, måste, att döma av blocken, utom finkorning randfacies även en granitporfyrisk form ingå. Här har emellertid denna senare en med den jämnkorniga gnejsens fullt överensstämmande sammansättning, med en plagioklas om c:a Ab_{87} An_{13}, och endast underordnad kalifältspat. Bergartens struktur ger vackra exempel på den företeelse, som jag här kallat omkristallisationsgranulering.

Omkristalliserad granitporfyr av samma typ som de nu beskrivna uppträder i leptiten på Järlindbergets sydöstra sluttning, strax S om gnejsgranitens gräns, där den bildar två eller möjligen tre lagergångar i leptiten, med en sammanlagd mäktighet av minst 30 m. Bergarten är kalirik liksom den N om Korsnäsgruvan förekommande. Gränsen mot leptiten är knivskarp; ett leptitbrottstycke har observerats inneslutet i den porfyriska bergarten.

Samtliga dessa porfyrbergarter skilja sig från leptitformationens i det föregående beskrivna porfyrer genom sina större strökorn och sin grövre grundmassa. Då de ställvis uppträda i omedelbar närhet till leptit, kan det senare dra-

get ej helt vara sekundärt. Bergarterna måste sålunda uppfattas såsom granitporfyriska gångbergarter.

Väster om Runn äro kontaktförhållandena mellan granitgnejsen och leptitformationen dolda av jordbetäckningen. De leptithällar, som ligga närmast gränsen, visa emellertid en grövre kornighet än leptiten i allmänhet i denna trakt. Bergarten i fråga är väl skiktad.

I leptiten S om Samuelsdal uppträder såsom en mäktig lagergång en tämligen finkornig, starkt kataklastisk albitgranitisk bergart med små, delvis kloritvandlade granater. Möjligen är denna att sammanställa med granitgnejskomplexen.

Jag har här utförligt behandlat gnejsens förhållande till leptiten, därför att det synes ur flera synpunkter viktigt att få detsamma klargjort. De anförda iakttagelserna torde ej medgiva annan tydning än den, att gnejsen är yngre än leptitformationen och intrusiv i denna. Särskild vikt måste tillmätas gnejsens endogena kontaktföreteelser: finkornig randzon i den mera saliska gnejsen, och aplitisk sådan, intrusiv i gnejsens huvudmassa, inom det område där denna har en mera femisk karaktär. Leptitens större kornstorlek närmast kontakten, och denna kornstorleks relativt jämna avtagande i riktning från denna, måste också anses peka i samma riktning. Som en oavgjord fråga kvarstår den om de granitporfyriska bergarternas förhållande till gnejsen. Allt talar emellertid för deras nära samband med denna.

Diorit.

Utom de dioritmassiv, som finnas utsatta på berggrundskartan, tavl. 1, finnas här och var inom leptitformationen smärre områden av samma bergart, som ej kunnat utsättas, då de blott representeras av en eller annan blottad häll, och deras storlek och form sålunda är okänd. Med undantag av dioriten vid Kuså torde alla förekomster av denna

bergart vara äldre än gnejsgraniten. Norr om dioriten vid Digertägt och S om den vid Lövberg finnas dioritiska brottstycken i graniten. Själva kontakten är tillgänglig vid Digertägt, men ger inga upplysningar. Båda bergarterna äro starkt förskiffrade närmast intill gränsen. Omkring sjön Varpan saknas hällar inom det område, där dioriten skulle gå fram, men moränblocken vid sjöns sydända och på »Gruvleret» N om Falu gruva tyda bestämt på att dioriten inom området i fråga är genomsatt av granit och avbruten av denna. Man finner nämligen ofta block av eruptivbreccia, i vilka än dioriten, än den i denna intruderade graniten överväger. Dioriten är här ganska starkt metamorfoserad (amfibolitisk) men dess samhörighet med bergarten vid Digertägt och Lövberg kan ej dragas i tvivelsmål. Graniten har stundom genom resorption av dioritmaterial erhållit en kvartsdioritisk sammansättning. För dioritens högre ålder talar även det förhållandet, att den vid Digertägt innesluter leptitskållor och icke granit, ehuru den å båda sidor omgives av denna sistnämnda bergart. Sannolikt är likväl, att traktens dioritiska bergarter blott äro obetydligt äldre än gnejsgraniten, och tillhöra i stort sett samma intrusionsperiod som denna. Ett undantag utgöra de små dioritmassiven vid sjön Stora Illingen (Kuså), som torde vara yngre än graniten.

Där dioriten gränsar mot leptit, synes gränsen i allmänhet gå parallellt med leptitens strykning. Själva kontakten är ingenstädes blottad, men hällar av de båda bergarterna ligga varandra tillräckligt nära för att man skall kunna avgöra, att inga väsentliga kontaktdrag uppträda i någondera.[1]

Enstaka större leptitbrottstycken ha påträffats i dioriten. Den största och samtidigt mest intressanta förekomsten av denna art är NV om Digertägt, 4 km NNO om Falun, där inneslutningen till stor del består av ett zinkmalmförande skarn. En närmare redogörelse meddelas i det följande i samband med beskrivningen av malmfyndigheterna.

[1] Som ett endogent kontaktfenomen skulle man möjligen kunna tyda förekomsten av starkt differentierad, inhomogen diorit intill leptitgränsen N om Nybo.

På det hela taget tillhöra bergarterna inom de olika dioritmassiven samma typer, med undantag av massiven vid Stora Illingen, där avvikande varieteter förekomma. Tills vidare bortse vi från dessa sistnämnda.

Dioritens vanligaste typ är en fullt massformig bergart, sammansatt av gråvit eller grönvit plagioklas och svart hornblände i ungefär lika mängd, båda i korn om några mm längd och ofta samlade i gyttringar, så att bergarten förefaller mera grovkornig. Undantagsvis kan man urskilja, att plagioklasen är idiomorf mot hornbländet. I dioriten NNO om Billingsnäs iakttogs lokalt, på hällytor om c:a 1 m^2 areal, en ganska regelbunden randning i dioriten, i det plagioklas och hornblände omväxla med varandra i cm-breda band. Denna företeelse är otvivelaktigt en primär, fluidal bandning.

Den mikroskopiska undersökningen visar, att en del olikheter föreligga mellan dioritprov från olika delar av området, dock sällan av någon större betydenhet. Det största dioritbältets huvudmassa torde bäst representeras av ett prov, taget i dess inre, NNV om Djäversbo. Bergarten är en kvartsdiorit, bestående av plagioklas, hornblände och kvarts, underordnad biotit, ganska mycket magnetit i kristallaggregat, några magnetkiskorn[1] och små apatitkorn. Plagioklasen bildar individ utan någon zonalstruktur, med tvillinglamellering efter albit- och periklinlagarna. Ljusbrytningen är hög; snitt $\perp \alpha$ ge en utsläckning av + 22°, maximivärdet i snitt $\perp$ M är 23°, av vilka överensstämmande data erhålles sammansättningen Ab_{60} An_{40}. Litet sericit är nybildad i plagioklasen. Hornbländet är starkt blågrönt. Det har mycket större optisk axelvinkel än granitgnejsens hornblände. De några mm långa plagioklaserna äro till större delen subparallellt anordnade. De visa idiomorfa former mot kvartsen, som bildar en typisk mellanmassa, samt delvis mot hornbländet. En del av det senare är poikilitiskt genomvuxet med

[1] Bergartens obetydliga magnetkishalt har varit nog för att föranleda anläggandet av en skärpning i densamma.

kvarts. Hornbländet kan vara primärt, men det är mera troligt, att det är sekundärt, huvudsakligen uralitiskt.

Ett prov, taget NNO om Billingsnäs, visar en kvartsfri plagioklas-hornblände-bergart. Plagioklasen är kalkrikare än i nyss beskrivna prov, Ab_{46} An_{54} (utsl. $\perp$ M = 30°). Hornbländet är svagare färgat än det i föregående prov, men axelvinkeln är ungefär densamma. Dess uralitnatur synes här säker. Strukturen är ofitartad, men hornbländet har delvis förträngt plagioklassubstansen, så att de ursprungligen

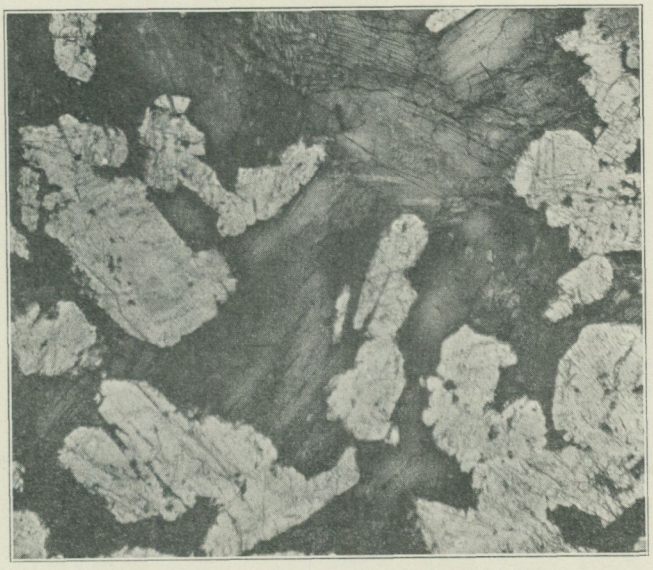


Fig. 10. Diorit, NNO om Billingsnäs, Falun. Först. 16 ggr, vanl. ljus. Plagioklas och uralitiskt hornblände. [*Diorit, NNO-lich von Billingsnäs, Falun. Vergr. 16, gewöhnliches Licht. Plagioklas und uralitische Hornblende.*]

skarpa fältspatkonturerna blivit avrundade (fig. 10). Denna förträngning har tvivelsutan pågått i samband med uralitiseringen.

De båda nu beskrivna proven synas antyda, att bergarten i det stora dioritbältet mot Ö blir mera kvartsdioritisk. Detta bekräftas av undersökningar av dioriten längre österut. Sålunda håller ett N om Lövberg taget prov, utom plagioklas, hornblände och kvarts, även mikroklin och biotit. Plagio-

klasens medelsammansättning är c:a Ab_{67} An_{33}. Ett zonalstruerat korn, skuret $\perp \alpha$, ger följande utsläckningsvärden: för huvudmassan + 22° = Ab_{64} An_{36}, för fläckar i denna + 35° = Ab_{25} An_{75} och för brämet 0° = Ab_{80} An_{20}. Prov från Digertägt visa en kvartsdiorit med en plagioklas Ab_{63} An_{37}, blågrönt eller nästan färglöst hornblände, kvarts och litet kis. Både där och vid Lövberg framträda regionalmetamorfa drag, i form av en begynnande omkristallisationsgranulering. Samma företeelse möter i massivet S om Björkersbo, men icke annorstädes i dioriten i kartområdets västra hälft.

Bergarten i massivet kring Mörtsjön är en vacker kvartsdiorit. Plagioklasen, som visar tvillingbildning efter albit-, periklin- och karlsbadlagarna, är zonalstruerad, i det en homogen, något sericitiserad och epidotiserad kärna omgives av ett skarpt begränsat klart bräm. Enligt utsläckningen i snitt $\perp$ M (+ 26°, resp. + 16°) är kärnan Ab_{53} An_{47} och brämet Ab_{67} An_{33}. Plagioklasen är idiomorf mot kvartsen. Hornbländet är blekt blågrönt, och uppträder alldeles såsom det i den nyss beskrivna dioriten NNO om Billingsnäs. Bergarten innehåller även litet titanjärn.

En kvartsfri bergart med kalkrik plagioklas (Ab_{40} An_{60}) bildar en liten intrusion i leptiten V om Puttbo.

Som sammanfattning kan sägas, att dioritens normala form är en kvartsdiorit med en plagioklas om Ab_{55} An_{45}—Ab_{65} An_{35}, och ett blågrönt hornblände, som oftast eller alltid är uralitiskt. I vida mindre utsträckning uppträder en kvartsfri form med kalkrikare plagioklas, en bergart, för vilken namnet uralitgabbro vore riktigare än diorit.

Ofta nog finner man i dioritmassiven femiska differentiationsprodukter, hornbländiter med föga eller ingen fältspat, bestående av korta hornbländeprismor, som ge bergarten ett karakteristiskt knottrigt utseende å vittrad yta. Tillsammans med hornbländiten ses mycket ofta en motsvarande salisk klyvningsprodukt. Sålunda finner man hornbländiten genomsatt av hornbländefattig ljus diorit, eller simmande som skarpkantade eller rundade brottstycken i dylik bergart. På

sina håll har differentiationen resulterat i en inhomogen blandning av dylika olika varieteter, så t. ex. N om Nybo. Ibland kan hornbländiten vara genomsatt av skarpt begränsade, raka gångar av en kvartsförande aplit, så att det är uppenbart, att den femiska bergarten måste varit fullständigt stelnad och förklyftad, innan aplitbergarten kristalliserade i förklyftningssprickorna. En liten dioritintrusion SO om Stugutjärn ger exempel på detta förhållande. Hornbländiten består av ett i slipprov blekt blågrönt hornblände, samt underordnad, fullständigt sericitiserad plagioklas. Några pyroxenrester visa, att hornbländet måste vara uralitiskt. Detta är troligen fallet med hornbländet i de flesta dylika bergarter inom området. Apliten består av kvarts, plagioklas och mikroklin, samt smärre mängder av biotit, hornblände och titanit. Plagioklasen är ofta zonalstruerad. I ett snitt erhölls en approximativ bestämning, för kärnan $Ab_{68}\,An_{32}$, för brämet $Ab_{80}\,An_{20}$. Bergarten har en oskadad stelningsstruktur, med idiomorf plagioklas.

Det 252 m höga berget SO om Stora Illingen består till sin huvudmassa av en egendomlig kvartsmonzonitisk bergart. Bergartens petrografiska karaktärer äro sådana, att den likaväl kan förmodas sammanhänga med den angränsande graniten som med de starkt femiska bergarter, som uppträda vid bergets västra fot. Jordbetäckningen omöjliggör säkert avgörande. Den sistnämnda tydningen förefaller dock sannolikare, varför kvartsmonzoniten sammanförts med de starkt femiska, sulfidmalmförande bergarterna kring Stora Illingens södra och västra sidor, i vilka bl. a. Kuså gruva är anlagd.

Bergarten i fråga är medelgrov, och har karaktär av en på mörka mineral rik granit. Den består av kvarts, plagioklas, mikroklin, biotit och hornblände, samt titanit, leukoxenkransad malm, apatit och zirkon. Plagioklasen har bestämts till $Ab_{70}\,An_{30}$. Emellertid äro många korn zonalstruerade, så att ett klart bräm omgiver en på grund av epidotisering ej bestämbar, säkert betydligt kalkrikare kärna. Brämet har ibland nyss angivna sammansättning, men torde i regel vara

albitrikare. Mikroklinen är underordnad i jämförelse med plagioklasen. Biotit och hornblände uppträda i ungefär lika mängd. Hornbländet är starkt färgat, med a gulbrun, b grönbrun, c blåaktigt grön; axelvinkeln är mycket liten. Brun titanit är vanlig. Idiomorfiserien är: 1) apatit, zirkon, malmmineral, 2) hornblände och biotit, 3) plagioklas, 4) titanit och mikroklin, 5) kvarts. Korrosionsföreteelser, analoga med dem i Illingsbergsgraniten (jfr s. 74), ha modifierat denna serie i vissa avseenden. Utom någon undulositet och fältdelning hos kvartsen ses inga metamorfa drag.

Vid samma bergs västra fot är en finkornig pyroxenit blottad. Bergarten innehåller små magnetkisfläckar. Ett mindre, nu (1915) vattenfyllt gruvhål är anlagt på den malmhaltiga bergarten, just i gränsen mot gnejsgraniten. Mikroskopisk undersökning av pyroxeniten visar som huvudbeståndsdel en frisk pyroxen med pleokroism i blekgrönt och svag rosafärg. Därjämte för bergarten olivin, hornblände av växlande färg (grönbrun eller ljust grönblå), något plagioklas Ab_{27} An_{73} (enligt utsl. $\perp M = 38°$), ofta sericitvandlad, samt litet magnetkis. Olivinen är äldst, därnäst pyroxenen, som är utbildad i tjocka prismor om 0.5—1 mm längd.

Nordväst om detta gruvförsök, vid Stora Illingens sydvästra hörn, är en kulle av femiska bergarter. Längst åt V, vid kontakten mot gnejsgraniten, anstår en magnetkisförande finkornig grön hornbländit, på vilken ett mindre gruvhål anlagts.[1] Detta hål går delvis i graniten, vilket torde betyda, att malmmineralen i hornbländiten varit koncentrerade mot kontakten. Hornbländitens huvudbeståndsdel är ett hornblände med zonalstruktur: kärnan har en kraftigt brun färg, men brämet en ljust grönblå. Kärnans form antyder begränsning av kristallytor. En nästan färglös, troligen uralitisk amfibol uppträder också. Denna hornbländit har blott några m bredd och övergår i diorit av för trakten normalt

[1] Enligt LÖFSTRAND (G. F. F. 25, s. 115) skall detta försök liksom det nyss beskrivna vara utmålslagt på 1860-talet, under det den egentliga Kusågruvan är äldre (1805).

utseende. Även denna har samma ringa bredd, den övergår österut i en skillerstenszon av samma storleksordning, vilken i sin tur åter lämnar rum för diorit. Skillerstenen för litet magnetkis. Mikroskopet visar som bergartens beståndsdelar pyroxen, hornblände, olivin och plagioklas. Olivinen bildar idiomorfa kristaller, i pyroxen eller hornblände. Pyroxenen är av samma art som i den förut beskrivna pyroxeniten, men bildar här fält om 10—20 mm diameter. Hornbländet har a svagt grön (nästan färglös), b brunaktigt grön, c fläckvis växlande mellan ljusbrun och ljust grönblå. Det är sannolikt primärt. Plagioklasen är alldeles underordnad. Den här anstående dioriten liknar makroskopiskt bergarten i övriga dioritmassiv inom området.

Det är ej osannolikt, att denna av olika varieteter sammansatta grönstenskropp på djupet sammanhänger med den, i vilken Kuså gruva är anlagd. Denna gruvas geologi[1] har beskrivits av WETTERDAHL[2] och av LÖFSTRAND.[3] WETTERDAHL uppgiver, att malmen träffas i dioriten och i sprickor i den av dioriten genomsatta »granitartade gnejsen» närmast kontakten. LÖFSTRAND åter säger sig ej ha kunnat finna någon gnejs, men anser att malmen samlats mot kontakten till ljusa sliror i dioriten. I själva verket finnes emellertid gnejsgranit, d. v. s. WETTERDAHLS »granitartade gnejs», blottad flerstädes i gruvans omedelbara grannskap.

Vid den tidpunkt, då jag utförde rekognosceringen av området kring gruvan, var denna vattenfylld. Vid ett senare besök (febr. 1916) var den nästan fullständigt länspumpad, men icke så tillgänglig att undersökningen kunde ge mera resultat än vad redan en granskning av varpen och en jämförelse med LÖFSTRANDS beskrivning lämnat.

Bergarten i det lilla Kusåmassivet är differentierad i två

[1] Då malmen vid Kuså ingår som primär beståndsdel i en eruptivbergart, beskrives den här i samband med denna, och ej tillsammans med områdets övriga malmfyndigheter.

[2] Lärobok i gruvbrytning, Falun 1878, s. 76.

[3] G. F. F. 25, s. 103.

skarpt skilda typer, en fältspatfattig hornbländit och en egendomlig aplitartad bergart. Den senare torde utgöra c:a 20—30 % av massivet, möjligen mera. Den bildar gångar av vanligen några dm mäktighet, med skarp gräns mot hornbländiten. Denna senare består av ett mörkt grönt hornblände, vanligen i nästan isometriska korn om c:a 5 mm storlek, mera sällan långstängligt, samt litet plagioklas. Hornbländet har i slipprov en svag, brunaktigt grön färg, optiska axelvinkeln är stor.[1] Magnetkis och kopparkis ses ofta rikligt i denna bergart, som utgör malmen. De båda malmmineralen äro vanligen insprängda i hornbländiten i form av fläckar om upp till 1 cm diameter. Mycket ofta äro malmfläckarna sammansatta av båda mineralen, i enkel sammanväxning. Malmhalten är ofta nog så pass hög, att malmmineralen utgöra hälften av bergartens massa eller mera, men alldeles ren (»helskäft») malm har jag ej sett.

Den aplitiska bergarten är gråvit, med en viss likhet med en urkalksten. På vittrad yta urskiljer man fältspater om några mm:s längd, och mellan dem nedvittrad kalkspat. Mikroskopisk undersökning visar, att mikroklin och albit ingå i ungefär lika mängd. Litet klorit (efter biotit) förekommer, men ingen kvarts. Kalkspaten utgör mer än en tredjedel av bergartens volym. Mikroklinen innehåller pertitiska albitinväxningar. Den fria albiten har sammansättningen $Ab_{95}An_5$ (utsl. $\perp \alpha = -15°$). Kalkspaten bildar aggregat, som fylla mellanrummen mellan fältspaterna eller förtränga dem. Det förefaller vara alldeles uteslutet, att kalkspaten uppstått genom sönderdelning av något kalkhaltigt mineral. I stället torde den ha avsatts ur vattenlösningar som ännu höllo sig flytande (eller gasformiga), då fältspaterna redan utkristalliserat ur magman. Bergartens förekomstsätt och struktur visa, att den, trots denna ovanliga sammansättning, måste betraktas

[1] Under det hornbländet i den förut beskrivna pyroxeniten säkert är primärt, är det mycket osäkert om det även är det i detta fall och i den nyss beskrivna malmförande hornbländiten.

som en eruptivbergart och icke som något slags mineralgång.[1]

Kalkspaten i den aplitiska bergarten har tydligen lämnat materialet till den redan av LÖFSTRAND omnämnda kalkspatgång, som med flack stupning genomsätter det fyndiga området.

Som sammanfattning kan sålunda sägas, att malmen vid Kuså gruva uppträder i en grönstenskropp, som genomsätter gnejsgraniten och som visar en genomgripande differentiation i å ena sidan en utpräglat femisk form — hornbländit —, å den andra en egendomlig mikroklin-albit-kalkspat-bergart, som gångformigt genomsätter den förra. Malmmineralen uppträda i hornbländiten och förefalla att vara sällsyntare i de faser av densamma, som innehålla någon avsevärd mängd plagioklas. I den saliska bergarten saknas kismineralen alldeles. Här framträder således det i teoretiskt hänseende viktiga förhållandet, att malmmineralen koncentrerats i den femiska, högtempererade delmagman. Detta torde vara regel vid fyndigheter av denna geologiska typ, men även några undantag förefalla att finnas.

Kuså gruva har brutits som nickel- och koppargruva.[2] De av LÖFSTRAND anförda analyserna visa en nickelhalt i malmen om 1.14 till 1.82 %, vilket är ungefär vad man efter ögonmått skulle förmoda i den rikaste malmen, under förutsättning att proportionen mellan magnetkis och nickelmineralet ej väsentligt avviker från den i andra fyndigheter av samma geologiska typ. De värden för »beräknad nickel i ren magnetkis», som också anföras av LÖFSTRAND, sakna varje praktisk betydelse. Nickeln torde vid Kuså liksom i andra förekomster av »nickelhaltig magnetkis» icke kemiskt ingå i magnetkis utan i ett med denna sammanvuxet nickelmineral, pentlandit[3]

[1] Ett dylikt uppträdande av kalkspat i albitförande apliter i samband med diorit- och gabbrobergarter är känt även från andra trakter (jfr N. BOWEN i Journ. Geology, 1910, s. 668).

[2] I LÖFSTRANDS beskrivning gives en historik över gruvan.

[3] Detta namn har prioritet framför *gunnarit* (jfr G. F. F. 9, s. 368).

(Ni,Fe)S. Jag har dock icke kunnat identifiera pentlandit i malmen.

LÖFSTRANDS siffra för kopparhalten i den på kopparkis rikare malmen är 2 %, vilket säkert ej är överdrivet. Gruvan har sålunda lämnat användbar både nickel- och kopparmalm, om ock nickelhalten endast i en del av den malmförande bergarten är hög nog för ett ekonomiskt utvinnande under normala prisförhållanden. Gruvans återupptagande omkring årsskiftet 1915—1916 står naturligen i samband med de rådande abnorma metallprisen.

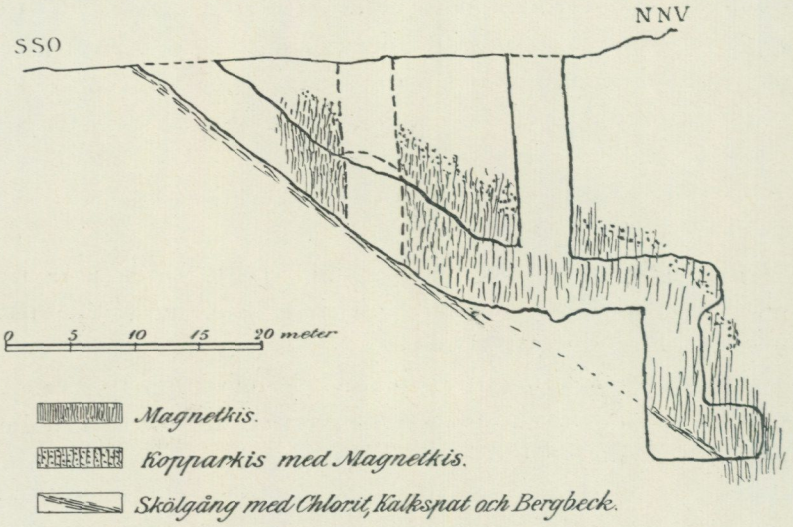


Fig. 11. Profil genom Kusså gruva (efter LÖFSTRAND). [*Profil durch die Kusåer Grube. Nach* LÖFSTRAND.]

LÖFSTRAND ger en profil genom gruvan, vilken här återgives. Vissa förhållanden (bl. a. riklig isbildning i gruvan) gjorde det vid mitt besök omöjligt att kontrollera denna framställnings riktighet. Emellertid förefaller det, som om hela det av LÖFSTRAND såsom magnetkis betecknade området bestode av hornbländit med magnetkis och kopparkis. De viktiga frågorna om bergartens natur under kalkspatgången och om denna gångs eventuella förkastningskaraktär kunde

ej besvaras, då gruvans djupaste del, där gången skall vara genomslagen, ännu stod vattenfylld.

Då den malmförande bergarten har mycket begränsad utbredning, torde man ej kunna hoppas finna några nya malmanledningar i dagen. Däremot skall, enligt meddelande av statsgeologen H. JOHANSSON, som i jan. 1917 besökt fyndigheten, malmen vara genom nya arbeten påvisad vidare mot väster i fortsättningen på det parti av malmförande bergart, som LÖFSTRANDS profil visar. Då även grönstensmassivet i dess helhet synes stupa åt detta håll, föreligger här en överensstämmelse med den längre västerut, i Loberget, observerade stängligheten i gnejsgraniten. Dr JOHANSSON meddelar också, att han sett aplit utan kalkspat.

Gnejsgranit.

Gnejsgranit torde vara den lämpligaste beteckningen för den granitbergart, som är yngre än den redan beskrivna granitgnejsen, men äldre än den serarkäiska graniten. Endast undantagsvis är denna granit så väl bevarad, att dess primärstrukturer låta sig tydligt urskilja, men å andra sidan är det blott inom helt begränsade områden, som den överförts till en om granitgnejsen erinrande, alltigenom kristallisationsskiffrig bergart.

Man kan dela gnejsgraniten i två huvudtyper, den ena karakteristisk för den östra delen av det stora gnejsgranitområdet, ungefär från Nästjärn österut, och den andra typiskt utvecklad i V, såsom på båda sidor om Vallsansjöarnas dalgång. Den förra typen har nästan genomgående en rent grå färg och är en utpräglad oligoklasgranit, under det den senare vanligen är rödlätt och rikare på mikroklin än den förra. De fåtaliga och små granithällarna mellan Varpan och Holsjön, N om dioritbandet, ge icke möjlighet för ett säkert avgörande, huruvida en kontinuerlig övergång mellan de båda typerna föreligger eller ej. Att döma av det bäst

blottade partiet inom detta område — ett brandfält på höjden N om Djuptjärn — torde dock bergarten även här N om dioriten kunna hänföras till den östligare typen; detsamma gäller graniten N om dioriten vid Digertägt. Det finnes således ingen anledning antaga, att det granitområde, som S om dioriten sträcker sig västerut till Nästjärn, skulle utgöra ett från den övriga gnejsgraniten skilt massiv av mera utpräglat oligoklasgranitisk sammansättning. Det förtjänar också påpekas, att inom denna sistnämnda del av gnejsgranitområdet mikroklinhalten synes tilltaga från Ö mot V. Vare sig de båda varandra närstående granittyperna direkt övergå i varandra eller icke, så är det likväl tydligt, att de tillhöra samma geologiska enhet.

Såsom typ för den *östligare* granitvarieteten i dess minst metamorfoserade form kan väljas bergarten från Järlindbergets sydsluttning, intill gränsen mot leptiten. Det är en tämligen finkornig, i det allra närmaste massformig granit, med en måttlig halt av mörka mineral. Dessa äro samlade i finkorniga gyttringar, i vilka biotit tydligen utgör huvudbeståndsdelen. Kvarts framträder ganska rikligt som ljusgrå, rundade korn, mestadels om 1—3 mm genomskärning. Gråvit plagioklas bildar individ av ungefär samma storlek som kvartskornen. Mellan dessa större kvarts- och fältspatkorn finnes en finkornigare massa av samma mineral. Under mikroskopet finner man att de stora kvartskornen i allmänhet icke äro enhetliga utan sammansatta, med mycket oregelbundna kornfogar mellan de ofta helt små individen. I många fall visar dock stark undulositet, att de uppkomna spänningarna ej helt utlösts genom omlagringen. Plagioklasen är en oligoklas om c:a $Ab_{74}An_{26}$ (utsl. + 8° till 9° i snitt $\perp \alpha$, jfr analysen s. 77). Den bildar dels upp till 3 mm stora korn, med tvillingbildning efter albit-, periklin- och karlsbadlagarna, dels också mindre individ, som gruppera sig omkring de större, och tydligen — åtminstone de flesta — avskilts från dessa. De stora plagioklaserna visa ibland en svagt utbildad zonalstruktur, med ett bräm som är något

natronrikare än huvudmassan. Grumling av sericit är vanlig i plagioklasen, och epidot har stundom observerats i det inre av kornen. Biotiten är vanligen alldeles frisk, av grönaktigt brun färg, med stark absorption. Hornbländet, som är ganska sällsynt i denna typ, tillhör samma grupp som det i granitgnejsen uppträdande. Epidoten innesluter ofta en idiomorf kärna av gul, dubbelbrytande ortit. Magnetiten är ibland delvis omvandlad i klorit, en metamorfos, som vi skola finna även i andra bergarter inom kartområdet. Vidare märkas titanit och apatit.

Fig. 12. Gnejsgranit, Järlindbergets sydsluttning, Falun. Först. 16 ggr, + nik. Huvudsakligen stora, delvis granulerade oligoklaskorn samt kvarts, jämte biotit m. m. [*Gepresster Granit, Järlindberget bei Falun, Vergr. 16, gekr. Nik.*]

Bergartens struktur synes ursprungligen ha varit sådan, att de några mm stora oligoklaskornen visat i huvudsak idiomorfa, möjligen genom korrosion modifierade konturer mot kvartsen, som uppträtt i korn med nära isometrisk form (sålunda ej som typisk »mellanmassa») och av samma storlek som oligoklaskornen. Möjligen har även en andra plagioklasgeneration av mindre korn förekommit. De mörka mineralen ha tydligen varit samlade i gyttringar.

Andra prov från gnejsgranitmassivets östligare del visa en sammansättning analog med det nu beskrivnas. I allmänhet torde dock halten av mörka mineral vara något lägre än i den nu beskrivna gränsformen. Mikroklin förekommer, som nämnt, ganska ofta; den är utbildad i korn, som nå samma dimensioner som de smärre plagioklaskornen och uppträda bland dessa. Sannolikt har den även ursprungligen bildat självständiga mindre korn. Det är också mycket möjligt, att en del av de mindre plagioklaskornen äro relikta, men större delen av den finkornigare massan torde uppkommit genom granulering av större korn. De smärre plagioklaskornen synas vara natronrikare än de större, upp till $Ab_{80}An_{20}$. I ett eller annat fall finnes anledning misstänka, att bergartens plagioklas i genomsnitt har denna sammansättning.

Vidare är graniten nästan alltid starkare metamorfoserad än i det beskrivna provet. Vid starkare metamorfos blir bergarten flasrig genom utvalsning och parallellanordning av biotitaggregaten, och de stora oligoklaskornen försvinna alltmera genom granulering, så att blott här och var större genomgångsytor spegla i den finkornigare massan. Kvartskornen äro ännu skönjbara, men bliva även de vid högre grad av metamorfos granulerade. Denna större motståndskraft hos kvartsen är tydligen blott skenbar; förklaringen är den, att kvartskornen även sedan de sönderfallit i optiskt olika orienterade delar, likväl genom frånvaron av genomgångar fortfarande förefalla homogena, under det att motsvarande granulering av fältspaten genast röjes genom de stora enhetliga genomgångsytornas försvinnande.

Metamorfosens första stadier, sådana de framträda under mikroskopet, bestå däri att de stora kvartskornen uppdelas i olikorienterade fält med oregelbundna kornfogar (jfr beskrivningen av graniten från Järlindberget), under det att från de stora oligoklaskornen smärre sådana avskiljas genom partiell omkristallisation. I några prov äro såväl de nybildade plagioklaskornen som brämen på de resterande större kornen uppfyllda av små rundade kvartskorn. I samband med dessa

förändringar bliva naturligen de ursprungliga korngränserna mellan plagioklas och kvarts beslöjade. Vid starkare metamorfos bliva de ursprungliga stora plagioklaskornen fullständigt överförda till ett långsträckt aggregat av enkelt konturerade korn, vilka merendels nå ett par tiondels mm i diameter, medan kvartsen bildar likaledes långsträckta aggregat av delvis undulösa korn, med kornfogar av vanligt utseende. Denna omkristallisationsgranulering har naturligen ej kunnat försiggå utan betydande substansförflyttningar; något biotit och kvarts har inkommit i plagioklasaggregaten, så att gränsen mellan dessa och den mikroklinförande grundmassan (där en sådan förekommer) och mot kvartsaggregaten icke är tydligt markerad.

Den bäst bevarade graniten inom kartområdets *västra* hälft träffas i toppen av Illingsberg. Bergarten är tämligen finkornig och består av rödlätt fältspat, grå kvarts och något biotit. Den visar ingen flasrighet eller skiffrighet och erinrar i ganska hög grad om traktens serarkäiska granit, ehuru den till strukturen så att säga står emellan dennas båda varieteter, den pseudoporfyriska och den jämnkorniga. Trots noggrann undersökning av den här rätt väl blottade berggrunden kunde likväl ingen gräns urskiljas mellan denna bergart och verklig gnejsgranit, den förra måste således utgöra ett reliktparti i det annars mer eller mindre starkt påverkade massivet. Även Törnebohm (*Bergslagskartan*, bl. 2) har haft denna uppfattning.

Under mikroskopet konstaterar man som beståndsdelar i graniten kvarts, plagioklas, mikroklin (något pertitisk) och biotit. Mikroklin och plagioklas uppträda i ungefär lika mängd. Plagioklasen är en sur oligoklas om c:a Ab_{85} An_{15}. Kvartsen är ofta undulös och stundom granulerad, men fältspaterna visa inga andra tecken till metamorfos än ett sparsamt uppträdande av myrmekitisk bård på oligoklaskorn, som gränsa till mikroklin. Biotiten är äldst, därnäst plagioklasen, som bildar korn om 0.5—1.5 mm, med självständig begränsning eller med denna modifierad genom korrosion (jfr nedan).

Mikroklinen bildar karlsbadertvillingar, större än plagioklasindividen och ofta inneslutande sådana. Kvartsen uppträder dels som mellanmassa till fältspaterna, dels korroderande dem, särskilt mikroklinen. Även till strukturen liknar denna bergart nära nog fullständigt den serarkäiska graniten. För närmare diskussion av strukturen hänvisas till beskrivningen av denna senare (s. 85).

Fig. 13. Granit, toppen av Illingsberg. Först. 16 ggr. + nik. m = mikroklin (pertitisk); p = plagioklas; k = kvarts. [*Granit, Gipfel des Illingsberg. Vergr. 16, gekr. Nik. m = Mikroklin (perthitisch): p = Plagioklas; k = Quarz.*]

Redan har framhållits, att den i och för sig naturliga misstanken, att Illingsbergsgraniten skulle tillhöra den serarkäiska graniten, icke kan finna något stöd i förhållandena i fält. Härtill kommer, att man ännu i ganska starkt gnejsig granit i trakten i fråga kan spåra den nu beskrivna, om den serarkäiska bergartens erinrande struktur. Synnerligen upplysande i denna fråga är gränsområdet mellan gnejsgranit och

serarkäisk granit i Loberget, V om Nedre Vallsan. Här innehåller förf:s dagbok en anmärkning, gjord innan Illingsbergsgranitens stora strukturella likhet med den serarkäiska bergarten ännu var känd: »Det förefaller, när man ser de båda graniterna i kontakt, som om gnejsgranitens ursprungliga utseende måste ha varit i det allra närmaste detsamma som den porfyriska granitens» (d. v. s. den serarkäiska granitens).

Det förhållande mellan mikroklin och oligoklas av ungefär 1 : 1 som Illingsbergsgraniten visar, tyckes gälla för gnejs-

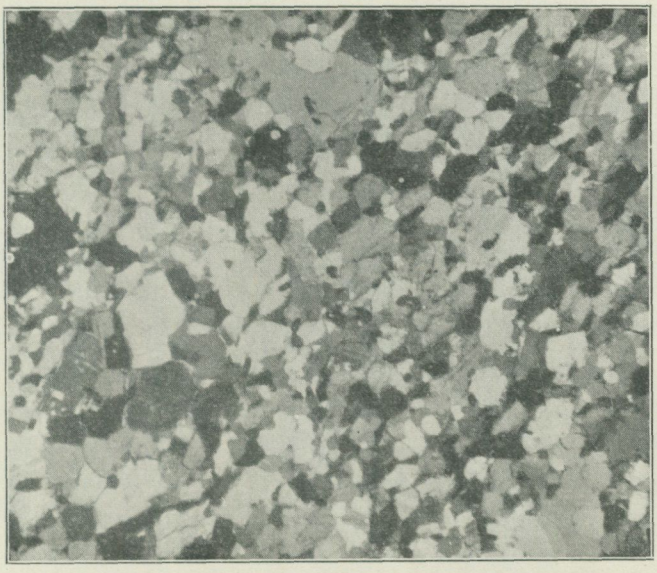


Fig. 14. Gnejsgranit, nästan fullständigt omkristalliserad, Storvallsbergen. Först. 16 ggr, + nik. [*Granit, fast vollständig umkristallisiert, Storvallsbergen. Vergr. 16, gekr. Nik.*]

graniten i allmänhet inom kartområdets västligare del. De mörka mineralen äro biotit, hornblände, magnetit och ortit. Halten av mörka mineral är ungefär densamma som i oligoklasgnejsgraniten NO om Falun. Hornbländet förekommer dock nästan allmännare än i denna, men i stället är biotithalten ofta något lägre. Ortit har observerats i flera fall, en gång i form av ett millimeterstort, fullständigt friskt korn med brun färg och kraftig dubbelbrytning.

Metamorfosen har här, liksom längre österut, i allmänhet bestått i en omkristallisationsgranulering och har lett till utbildandet av en ganska svag, men fullt tydlig skiffrighet, ofta med en tydligt markerad sträckning. Man urskiljer finkorniga aggregat av blekröd och vit fältspat, stundom med relikta partier av de större primära kornen, ljusgrå kvartskorn, som för det obeväpnade ögat förefalla homogena, samt aggregat av mörka mineral. Vid starkare metamorfos äro även kvartskornen fullständigt granulerade, och den parallella anordningen av de olika aggregaten mera markerad. Ännu längre framskriden metamorfos leder till en utpräglat planskiffrig struktur med delvis glimmerklädda förskiffringsytor. Denna form träffas bl. a. i trakten mellan Övre Skog och Skvasselbo samt i kartområdets sydvästra hörn.

Gnejsgraniten åtföljes ej av någon större mängd av *satellitintrusioner* och *gångbergarter*. Den enda förekomst av gnejsgranit, som skulle kunna göra skäl för den förstnämnda beteckningen, är den vid Nybo, ungefär i kartområdets mitt. Bergarten där är en rödlätt, starkt gnejsig oligoklasrik granit. Gångbergarter ses sällan i gnejsgraniten. De enda, som träffas, äro apliter av ringa mäktighet (några dm). Biotitpegmatit uppträder här och var nära gnejsgranitens gräns, på sådant sätt att det är antagligt att den står i genetiskt samband med denna bergart. Den bildar endast helt smala gångar och får ej förväxlas med de mäktiga gångmassor av muskovitförande serarkäisk pegmatit, som ofta träffas inom samma trakter. Inom det malmförande området vid Falu gruva uppträder en svärm gångar av granitporfyrisk karaktär, åtföljda af femiska salbandsgångar. Mycket talar för att detta gångsystem står i samband med gnejsgraniten. På grund av den roll dessa gångar spela i det fyndiga områdets geologi beskrivas de först längre fram, i samband med denna (s. 122). Slutligen finner man på sina håll i gnejsgraniten amfibolitiska gångar, som kunna vara lamprofyriska derivat av samma magma, men som också kunna vara avsevärt yngre bildningar (jfr s. 81).

För analys utvaldes gnejsgranit från ett litet stenbrott V om Hälla, NO om Falun. Bergarten kan anses typisk för större delen av gnejsgraniten Ö om Varpan. Den för något mikroklin och är sålunda ej så kalifattig som t. ex. bergarten från Järlindbergets sydsluttning. Den västligare formen är däremot icke analyserad.

Analysen, som utförts på S. G. U:s laboratorium av R. Mauzelius, gav följande resultat:[1]

IV. Gnejsgranit, Hälla, Falun.

SiO_2	73.82	1230				
TiO_2	0.24	3	Q = 37.14			*Alsbachos*
Al_2O_3	12.91	127	or = 15.01	F = 56.60	Sal = 93.94	
Fe_2O_3	1.20	8	ab = 30.39			
FeO	2.00	29	an = 11.20			Fältspatförhållande
MnO	0.10		C = 0.20			$or_{26.5}\ ab_{53.5}\ an_{20}$
MgO	0.42	11	$FeSiO_3$ = 2.38	P = 3.48		
CaO	2.25	40	$MgSiO_3$ = 1.10		Fem = 5.79	
Na_2O	3.59	58	il = 0.45	M = 2.31		
K_2O	2.58	27	mt = 1.86			
BaO	0.15	—			H_2O etc. 0.52	
P_2O_5	0.02	—			100.25	
S	0.07	—				
H_2O	0.28	—				
	100.18					

Bergarten visar vissa kemiska överensstämmelser med porfyrleptiten och granitgnejsen, men avviker från båda genom sin betydligt högre anortithalt. Det må emellertid påpekas, att den västligare, icke analyserade formen av gnejsgraniten torde stå vida närmare de nämnda bergarterna än den, vars analys här återgivits.

Nedan är analysen n:r IV sammanställd med ett antal likartade analyser.

[1] Beräknat på prov torkat vid 105°. (Lufttorkat prov förlorar vid 105° 0.05 %.)

	IV	J	K	L
SiO_2	73.82	71.36	73.18	73.40
TiO_2	0.24	0.34	0.25	0.43
Al_2O_3	12.91	13.31	13.66	12.90
Fe_2O_3	1.20	0.99	0.21	3.70
FeO	2.00	3.36	2.24	ej best.
MnO	0.10	0.10	0.07	—
MgO	0.42	0.87	0.93	0.14
CaO	2.25	2.85	2.10	2.35
Na_2O	3.59	3.58	3.70	3.83
K_2O	2.58	2.26	2.72	2.99
BaO	0.15	ej best.	0.10	—
P_2O_5	0.02	0.21	0.09	—
S	0.07	ej best.	—	—
H_2O	0.28	0.70 [1]	0.67 [2]	0.43
	100.18	99.93	100.09 [3]	100.17

[1] Därav + 0.45 % och — 0.25 %. — [2] Därav + 0.57 % och — 0.10 %. — [3] Häri ingår CO_2 0.17 %; spår av SrO och Li_2O.

J. Oligoklasgnejsgranit, Orijärvi, Finland (P. ESKOLA, Bull. Comm. géol. Finl., N:r 40, s. 41).

K. Natrongranit (aplitisk fas av kvartsdiorit), Agua Fria Creek, Mariposa, Californien (H. W. TURNER, U. S. Geol. Survey, 17. Ann. Rep., I, s. 691).

L. Obsidian, Hlidharfjall, Myvatn, Island (H. BÄCKSTRÖM, G. F. F. 13: 663).

Av alla analyser, som jag granskat, är Orijärvigranitens den, som närmast liknar n:r IV. Bergarterna överensstämma även i övrigt, nämligen ej blott till sin mineralsammansättning och sin primära och sekundära struktur, utan även till sin geologiska ställning, i det sydvästra Finlands leptit-gnejsgranit-terräng uppenbarligen är en fortsättning av det mellansvenska området av dylika bergarter. I ett senare kapitel skola vi närmare betrakta likheterna mellan Falun- och Orijärviområdena.

Graniter av denna typ torde ej vara sällsynta inom vårt urberg, om det också är anmärkningsvärt att ingen med n:r

IV fullt jämförlig analys finnes upptagen i HOLMQUISTS analyssamling.[1]

Analysen K ger ett exempel på en analogt sammansatt djupbergart med annat geologiskt uppträdande. L är en ytbergart av samma typ. Det är ganska anmärkningsvärt, att denna analys tillhör de kemiskt egendomliga isländska lipariterna, under det att andra ytbergarter med analogt fältspatförhållande i allmänhet ha en lägre kvartshalt.

Gränsen mellan gnejsgraniten och leptitformationen förlöper i stort sett parallellt med den senares strykning. Själva kontakten är väl blottad vid Järlindbergets södra fot. Graniten är där, såsom redan beskrivits, ovanligt litet metamorfoserad. Den visar ej den minsta antydan till strukturändring gentemot kontakten. Ej heller föreligger någon regelbunden ändring i sammansättningen: i allmänhet är bergartens biotithalt högre vid kontakten än annars är vanligt, men på ett ställe är den — inom några meter närmast kontakten — tvärtom lägre. Gränsen förlöper alldeles parallellt med leptitens strykning, i graniten intill densamma är en zon, en eller ett par meter bred, som har karaktären av en eruptivbreccia, med stora skarpkantade leptitbrottstycken. Leptiten i dessa och inom 1—2 m utanför gränsen är tydligt kontaktmetamorfoserad, överförd till en decimillimeterkornig gnejs med utpräglad pflasterstruktur.

Leptitbrottstycken förekomma även i graniten på större avstånd från kontakten, men äro där mycket sällsynta.

Även i trakten av Illingsberg, där graniten är blottad nära kontakten, synes den bibehålla sin massformiga karaktär fram emot denna. Däremot är gränszonen längre åt SV, V om Nedre Vallsan, mycket starkt gnejsig. Den innehåller där ställvis brottstycken av leptiten.

Av granitens norra gräns faller endast ett kortare stycke inom kartområdet. Endast i närheten av den punkt, där kontakten avskäres av den stora förkastningen, är själva gräns-

[1] Studien über die Granite von Schweden (Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. 7).

området tillgängligt. Man finner här en utpräglad strukturförändring hos graniten, som övergår i en finkornig röd bergart med enstaka kvartsströkorn. Kornstorleken är 0.2—0.3 mm, med enstaka större kvartskorn, strukturen är aplitartad och sannolikt till sina huvuddrag primär. Närmast leptiten blir bergarten än finkornigare och vitaktig till färgen. Bredden av denna aplitzon uppgår till c:a 300 m, men den synes icke sträcka sig långt utmed kontakten åt NO. Jordbetäckningen beslöjar dess förhållande till leptiten. Det är likväl tydligt, att kontaktförhållandena här äro jämförliga med dem mellan Norbergstraktens gnejsgranit och leptitformation, där graniten visar en gränsfacies av samma typ som här.[1]

Gnejsgranitens förhållande till dioriten har redan beskrivits.

Grönstensgångar.

Gångar av ursprungligen dioritisk eller gabbroid sammansättning genomsätta såväl leptitformationens bergarter som gnejsgraniten. En del av dessa gångar äro nu fullständigt amfibolitvandlade, andra visa en ganska väl bevarad primär mineralsammansättning och struktur. Under det att de gångar, som genomsätta gnejsgraniten, tydligen äro yngre än denna och således mycket yngre än leptitbergarterna, så torde uti leptitformationen utom gångar av denna ålder även finnas sådana som bildats före gnejsgranitens uppträngande. Då det emellertid ej finnes någon möjlighet att i varje fall säkert avgöra en dylik bergarts ålder, ha alla dessa gångar här sammanförts i beskrivningen.

Bäst bevarad är bergarten i några gångar i leptit SO om Slätta (NV om Falun) och i ett par andra, som uppträda N om Mellan-Vallsan, likaledes i leptit. Bergarten är i båda fallen en finkornig kvartsdiorit. I den förstnämnda före-

[1] W. PETERSSON, Die Erzfelder von Norberg, s. 7 (Guide 29, 11 int. geol. kongr., Stockholm 1910).

komsten är plagioklasen zonalbyggd, i snitt ⊥ M bestämdes för kärnan $Ab_{48}An_{52}$ (utsl. + 29°) och för höljet $Ab_{65}An_{35}$ (utsl. + 17°). Plagioklasen är tydligen primär, men bergartens blågröna hornblände torde ha undergått åtminstone vissa omflyttningar. Bergarten N om Mellan-Vallsan är ännu bättre bevarad, med plagioklasen tydligt idiomorf mot kvartsen, och med sannolikt primärt hornblände. Plagioklasen är här homogen ($Ab_{60}An_{40}$).

Närmast dessa kvartsdioritgångar i bevaringstillstånd komma några gångar i gnejsgraniten Ö om Varpan. I dessa finner man dock alltid vissa metamorfa drag: plagioklasen och kvartsen tendera till att bilda en pflasterkornig mosaik, i vilken de nybildade hornbländenålarna ligga rikligen inströdda. Ibland är bergarten kvartsfri, och består till ungefär $^2/_3$ av hornblände och till $^1/_3$ av plagioklas.

Dessa mer eller mindre amfibolitiska gångar äro ingenstädes vanliga i gnejsgraniten, utom på en punkt vid Varpans sydände, där man träffar en svärm, som tydligen uppträngt på sprickor i gnejsgraniten sedan i denna utbildats det ännu bestående förklyftningssystemet (fig. 15, s. 82).

I leptiten äro amfibolitiska gångar mycket vanliga. Särskilt talrika äro de inom ett område SO om Kårarvet, där de i olika riktningar genomsätta leptiten. Mäktigheten överstiger sällan en eller ett par meter. Bergarten är vanligen en svartgrön, hornbländerik, finkornig amfibolit, stundom med rundade hornbländeströkorn (troligen uralitiska). I några fall finnas också stora granater.

Dessa amfiboliter sammansättas vanligen av en pflasterkornig massa av plagioklas och kvarts, med rikligt hornblände av blågrön färg i stängelform, oftast även klinozoisit, biotit, titanit och malmkorn. Plagioklasen synes i allmänhet vara en basisk andesin. Ofta nog är den nästan alldeles sericitiserad.

Som redan i korthet nämnts, flankeras de kvartsporfyriska gångarna i Falu gruva av amfibolitiska gångbergarter (se s. 76).

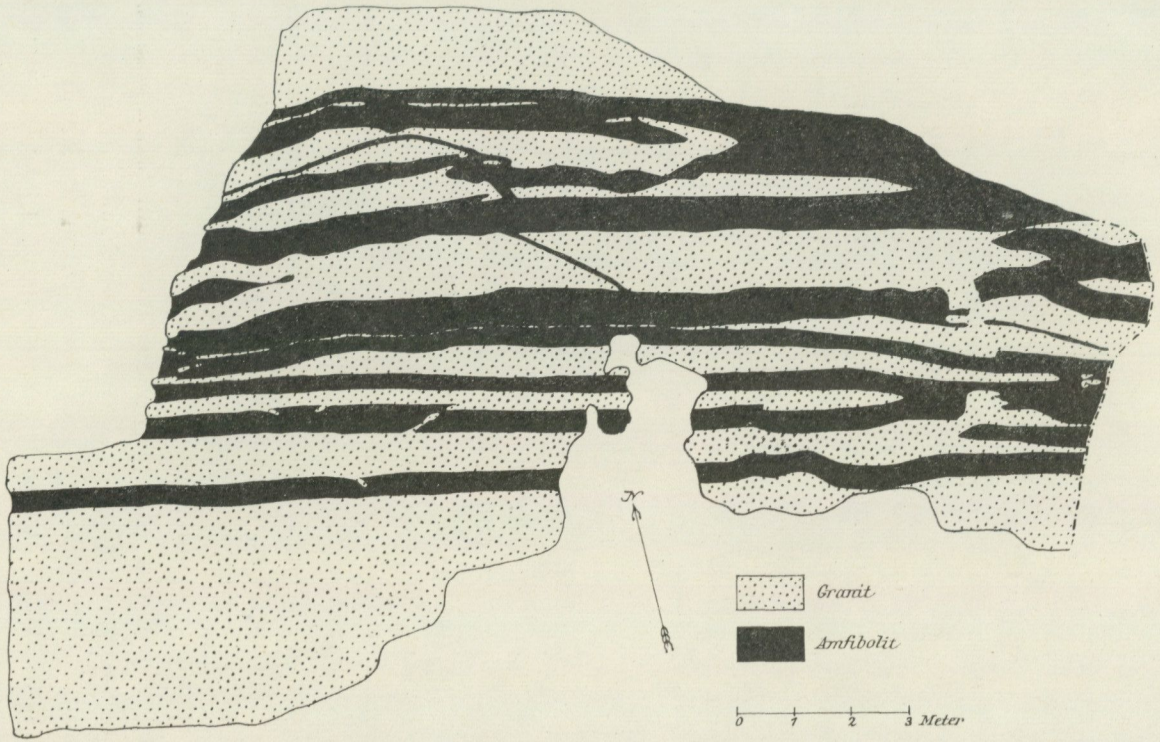


Fig. 15. System av amfibolitgångar i gnejsgranit. Sydänden av sjön Varpan, Falun. [*System von Amphibolitgängen in Granit am Südende des Sees Varpan, Falun.*]

Serarkäisk granit och pegmatit.

De i Bergslagen vanliga serarkäiska graniterna representeras inom kartområdet av ett parti i områdets västra kant, tillhörande ett stort massiv, som utbreder sig å båda sidor om Dalälven mellan älvmötet i Gagnef och kröken vid Amsberg, samt av ett antal smärre massiv, som sannolikt på djupet sammanhänga med det större. Vidare antyder flerstädes inom kartans östra hälft det massvisa uppträdandet av pegmatitgångar, att serarkäisk granit anstår på större djup.

I sitt geologiska uppträdande är bergarten en typisk representant för de serarkäiska graniterna. De olika massiven äro till sin form fullständigt oberoende av tektoniken i den komplex av leptit och gnejsgranit, som de genomsätta, och tendera till en rundad form. Graniten innesluter talrika, skarpkantade brottstycken av de äldre bergarterna, ofta i sådan mängd, att man snarare kan tala om en eruptivbreccia än om en brottstyckeförande granit. Denna brecciezon övergår utåt i en zon, där mera underordnade granitgångar genomskära de äldre bergarterna, inåt granitmassivet torde den i allmänhet övergå i ren granit. De olika massiven förhålla sig ej alldeles lika i dessa avseenden. Udden nära kartans sydvästra hörn är rik på stora brottstycken av gnejsgraniten. Söder om massivet är den senare genomsatt av mycket talrika gångar av den yngre graniten, så att berggrunden sammansättes till ungefär lika stor mängd av vardera bergarten. Likväl har gnejsgraniten icke mera rubbats av intrusionerna, än att dess strykningsriktning alltigenom synes vara praktiskt taget oförändrad. Vid massivets östra spets är förhållandet ett annat: där föreligger en snabb övergång från gnejsgranit utan några yngre gångar (väl blottad i Lobergets brant) till en eruptivbreccia, i vilken den yngre graniten något överväger. De båda massiven S om Övre Vallsan omgivas icke av något mera framträdande gångbälte. Det västra innehåller överallt spridda små (vanligen 5—10 cm stora), ofta rundade brottstycken av en finkornig amfibolit eller femisk leptit. Gra-

nitens utseende tyder på, att magman här assimilerat en ansenlig mängd främmande material. Massivet vid Skvasselbo innehåller talrika större brottstycken av leptitformationens bergarter, ofta om flera meters längd; mot S kan dock en ganska bestämd gräns dragas mellan denna brottstyckeförande granit och leptit med ymniga granitintrusioner. Massivet NO om Mellan-Vallsan är det enda större massivet av finkornig granit (jfr nedan), och samtidigt det enda, som synes vara nära nog fritt från brottstycken. Ej heller omgives det av något gångbälte: åt NV, den enda riktning i vilken berggrunden är väl blottad, äro visserligen granitgångar mycket talrika, men de tillhöra en annan varietet, och förefalla att stå i samband med Skvasselbomassivet.

Granitens sidosten visar i allmänhet ingen påfallande kontaktinverkan, utom N om Mellan-Vallsan, där leptiten delvis är ådergnejsartad, sannolikt genom påverkan av de därstädes mycket talrika granit- och pegmatitintrusionerna.

Bergarten är alltid fullt massformig och vanligen av rödlätt, mera sällan ljust grå färg. Den uppträder i två olika strukturvarieteter, en pseudoporfyrisk och en, som är jämnkornig och mera finkornig. Den pseudoporfyriska formen är den serarkäiska granitens vanliga utbildningsform inom området. Den karakteriseras av talrika och tätt liggande, blekröda karlsbadertvillingar av mikroklin om 10—15 mm längd, 7—12 mm bredd och 4—6 mm tjocklek. Mellan dessa mikroklinkristaller ligga isometriska gråblå kvartskorn, smärre fältspatkorn samt biotit och litet muskovit. Stundom äro mikroklintavlorna fluidalt anordnade.

Under mikroskopet framträder även zirkon. Mikroklinen, som är obetydligt pertitisk, dominerar något över plagioklasen. Den senare är ofta sericitgrumlad, stundom med klar bård. Ett snitt $\perp \alpha$ ger en utsläckning av — 9°, motsvarande $Ab_{86}An_{14}$, vilket torde vara ungefär medelsammansättningen hos denna bergarts plagioklas. Mikroklinen uppträder endast i form av de makroskopiskt så starkt framträdande karlsbadertvillingarna. Bergarten visar inga andra tydligt sekundära

drag än undulositet eller stundom fältdelning hos kvartsen, samt obetydliga omvandlingar (sericitisering av plagioklas, kloritisering av biotit). Biotiten träffas innesluten i alla de tre ljusa mineralen. Oligoklasen visar ofta tydlig kristallbegränsning mot kvarts och mot mikroklin, dock är gränsen, särskilt emot kvartsen, stundom oregelbunden och småhackig. Mikroklinen är alldeles tydligt yngre än oligoklasen, men det är endast sällan som den ses helt omsluta ett individ av denna senare. Små kvartskorn äro ibland inneslutna i mikroklinen. Bergartens större kvartskorn ses ofta skjuta långt in i mikroklinen. Därvid är kvartsens kontur vanligen avrundad, stundom småuddig. Muskoviten synes i allmänhet vara en nybildning ur oligoklasen, i vilken den bildar fjäll om upp till några tiondels mm storlek eller mera.

Den nu beskrivna granittypen har mycket stor utbredning bland Fennoskandias serarkäiska graniter. Törnebohm (*Bergslagskartan*) angiver den såsom typisk för hela det förut omnämnda massivet V om kartgränsen, samt för massiv SV om Leksand och V och SO om Grängesberg (där den närmare studerats av H. Johansson),[1] ävensom såsom lokalt förekommande i Stockholmsmassivets inre och i gångform i trakten av Bråvikens mynning. Alldeles samma typ (»Halengranit», »Spinkamålagranit») träffas också i gränstrakterna mellan Småland, Blekinge och Skåne, där den studerats av Bäckström.[2] I sydvästra Finland har den en representant i Perniögraniten, vars petrografi beskrivits av Eskola.[3] Bäckström är den förste som beskrivit bergartens mikrostruktur; han tyder förhållandet mellan mikroklin och oligoklas, och mellan kvarts och oligoklas, resp. mikroklin, såsom beroende på korrosionsprocesser, men är benägen att förlägga uppkomsten av denna struktur till regionalmetamorfosens första skede. Även Holmquist, som beskriver samma struktur från

[1] G. F. F. 32, s. 365.
[2] Vestanåfältet. S. G. U. Ser. C, nr. 168.
[3] L. c., se särsk. s. 22—23.

Bohusgraniten,[1] anser den vara ett metamorft drag. ESKOLA däremot har genom sin undersökning av Perniögraniten kommit till det resultat, att samtliga de ifrågavarande korrosionsfenomenen härröra från den magmatiska stelningsprocessen. Det förefaller även för förf., som om det vore svårt att påvisa något samband mellan dessa företeelser och sådana av säkert metamorf natur.

Den jämnkorniga graniten inom vårt område har en helt begränsad utbredning. Den bildar två smärre massiv NO om Mellan-Vallsan, samt några gångar och andra mindre intrusioner i områdets sydvästligaste del. Den liknar den redan beskrivna pseudoporfyriska varieteten utom med avseende på mikroklinens utbildning, i det denna bildar individ av oligoklaskornens storlek.

Såsom redan nämnts, avviker den brottstyckerika graniten i ett massiv S om Övre Vallsan från de normala granittyperna. Den tillhör närmast den pseudoporfyriska formen, men skiljer sig i flera avseenden från denna. Karlsbadertvillingarna äro få, och vita till färgen; även smärre mikroklinkorn uppträda, så att strukturen närmar sig en verkligt porfyrisk sådan. Plagioklasen är kalkrikare än i den normala graniten (Ab_{80} An_{20}); biotit uppträder rikligt, men muskovit saknas. Den avvikande sammansättningen beror tvivelsutan på absorption av material ur leptitformationen. Strukturellt karakteriseras bergarten av en viss porfyrstruktur, i det att utom mikroklinen även kvartsen tenderar till utbildning i två generationer; grundmassan är delvis granofyrisk. Myrmekit förekommer.[2]

Den serakäiska graniten åtföljes av stora pegmatitmassor.

---

[1] Studien über die Granite von Schweden, Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. 7, s. 115 o. 127.

[2] Då bergartan saknar de metamorfiska drag, som pläga åtfölja myrmekitbildningen, är det möjligt att myrmekiten här kan vara uppkommen under den magmatiska stelningen, såsom ESKOLA (l. c., s. 27) antager för myrmekiten i Perniögraniten och rapakivi. Bergarten vid Övre Vallsan har emellertid en så orolig och delvis svårtydd struktur, att man måste vara försiktig vid dess tydande.

Pegmatiten uppträder mestadels såsom regelbundna gångar, men stundom som mera oregelbundna intrusivmassor av större dimensioner. De senare äro oftast mera finkorniga, men härifrån finnas flera undantag, liksom å andra sidan gångarnas grova pegmatit ibland slår över i aplit. Törnebohm (*Falun*, s. 615) har iakttagit gångar av grövre pegmatit i de finkornigare massorna. Någon väsentlig åldersskillnad föreligger dock ej.

Nordost och öster om Finnbo uppträda stora massor av pegmatit i gnejsgraniten och leptiten. Strukturen är växlande, men oftast granitisk (blott sällan skriftgranitisk); till kornstorleken varierar bergarten från en finkornig aplit till grov pegmatitgranit. Mot S upplösa sig dessa pegmatitmassor i ett system spridda gångar i leptiten och granitgnejsen.

För övrigt äro stora sträckor av berggrunden Ö om Falun genomsvärmade av pegmatit, mestadels i form av gångar om några meters mäktighet. Ett särdeles pegmatitrikt område är det SO om den lilla sjön vid Myckelmyra, där pegmatitmassorna likna dem NO om Finnbo. Anmärkningsvärd är också rikedomen på pegmatitgångar inom gnejsgranitens sydligaste delar och närmast angränsande del av leptitformationen.

Sydost och nordväst om Falun uppträda pegmatitsvärmar, som dock endast äro kända genom den rikliga förekomsten av pegmatit i moränblocken.

Öster om Kårarvet äro gångar likaledes ganska talrika. Längre västerut saknas de alldeles (bortsett från ett par små gångar V om Dammen) ända till Vallsansjöarnas dal, där de uppträda i mängd i samband med de serarkäiska granitmassiven. Det är dock endast sällan, som de genomsätta graniten själv.

Pegmatitens beståndsdelar äro kvarts, mikroklinpertit, albitisk plagioklas och muskovit, därjämte ofta biotit och blekröd granat (almandin). Mikroklinpertiten är blekröd eller mjölkvit, undantagsvis grön (gång vid Vargbergsgruvan). Den vita färgen synes i den gångformigt uppträdande pegmatiten

vara vanligare än den röda. Albiten är alltid vit. I allmänhet synes mikroklinen något överväga, men även mera utpräglade albitpegmatiter förekomma. Då de båda fältspaterna ha samma färg är det svårt att få en uppfattning av det kvantitativa förhållandet dem emellan.

I några få av områdets pegmatitgångar uppträda en mängd sällsynta mineral, till stor del sådana som även annorstädes inom Fennoskandia ha träffats i serarkäiska pegmatiter. Namnen på de tre mineralbrotten i Falutrakten, Finnbo,[1] Broddbo och Kårarvet, äro ju välkända för varje mineralog, alltsedan BERZELIUS, GAHN, N. NORDENSKIÖLD m. fl. först studerade dem. Det faller emellertid utom ramen för detta arbete att ingå på en redogörelse för dessa mineral och för den roll, dessa fynd spelat i mineralogiens utveckling. Här må blott meddelas en förteckning över de mineral, som vid ett eller flera av Falutraktens mineralbrott anträffats tillsammans med de ovan nämnda ordinarie beståndsdelarna i pegmatiten. De äro:[2] gedigen vismut, pyrit, tennsten, zirkon, gahnit, flusspat, fluocerit, yttrocerit, monazit, gadolinit, mangangranat (tennhaltig vid Broddbo, yttriumhaltig vid Finnbo), beryll, ortit, cordierit, topas (pyrofysalit), tantalit, yttrotantalit, fergusonit, hjelmit, bergbeck.

Förekomsten av gahnit (endast vid Broddbo) i detta sällskap är ganska överraskande, och torde kunna bero på resorption av äldre bergart.[3] Utom på de nämnda berömda fyndorterna träffas även annorstädes pegmatitgångar, som innehålla ett eller annat av de sällsynta mineralen. Sålunda förekommer gadolinit ganska rikligt i den s. k. Vasagruvan vid Järlindbergets södra fot, där också bl. a. yttro-

[1] Finnbo mineralbrott ligger långt från gården med samma namn, nämligen 1600 m V om densamma, omedelbart N om gamla vägen till Falun. Broddbofyndet var, som bekant, blott några lösa block V om Skålpussen.

[2] Förteckningen efter I. NORDENSKJÖLD, Bull. Geol. Inst. Upsala, IX, s. 191, med tillägg av vismut och gahnit (se G. F. F. 1, s. 119).

[3] ESKOLA har beskrivit en förekomst av gahnit i pegmatit, som är att förklara på detta sätt (G. F. F. 36, s. 25).

cerit träffas. I pegmatit vid Vargbergsgruvan har jag sett molybdenglans, som redan av CRONSTEDT angivits därifrån.[1]

Pegmatitgångarnas struktur är ofta granitliknande med mycket grov kornighet, slående över till finkornig, aplitartad. Skriftgranitstruktur ses vida oftare i gångarna än i de större massorna, men kan ej sägas vara regel. Mycket vanlig är dock orienterad genomväxning av muskovit och kvarts. En vanlig strukturtyp visar fältspaterna såsom avrundade kristaller eller kristallaggregat, om ett par dm storlek, i kvartsmassa. I ett par fall uppträder muskovitförande aplitgranit såsom salbandsfacies till pegmatitgångar.

Tre till fyra km V om kartområdets nordvästra hörn börjar ett stort område av pegmatit, vilket ansluter sig till det stora massiv av serarkäisk granit, av vilket endast en ringa del faller inom kartans område. Denna pegmatit är alldeles lik den ovan beskrivna, särskilt sådan den är utbildad NO om Finnbo.

Diabas.

Redan i det kapitel, som bl. a. behandlar berggrundens spricksystem, har förekomsten av diabasgångar i Falutrakten berörts, och det framhölls, att de representera två olika strykningsriktningar, i det de två största gångarna stryka i NV, men några smärre gångar i NO.

På kartan ha endast de två stora gångarna kunnat utsättas. Bergarten i dessa är en medelgrov, ofitiskt struerad diabas. Klotvittring kan iakttagas S om Önsbacksdammen, där landsvägen går över den längsta gången.[2] Mikroskopisk undersökning visar, att bergarten är en frisk olivindiabas av Åsbytyp. Huvudbeståndsdelarna äro plagioklas, svagt rödviolett

[1] Mineralgeschichte etc., Nürnberg 1781, s. 156.

[1] SWAB omnämner förekomsten av »sjelffrätsten eller den Finska Rapakivi» härstädes, uppenbarligen åsyftande denna bergart (Beskrifning öfver Stora Kopparbergs Grufvor, etc., manuskript i St. Kopparbergs Bergslags AB:s arkiv).

pyroxen och olivin. Plagioklasen är en labrador (Ab_{45} An_{55}), den visar vanligen kombinerad tvillingbildning efter albit- och karlsbadlagarna, ofta även efter periklinlagen. Även ses ganska mycket malmmineral, sannolikt mest titanjärn. Alla mineralen äro friska, och strukturen är vackert ofitisk.

TÖRNEBOHM (*Falun*, s. 615) har funnit en liten gång med nordostlig strykning, S om Lilla Vällan. Denna gång har jag ej kunnat återfinna. Bergarten är, såsom TÖRNEBOHM påpekar, olivinfri i motsats till den i de stora gångarna. En granskning av TÖRNEBOHMS slipprov visar även andra stora olikheter. Bergarten är malmrik, med både titanjärn och magnetit. Strukturen är icke ofitisk, utan pyroxenen bildar korta stänglar. Den är nu till större delen omvandlad till klorit och epidot. Plagioklasen är mycket svår att bestämma på grund av talrika interpositioner. Dessa synas i allmänhet härröra från pyroxenens omvandling. Ljusbrytningen jämförd med den hos kalifältspat antyder, att plagioklasen är mycket natronrik, nära albitisk.[1] Bergarten för spridda strökorn av samma plagioklas med pertitiska inväxningar av kalifältspat.

Bergarten är av en egendomlig typ, och det är beklagligt, att ej mera undersökningsmaterial föreligger. I järnvägsskärningarna Ö om Källviken uppträda flera smärre diabasgångar med strykning N 25° O. Det är ej osannolikt, att dessa tillhöra samma typ som diabasen från Lilla Vällan,[2] och att sålunda de båda olika diabastyperna inom området även geologiskt, nämligen med avseende på det spricksystem de följa, äro olika.

Slutligen kan nämnas, att en liten diabasgång uppträder i Urfjällsgruvan vid Digertägt, där block av densamma ligga på varpen. Gången synes ej vara mer än 3 dm mäktig och har haft glasiga salbandzoner.

[1] Plagioklasens ljusbrytning är t. o. m. lägre än Canadabalsams, men i TÖRNEBOHMS preparat kan denna senare ibland vara t. o. m. högre än kvartsens.

[2] Vid tiden för rekognosceringen förbisågs denna möjlighet, med den påföljd att intet material medtogs av Källviksgångarna.

Återblick på urbergets geologi.

I de föregående kapitlen har redogjorts för de bergarter, som sammansätta berggrunden i Falutrakten, med undantag för de malmförande leden i leptitformationen, som kräva en särskilt grundlig beskrivning. Ej minst för att ernå en bättre förståelse av de geologiska associationer, i vilka dessa egendomliga bergarter uppträda, är det lämpligt att nu kasta en blick tillbaka på de grupper inom urberget, vilkas petrografi redan skildrats, och att söka rekonstruera huvuddragen av områdets arkäiska historia.

Leptitformationens bildningssätt.

Vid beskrivningen av vissa av leptitformationens bergarter har redan framhållits, att de måste antagas till största delen vara bildade på jordytan. Denna tydning gäller även de flesta av formationens verkliga eruptivbergarter och är den enda, som kan förklara deras geologiska och petrografiska egenskaper. Då emellertid leptitformationen inom andra trakter av vissa forskare tydes såsom en djupbergartskomplex, en infrakrustal bildning, kunna vi ej undgå att undersöka, i vad mån denna tydning kan finna stöd i de oss bekanta fakta beträffande Falutraktens leptitformation.

Den anförda uppfattningen, som har framställts av H. Johansson och Hj. Sjögren, baserar sig, som bekant, bl. a. på leptitformationens kemiska karaktärer, och vill förklara dess från normala djupbergarters avvikande struktur som en följd av mekanisk granulering under stelningen, m. a. o. protoklas. Leptitformationens kemi har gjorts till föremål för en ingående granskning i Johanssons uppsats om de mellansvenska järnmalmerna.[1] I denna framhålles, att formationen visar kemiska likheter med djupbergartskomplexer, men samtidigt företer den olikheten gentemot dessa, att

[1] G. F. F. 29, s. 143.

natronrika led spela en mycket mera framträdande roll än i granitkomplexerna. JOHANSSON betonar samtidigt, att formationens skarpt differentierade karaktär i å ena sidan kvartsfältspatbergarter (leptiter), å den andra utpräglat femiska led (amfiboliter), innebär en god överensstämmelse med djupbergartskomplexer, men en mycket stor olikhet mot suprakrustala eruptivserier: »Så vidt man känner, utgöra bergartstyper med intermediär SiO_2-halt det vida öfvervägande elementet inom flertalet mera betydande yngre eruptivbergartsformationer af säkert *vulkanisk* natur, de må nu tillhöra den 'atlantiska' eller 'pacifiska' typen.»[1]

Det är ej möjligt att här ingå på en närmare granskning av de intressanta frågor, som upprullas av JOHANSSON i den nämnda uppsatsen, och som genom senare arbeten av samme författare m. fl. fått ytterligare belysning. Å andra sidan kunna vi ej undgå att i korthet beröra dem.

Det har redan i det föregående framhållits (s. 26), att *porfyrleptiterna* i Falutrakten till sin kemiska sammansättning överensstämma med vissa yngre vulkaniska bergarter (ryoliter). Om deras fältspatförhållande insättes i JOHANSSONS diagram över leptit- och gnejsbergarter, i den redan citerade uppsatsen och i Grängesbergsmonografien,[2] så befinnes det falla inom ett mycket glest besatt område, resp. mitt i en markerad diskontinuitetsarea. För dessa porfyrleptiter kan man sålunda icke använda de slutsatser, JOHANSSON drager av denna diskontinuitetsareas existens.[3] Anmärkningsvärt nog ansluter sig granitgnejsen i Falutrakten i detta avseende till porfyrleptiterna.

Det torde också kunna dragas i tvivelsmål, att den åskåd-

[1] L. c., s. 145.

[2] G. F. F. 32, s. 239.

[3] »Das tatsächliche Vorhandensein einer derartigen gesetzmässigen chemischen Diskontinuität fasse ich somit als ein Zeugnis dafür auf, dass das Gesteinsmaterial der erzführenden Formation eine magmatische Entwickelungsphase durchgemacht hat; dabei wurde die chemische Zusammensetzung der Gesteine von bestimmten Differentiationsgesetzen beherrscht, denjenigen ähnlich, die für massige, unter Tiefengesteinsbedingungen gebildete Gesteine gelten» (G. F. F. 32, s. 381).

ning, som kommer till uttryck i JOHANSSONS ovan citerade uttalande angående förekomsten av eller bristen på intermediära led i en eruptivkomplex, verkligen kan anses berättigad. Inom mer eller mindre utpräglat alkalirika provinser torde nog led med intermediär SiO_2-halt intaga en framstående plats, lika väl i vulkaniska som i djupbergartskomplexer. Exempel erbjuda den suprakrustala malmförande formationen i Lappland, där syenitiska och kvartssyenitiska led dominera, och de särskilt något längre söderut uppträdande djupbergartsmassorna av till stor del syenitisk karaktär. Även inom kalkalkali-provinser av vulkaniska bergarter kan man mycket riktigt finna sådana, där intermediära bergarter (andesit, dacit) alldeles dominera, eller åtminstone spela en mycket framträdande roll, men man känner också sådana, där de saknas. Ett exempel på sistnämnda förhållande ge Islands ungvulkaniska bergarter, vilka, såsom BÄCKSTRÖM framhållit,[1] visa en differentiation i å ena sidan basalt, å den andra liparit, utan några intermediära led. Vi känna även en säkert vulkanisk formation inom urberget, som visar samma företeelse, nämligen den amerikanska keewatin. Kvar står obestridligen alltid det faktum, att mängdförhållandet mellan de båda komponenterna i dessa formationer — mindre dock i keewatinserien än i den isländska komplexen — är nära nog alldeles motsatt det inom leptitformationen rådande. Detta förhållande kan dock svårligen tillmätas någon avgörande betydelse.

Som sammanfattning kan sålunda sägas, att de säkra magmabergarterna bland Falutraktens leptiter, nämligen de porfyriska, icke i sin kemiska sammansättning äga något, som gör det osannolikt att de äro ytbergarter, och att de tvärtom nära överensstämma med vissa ungvulkaniska bergarter.

Så vitt man av den mikroskopiska undersökningen av de jämnkorniga leptiterna kan döma, finnas ej bland dem så kemiskt extrema typer, som JOHANSSON flerestädes påvisat.

[1] Journal of Geology, Vol. I, 1893, s. 773.

Framtida undersökningar över leptitformationens kemi torde väl komma att visa, huruvida denna mindre starkt differentierade karaktär hos leptitformationen inom Falutrakten står i något orsakssammanhang med områdets fattigdom på järnmalmer. Här återstå säkerligen mycket intressanta resultat att vinna med de petrografiskt-kemiska forskningar, som JOHANSSON, SJÖGREN och NAIMA SAHLBOM påbörjat.

Icke heller porfyrleptiternas struktur ger något stöd för att de skulle vara djupbergarter, i stället överensstämmer den helt och hållet med den man finner hos kvartsporfyriska ytbergarter i ett visst metamorfosstadium. Varieteter, vilkas grundmassestruktur möjligen skulle *kunna* vara protoklastisk, äro helt sällsynta. Den vanliga pflasterstrukturen hos grundmassan saknar motstycke i protoklastiska bergarter. Den ojämna konturen hos en del strökorn, särskilt kvartsströkorn, är en i metamorfoserade kvartsporfyrer vanlig företeelse; karakteristiskt är, att graden av ojämnhet står i direkt proportion till grundmassans (sekundära) kornstorlek.

Beträffande de *jämnkorniga* leptiterna framhölls ovan i beskrivningen, att de torde vara att uppfatta som vulkaniska tuffer. Det förhållande, att skiktning ej uppträder mera allmänt, kan synas tala emot denna tolkning, men resultaten av SUNDIUS'[1] undersökningar i Grythyttefältet ha visat, att i tuffogena bergarter av detta slag kunna uppträda mycket mäktiga oskiktade massor. Den möjligheten har också redan nämnts, att även ickeporfyriska lavabergarter skulle i någon mindre utsträckning ingå ibland de jämnkorniga leptiterna.

Amfiboliternas ursprung är i många fall tydligen vulkaniskt: lavor eller agglomerat; de jämnkorniga bäddarna kunna vara tuffer.

Vi komma sålunda till det resultat, att leptitformationen inom det undersökta området kring Falun består dels av tuffmassor av kvarts-fältspat-bergarter och, i helt ringa utsträckning, av sådana av basaltiska bergarter, dels av lavabergarter

[1] G. F. F. 38, s. 267.

och agglomerat, bland vilka likaledes kvarts-fältspatbergarterna dominera, dels ock underordnat av kemiska sediment, nämligen kalksten. Intruderade i denna formation uppträda en serie bergarter, som torde rätteligen böra räknas med till densamma, nämligen en del porfyrleptiter med grovkornig grundmassa, några förekomster av en bergart, som nu föreligger som en leptitisk gnejs, samt en kvartsförande porfyrit och en del amfiboliter.

Granitgnejsens ställning.

I det föregående har visats, att granitgnejsen är en granitisk djupbergart, som intruderats i leptitformationen. Av arten av den metamorfos, som den genomgått, har den slutsatsen dragits, att den måste vara äldre än traktens gnejsgranit. För förståelsen av områdets arkäiska historia vore det naturligen mycket lyckligt, om vi kunde giva en något närmare preciserad uppgift om granitgnejsens förhållande till de äldre och yngre bergarterna, och till de veckningsoch metamorfoseringsprocesser, som övergått berggrunden. Härvid möta vi emellertid ett besvärligt hinder redan i den omständigheten, att endast en del av granitgnejsområdet faller inom vår karta.

Frågan gäller måttet på klyftan mellan granitgnejsen och å ena sidan leptitformationen, å den andra gnejsgraniten. Är granitgnejsen att uppfatta såsom en djupbergartsfacies av den magma, vars ytformer uppbygga leptitformationen, eller är den närmare förbunden med gnejsgraniten?

För ett samband med leptitformationen talar den omständigheten, att man kan konstruera en geologisk och strukturell övergångsserie, från den typiska porfyrleptiten, genom den grövre form, som anstår i bergen S om Lilla Vällan, och genom den leptitiska gnejsen vid Södra Vällan, fram till granitgnejsen. Också må framhållas, att gnejsens struktur i viss mån talar för ett närmare samband — med avseende på genomgången metamorfos — med leptitformationen än med gnejsgraniten. Däremot torde ingen vikt i detta avse-

ende få tilläggas analyserna: hade sådana förelegat även av den grå gnejsen V om Runn och av gnejsgraniten i områdets västra del, så skulle sannolikt ingen väsentlig kemisk olikhet kunnat påvisas mellan granitgnejskomplexen å ena sidan och gnejsgranitkomplexen å den andra.

Emellertid visar granitgnejsen också likheter med gnejsgraniten, både i sitt geologiska uppträdande och i några petrografiska detaljer. Vi kunna därför ej avgöra om skillnaden, i tid och i geologiska processer (t. ex. orogenetiska rörelser), mellan gnejsen och gnejsgraniten är jämförlig med den, som föreligger mellan denna senare och den serarkäiska graniten, eller om gnejsen snarast är att uppfatta som en förelöpare till gnejsgraniten.

Såsom en motsvarighet till denna gnejs inom ett annat område kunna anföras de röda gnejserna vid Grängesberg.[1]

Gnejsgranitens och den serarkäiska granitens eruptionssätt.

Kartområdets gnejsgranit och dess serarkäiska granit äro typiska representanter för de två mest utbredda geologiska typerna bland vårt lands graniter, nämligen den förra för de s. k. urgraniterna, den senare för de serarkäiska graniterna. Vi kunna därför ej undvika att här beröra de geologiska drag, som karakterisera dessa båda grupper var för sig. Då förf. i en särskild uppsats[2] utförligare behandlat dessa granitgruppers eruptionssätt, kan framställningen här göras mera kortfattad.

Gnejsgraniten är utan tvivel att hänföra till den grupp, som av TÖRNEBOHM tolkades såsom inlagringar i urformationens lagerserie, och som på Bergslagskartan betecknades, dels som »urgranit, gnejsgranit», dels, ifråga om starkare metamorfoserade led, såsom »flasrig gnejs, granitgnejs.»[3]

[1] Se JOHANSSONS beskrivning, G. F. F. 32, s. 245.

[2] On the intrusion mechanism of the Archean granites of central Sweden. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 15, s. 47.

[3] I denna sistnämnda grupp ingå emellertid även bergarter, som torde vara äldre än huvudmassan av de så betecknade granitbergarterna, bl. a. delar av den här beskrivna granitgnejsen.

På Sveriges Geologiska Undersöknings översiktskarta över Sveriges berggrund, av år 1901,[1] har TÖRNEBOHM delat upp urgranitgruppen: endast en ganska ringa del får, under bibehållet namn, stanna i »det äldre urberget», under det resten bildar »det yngre urbergets första granitgrupp», till vilken bl. a. gnejsgraniten vid Falun och Uppsala-Sala-graniterna föras. Det torde emellertid bland de geologer, som arbeta inom urberget, vara en ganska allmän uppfattning, att denna förändring innebär en försämring av kartbilden, och att man får ett bättre uttryck för de geologiska förhållandena genom att sammanföra urgraniterna och deras starkare gnejsiga former till en grupp,[2] och anse Filipstadsgraniten såsom något yngre. De serarkäiska graniterna synas inom mellersta Sverige bilda en lätt igenkänd och väl avgränsad grupp.

Den stora geologiska olikheten mellan urgraniterna och de serarkäiska graniterna ligger, såsom välkänt är, i deras förhållande till sidostenen. Urgraniternas kontakter med leptitformationen gå i stort sett parallellt med den sistnämndas strykning (med vilken även granitens skiffrighetsriktning överensstämmer); graniten för sällan någon större mängd brottstycken av sidostenen, eller utsänder apofyser. De serarkäiska graniterna åter pläga övertvära alla bergartsgränser och parallellstrukturer utan undantag, föra mycket rikligt brottstycken, och omgivas av apofysbälten.

Urgraniternas konkordanta uppträdande gav anledning till den äldre uppfattningen, att de voro ytbildningar, inlagringar i leptitformationen. Sedan deras verkliga natur av granitiska djupbergarter uppvisats av HÖGBOM[3] m. fl., har man i allmänhet nöjt sig med att konstatera deras så att säga konkordanta uppträdande, utan att därav söka draga

[1] Geologisk Öfversiktskarta öfver Sveriges Berggrund. S. G. U. Ser. Ba, n:r 6 (1901, ny uppl. 1910).

[2] I denna grupp få då ej medtagas de äldre, fullständigt gnejsiga bergarterna av granitgnejsens vid Runn typ.

[3] G. F. F. 15, s. 241.

några vidare slutsatser. I Finland har dock TIGERSTEDT[1] framhållit, att urgraniterna synas uppträda i antiklinaler i leptitformationen, en uppfattning, som även ESKOLA[2] anslutit sig till.

En granskning av litteratur rörande graniters eruptionssätt under olika geologiska förhållanden och inom olika delar av jorden har visat, att dylika *antiklinalbatoliter*, såsom jag skulle vilja kalla dem, regelbundet uppträda, då granitiska magmabassänger intruderas i en under veckning varande suprakrustal formation. I talrika fall kan man, liksom då det gäller leptitformationen, tack vare överensstämmelsen mellan skiktning och skiffrighet i den äldre formationen, med fullkomlig säkerhet sluta sig till, att den uppenbara parallellismen mellan granitkontakten och den äldre formationens orientering icke beror på senare mekaniska påverkningar. Denna parallellism är naturligen ej fullständig, utan övertvärningar uppträda åtminstone lokalt.

Vända vi oss åter till de serarkäiska graniterna, så finna vi att även de representera en mycket vanlig typ. Det är graniter av denna typ, som föranlett den teori om granitbatoliternas mekanism, vilken går under beteckningen »magmatic stoping», och vilken DALY mer än någon annan bidragit till att utarbeta.[3] Enligt denna teori »äter sig» graniten väg uppåt därigenom, att stycken av taket över magman genom spänningar lösgöras, sjunka i magman och assimileras.

Där vi träffa graniter med detta uppträdande i områden med relativt enkel geologi, skola vi i allmänhet icke finna någon stark sammanveckning av den äldre berggrunden, som kan bero på samma orsaker som granitens uppträngande. I stället finna vi öppna veck eller stundom inga som helst säkra spår av veckning men däremot förkastningar. Vi ledas där-

[1] Opublicerat arbete, citerat av ESKOLA l. c. s. 5.
[2] L. c., s. 15.
[3] Jfr flera uppsatser i Am. Journ. Science 1903 och 1908, ävensom »Igneous rocks and their origin», New York 1914.

för till det antagandet, att graniter med de serarkäiska graniternas typiska transgressiva uppträdande drivits upp genom andra slags rörelser i jordskorpan än de som leda till bildning av veckningsbergskedjor med antiklinalbatoliter.

Metamorfosen.

Den serarkäiska graniten är praktiskt taget oberörd av metamorfos, men alla övriga led i Falutraktens urberg äro helt eller delvis omkristalliserade. Leptitformationens bergarter visa en omkristallisationsstruktur, som i alla detaljer överensstämmer med den, som uppstår i lava- och tuffbergarter av dessa slag, då de komma under inflytande av en djupbergarts kontaktverkningar. Den karakteriseras nämligen av pflasterkornighet i grundmassan och omkristallisationsgranulering av fältspatströkornen. Den intrusiva leptitiska gnejsen visar en mera oregelbunden omkristallisationsstruktur. Detsamma gäller om delar av granitgnejsen, under det att andra delar av samma bergart visa en ganska regelbunden kristallisationsskiffrighet, och slutligen den finkorniga randzonen möjligen kan ha vissa primära drag bevarade. Gnejsgraniten åter har i stor utsträckning bibehållit sin ursprungliga struktur; dess metamorfos har karaktären av en granulering av de större mineralkornen genom omkristallisation, och skiljer sig från motsvarande granulering av porfyrleptitens strökorn huvudsakligen därigenom, att de genom granuleringen uppkomna aggregaten visa sinsemellan parallell anordning, varav framgår, att omkristallisationen försiggått under inflytande av riktningsbestämmande tryckinverkningar.

Sedan Bäckström[1] fann strökornsgranulering genom omkristallisation i leptitiska bergarter i Vestanåfältet och påvisade dessa bergarters strukturella överensstämmelse med kontaktmetamorfoserade porfyrer, ha flera exempel på dylik

[1] Vestanåfältet. S. G. U. Ser. C, nr 168.

granulering i leptiterna blivit beskrivna;[1] samtidigt har det konstaterats att den hornfelsartade (pflasterartade) kornigheten är den normala utbildningsformen hos jämnkorniga leptiter, och hos grundmassan i porfyriska former.

Såsom framgår av den föregående beskrivningen, ger Falutraktens leptitformation alltigenom en bekräftelse på dessa regler.

Till de av BÄCKSTRÖM citerade exemplen från kontaktmetamorfosområden kan läggas BRÖGGERS[2] beskrivning av strökornsgranulering i de av nordmarkit kontaktmetamorfoserade rombporfyrerna m. fl. porfyriska bergarter i Kristianiafältet, samt ERDMANNSDÖRFFERS senare arbeten över kontaktmetamorfos på Harz.[3] ERDMANNSDÖRFFER beskriver bl. a. kontaktmetamorfos av diabas, varvid uppstå företeelser analoga med dem vi funnit i Falutraktens amfiboliter, nämligen utom strökornsgranulering även nybildning av pyroxen i skelettartade individ. Han påpekar också, att plagioklasen omkristalliserar utan att sönderdelas i albit och kalkmineral, ett förhållande som vi återfinna i leptitformationen och som skiljer dennas metamorfos från alla mera »grunda» former av regionalmetamorfos.

Bland dem, som framhållit den stora utbredning de typiskt kontaktmetamorfa strukturdragen ha inom den *mellansvenska* leptitformationen, äro särskilt HOLMQUIST[4] och HÖGBOM[5] att nämna. ESKOLA[6] har föreslagit beteckningen »regional plutonometamorfos» för djup kontaktmetamorfos av regional utbredning.

Åtskilligt talar för, att den ifrågavarande metamorfosen av leptitformationen icke uppkommit på det sätt, att varje

[1] H. JOHANSSON, Die eisenerzführende Formation in der Gegend von Grängesberg (G. F. F. 32, s. 239) s. 279; N. SUNDIUS, Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets (Uppsala 1915), s. 167.

[2] GROTHS Zeitschr. f. Kryst., Bd XVI, s. 58.

[3] Jahr. Preuss. Geol. Landesanstalt 1904, s. 1.

[4] G. F. F. 29: 353 och 30: 274.

[5] G. F. F. 30: 67.

[6] L. c., s. 16.

granitbatolit omgivits av en metamorfoserad gård, och dess regionala utbredning förorsakats därav, att gårdarna blivit så vida, att de sammanflutit. Det förefaller sannolikare, att förhållandena över hela den (urgraniternas) magmazon, i vilken leptitformationen nedveckats, varit sådana, att betingelserna för de nedveckade bergarternas omvandling varit analoga med dem som existerat i kontaktaureolerna kring intrusioner på mindre djup. Det är också ett allmänt erkänt faktum, att man i fråga om förhållandena i en dylik djupzon över ett stort magmaområde icke kan uppdraga någon skillnad mellan kontaktmetamorfos och regionalmetamorfos i dessa termers vanliga betydelse.[1]

I Falutrakten finner man endast en obetydlig direkt inverkan av gnejsgranitbatoliten; den starkare metamorfosen intill denna inskränker sig till en zon om blott ett par meters bredd. Detta bekräftar antagandet, att det icke varit inflytanden utgående från de olika batoliterna, som föranlett metamorfosen, utan mera likformigt fördelade temperatur- och tryckförhållanden. Granitgnejsens kontaktverkan synes ha varit starkare, vare sig nu detta kan bero därpå, att leptitformationen vid tiden för dess intrusion ej ännu undergått den allmänna metamorfosen, eller därpå, att gnejsens intrusion infallit *under* denna period. Det förra är sannolikare, om gnejsen är att betrakta som en djupare fas av leptitformationens magma, det senare däremot, om den är att räkna till urgraniterna.

I de nyss citerade uppsatserna framhålla Holmquist och Högbom, att de i granitmassorna insänkta hälleflint- och leptitformationerna delvis ha fina strukturdrag i en alldeles förvånande grad bevarade. Ett fall, där jag själv haft tillfälle konstatera den ytterst ringa kontaktinverkan från en stor granitbatolit, är S om Dannemorasjön i Upland. Det kan emel-

[1] Det är också ett anmärkningsvärt förhållande, att en del ej oväsentliga likheter föreligga mellan den strukturella metamorfosens förlopp i leptiterna och i gnejsgraniten själv.

lertid ej betvivlas, att detta område representerar ett undantagsfall, och att i allmänhet en redan för blotta ögat tydlig ökning av hälleflint- eller leptitbergarternas kornstorlek äger rum inemot granitkontakten. Detta framträder ju tydligt även på S. G. U:s äldre kartblad och på Törnebohms Bergslagskarta, i vilka fall karteringen icke kan ha influerats av någon förutfattad mening i denna riktning. Enligt beskrivningen till bl. Salsta[1] skall en dylik kornstorleksökning kunna iakttagas även på en punkt ej långt från den nyss nämnda kontakten S om Dannemorasjön.

Om sålunda kontaktmetamorfosen, eller den motsvarande komponenten i den regionala plutonometamorfosen, stundom lämnat blott ytterst obetydliga spår i hälleflinte- och leptitbergarterna, så gäller detta ännu mera om den mekaniska komponenten i denna metamorfos. Man skulle om många leptiter, ej minst i Falutrakten, kunna säga, att deras struktur är sådan som om de direkt från jordytan, där de bildats, flyttats till en granitbatolits kontaktgård. Med andra ord, man saknar i dem tämligen fullständigt de mekaniska påverkningar, som borde göra sig gällande, då denna suprakrustala formation hopklämdes till vertikalstående veck med parallella skänklar.

Sålunda är det mycket ovanligt att finna spår av genomgången starkare krossning t. ex. i kvartssträkornen. Det är också påfallande, att kristallisationsskiffrighet så sällan framträder i Falutraktens leptiter, ehuru deformationen av brottstyckena i agglomeratiska bergarter visar, att leptitformationens metamorfos försiggått under ett visst inflytande av riktningsbestämmande tryck.

För att komma till en förståelse av dessa drag i leptitformationens metamorfos torde det bli nödvändigt att göra jämförande studier av analogt sammansatta vulkaniska bergarters förhållande i yngre bergskedjor med olika arter av tektonik.

[1] S. G. U., ser. Aa, n:r 43.

Det återstår oss ännu att behandla metamorfosen av gnejsgraniten och av granitgnejsen, samt den kontaktmetamorfos, som den serarkäiska graniten utövat. Gnejsgranitens metamorfos är med säkerhet förorsakad av orogenetiska rörelser, som väsentligen utgjort en fortsättning av dem, vilka givit leptitformationen dess nuvarande tektonik och samtidigt drivit upp granitmagman i dess antiklinaler. Ingenting antyder likväl, att gnejsigheten uppkommit genom protoklas, tvärtom förefaller denna möjlighet osannolik, bl. a. på grund av strukturens delvis tydligt lineära natur, och därav att gnejsigheten icke visar något klart samband med batolitens gränsytor. Metamorfosen är en omkristallisationsgranulering analog med den, som drabbat porfyrleptitens strökorn, men den skiljer sig från denna genom de uppkomna aggregatens parallellorientering i viss riktning.

Granitgnejsens metamorfos erbjuder kanske den svåraste frågan. Vi ha funnit, att leptitformationens och gnejsgranitens metamorfos i huvudsak låter sig förklara genom de företeelser, som vi måste antaga medfölja en nedveckning av leptiten och ett samtidigt uppträngande av granitmagman. Härav få vi emellertid icke någon förklaring på gnejsens struktur. Denna struktur tyder nämligen icke på kontaktmetamorfos utan på regionalmetamorfos i detta ords vanliga betydelse. Förklaringen kan möjligen vara den, att metamorfosen till tid och orsak är densamma i båda, men att den yttrat sig väsentligt olika i de båda bergarterna, nämligen i leptitformationen på samma sätt som en kontaktmetamorfos, men i den granitiska bergaten som en »regionalmetamorfos» ledande till bildningen av en tydligt kristallisationsskiffrig gnejs.

Om vi till sist vända oss till den serarkäiska graniten, så finna vi ej några bevis för att densamma utövat något större metamorfoserande inflytande på den äldre berggrunden. Endast inom ett mera begränsat område N om Mellan-Vallsan, där pegmatit- och granitgångar äro talrika, förekommer en

grövre kornighet och t. o. m. ådergnejsartade företeelser i leptiten, sannolikt förorsakade av dessa intrusioner.

Det förefaller mig därför mycket osannolikt, att den regionala plutonometamorfosen inom området skulle ha framkallats av den serarkäiska graniten, tvärtom tyder allting på att denna metamorfos är av äldre datum, och tillhör tiden för leptitformationens veckning och urgraniternas uppträngande.

Emellertid har från flera håll den uppfattningen gjorts gällande, att kontaktverkan från de serarkäiska graniternas »magmabotten» varit den avgörande faktorn i de leptitiska bergarternas metamorfos. Sålunda anser Bäckström[1] dessa graniter ha förorsakat metamorfosen i Vestanåfältet. Eskola[2] har, beträffande sydvästra Finland, gått närmare in på denna fråga: »At the time immediately after the eruptions of the oligoclase-granites, the formations would probably have presented an aspect which is actually seen round many Middle-European granite masses: The granites were surrounded by metamorphic aureoles, while, at a distance, the rocks were comparatively little changed. During subsequent periods, the orogenetic movements no doubt gave rise to metamorphic changes in the rocks. These are traceable especially in the oligoclase-granites themselves. The latest metamorphism was caused by the great masses of microcline-granite, the influence of whose contact-metamorphism is, no doubt, most conspicuous in the formation of the crystalline schists».

Denna uppfattning av urgraniternas och de serarkäiska graniternas metamorfoserande inflytande kanske kan vara alldeles riktig i fråga om det område, uttalandet närmast gäller, där de förra visa porfyrisk gränsfacies och andra tecken till att ha stelnat på måttligt djup. För det mellansvenska

[1] L. c.
[2] L. c., s. 16.

leptit-granit-området däremot förefaller det av det observationsmaterial, som hittills föreligger, sannolikare att den regionala plutonometamorfosen är av äldre datum, såsom ovan angivits.

II.

Malmfyndigheterna i Falutrakten.

Utom den bekanta Falu gruva finnas inom det område, denna undersökning omfattat, ett antal smärre gruvor, de flesta anlagda på sulfidmalmer, endast ett par på järnmalmer. För en av sulfidgruvorna, nämligen Kuså nickel- och koppargruva, har redan i det föregående redogjorts, beroende därpå att denna fyndighet representerar en från de övriga skild typ, i vilken malmmineralen utgöra primära beståndsdelar i en eruptivbergart. Flertalet av de smärre gruvorna ligga öde, endast Kuså och en svavelkisfyndighet vid Sveden ha nyligen ånyo tagits under arbete.

Falu gruva.

I denna beskrivning, som avser att giva en bild av Falu gruvas *geologi*, är det ej möjligt att ens helt flyktigt ingå på gruvans utveckling, och på den fullkomligt enastående roll den spelat i vårt lands historia. Värdet av dess produkter kan endast ungefärligen uppskattas; det har emellertid beräknats till över en miljard kronor, då hänsyn tagits även till myntvärdets förändringar.

Ända till helt nyligen var koppar gruvans huvudprodukt. Silver har länge vunnits såsom en relativt obetydlig biprodukt, medan guld under de senaste decennierna spelat en mera framträdande roll. Vitrioler och rödfärg utvinnas också, fordom även något svavel.

På senaste tid har svavelkis blivit gruvans huvudprodukt.

Produktionen därav har under åren 1911—1915 varit följande (i ton):

1911	1912	1913	1914	1915
29 140	30 882	34 295	32 783	73 786

Under samma år ha 1 200—5 000 ton kopparmalm erhållits pr år, med en uppgiven medelkopparhalt om 3.5 %—2.7 %. Guldproduktionen har varit underkastad större växlingar, huvudsakligen beroende på, huruvida brytnings- och transportanordningarna i gruvan gjort bearbetandet av ett »guldrum» lämpligt eller icke.

Svavelkisen användes delvis på platsen till framställning av svavelsyra, av vilken en del vidare utnyttjas till tillverkning av koppar- och järnvitriol, aluminiumsulfat (av importerat hydrat) och ättika (av svavelsyra och kalciumacetat, som erhålles vid ugnskolning). Resten av kisproduktionen försäljes, huvudsakligen till sulfitfabriker.

Produktionen av kopparmalm hålles vid lagom höjd för en kontinuerlig drift av kopparverket, som är inriktat på tillverkning av kopparvitriol.

Orienterande översikt.[1]

Malmfyndigheterna ligga i ett område av en cordierit- och antofyllitförande kvartsit, som petrografiskt och geologiskt utgör en fas av den cordieritförande glimmerskiffern. I denna kvartsit finnas partier, rika på kopparkis och andra sulfider, som utgöra de s. k. hårdmalmerna. Dessa uppträda huvudsakligen inom två skilda områden, det östra hårdmalmsområdet och det västra eller Lovisa-området. Mellan dessa hårdmalmförande delar av kvartsiten ligger en komplex av stora svavelkisstockar. Andra, mindre, sådana stockar ansluta sig nära till Lovisagruvans hårdmalmer. Kopparkishaltiga delar av kisstockarna utgöra de s. k. blötmalmerna. Guldmalmerna uppträda nästan uteslutande inom det östra hård-

[1] En i flera avseenden mera utförlig skildring av de olika »stötarnas» uppkomst, m. m., har givits av TÖRNEBOHM (*Falun*, s. 617—620).

malmsområdet; också hårdmalmerna äro guldförande, i mindre grad även blötmalmerna.

I äldre tider var brytningen företrädesvis koncentrerad på blötmalmerna. I de övre delarna av fyndigheten var kopparhalten högst närmast kisstockarnas gränser, men på djupet lär den ha varit mera likformigt fördelad genom hela kismassan. Genom vårdslös brytning uppkommo i gruvan svåra och mycket omfattande ras, som i flera fall för en lång tid omöjliggjorde vinstgivande gruvdrift. De största rasen inträffade åren 1655, 1675, 1686 och 1687, då de tre gamla dagöppningarna i »Storgruvan» (på den största kisstocken), nämligen Blankstöten, Bondestöten och Skeppsstöten, successivt förenades till en enda stor »stöt», som, utvidgad genom senare ras av mindre omfattning, bildar den nuvarande Storgruvestöten, med en längd av 370 m, en största bredd av 220 m och ett djup av ända till 65 m (jfr fig. 16, s. 110). Arbetena hade vid tiden för dessa stora ras ej nått djupare än omkring 180 m. Mellan stötens botten och denna nivå låg sålunda en kaotisk rasmassa av malm och ofyndigt berg, med inklämda rester av gruvtimringar. Då arbetena i Storgruvan återupptogos efter det av rasen år 1687 förorsakade uppehållet, fortsatte man mot djupet och hade redan före 1700-talets slut nått denna kisstocks botten vid 332 m avvägning. Även dessa tiders arbeten ha givit anledning till ras, men ej så svåra som de äldre. I synnerhet ha de längs kisstockarnas gränser anlagda rummen, som följt särskilt kopparrika delar av malmkroppen, förorsakat bristningar i denna zon. Någon *större* förskjutning av den undre delen av Storgruvans malmkropp har icke ägt rum, ej heller något fullständigt sammanstörtande av rummen *inom* densamma; därför har man nu, efter att ha genomgått de perifera rasen, på omkring 250 m avvägning träffat det inre av Storgruvan i relativt väl bevarat skick, med dess lutande, trappstegsförsedda orter och stora arbetsrum. Denna del av gruvan, kallad Trean, ger ett gott tillfälle att se det inre av kismassan i Storgruvans centrala

del.[1] Rasen inom gruvan ha naturligen i högsta grad försvårat alla försök till en rekonstruktion av fyndighetens geologi.

Storgruvestötens sydöstra hörn upptogs av Måns-Nils-stöten, som numera blivit igenfylld med varp. Mellan denna och stötens huvuddel ligger den huvudsakligen av ofyndig kvartsit bestående Bockbacken, som ej sjunkit mera än 30 m, knappt hälften så mycket som stöten i övrigt. Dess slutliga instörtande skall, enligt TÖRNEBOHMS studier av äldre kartor, ha ägt rum under senare hälften av 1700-talet.

De sista rasen i Storgruvestöten inträffade 1833 och 1876.

Sydost om Storgruvestöten ligger den lilla Drottningstöten, anlagd på samma från Storgruveområdet utgående kissporre som den redan nämnda Måns-Nils-stöten. Brytningen på Lovisagruvans blötmalm har givit upphov till Lovisastöten. Mårdskinnsstöten utmärker läget för en utbruten s. k. skölmalm (jfr nedan s. 163). I östra hårdmalmsområdet ha några smärre stötar funnits. Alla dessa mindre stötar ha använts för varp, och äro sålunda mer eller mindre fullständigt igenfyllda.

Stötarnas konturer i slutet av 1800-talet framgår av fig. 16, efter TÖRNEBOHM. Sedan dess har bandet vid Wredes schakt, mellan Storgruve- och Mårdskinnsstötarna, delvis rasat, likaså det över Lovisastöten gående.

Rasen bliva mycket snart cementerade av de genom kisens vittring uppkommande ockerartade produkterna, varigenom den olägenhet ur säkerhetssynpunkt, som rasmassorna innebära, i en avsevärd grad reduceras. Ett gott exempel på rasbergets hopkittning kan man se vid nordvästra sidan av Storgruvestötens botten, där en raskägla, som av allt att döma ej kan vara äldre än från 1833, sannolikt t. o. m. från 1876, genomskurits under arbeten och nu kvarstår med en några meter hög, lodrät eller överhängande brant. Ett mera drastiskt exempel finnes i Långgruvan i östra hård-

[1] Dessa arbeten började först efter det att TÖRNEBOHMS undersökning av gruvan redan var avslutad.

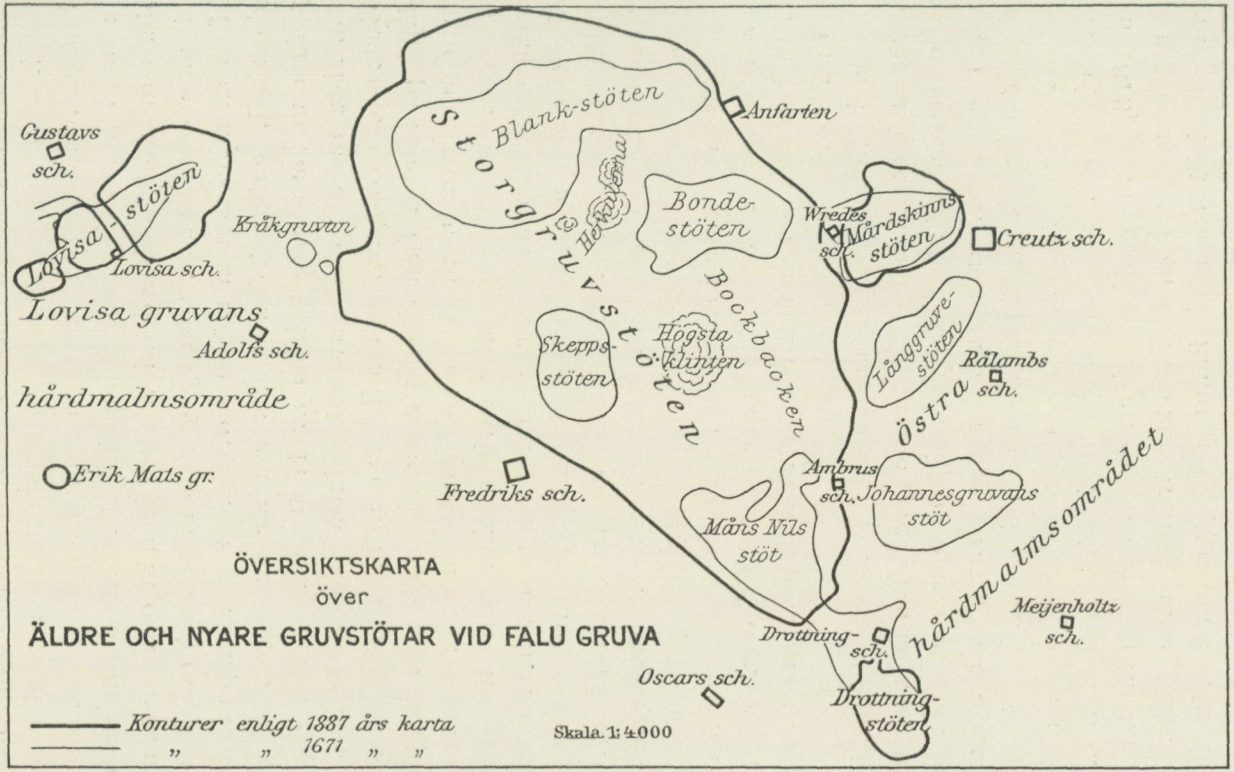


Fig. 16. »Stötarna» vid Falu gruva (efter TÖRNEBOHM). [*Die grossen Pingen der Faluner Grube. Nach* TÖRNEBOHM.]

malmsområdet, där på c:a 30 m avvägning en ort skär tvärt av bottnen av ett rasfyllt rum (troligen den gamla Långgruvestöten), och rasmassan av block och timmerrester bildar ett fullkomligt fast tak i orten.

För närvarande brytes hårdmalm i östra hårdmalmsområdet och i mindre skala i det västra på djupare avvägningar. Svavelkisen tages huvudsakligen från de kisstockar, som sträcka sig mot SO från Storgruvekisen, men delvis (jämte blötmalm) från sistnämnda kisstock (Trean). För uppfordringen av berg och svavelkis från de sydöstra kisstockarna intill 236 m avvägn. användes gruvans nyaste schakt, det nära Storgruvestötens sydöstra hörn liggande Oscars schakt (se fig. 2, tavl. 2), som går till 276 m djup. Kis från lägre nivåer och från Trean går till det gamla Fredriks schakt (335 m djupt), malm från östra hårdmalmsområdet till Creutz' schakt (209 m). De båda sistnämnda schakten ha pumpledningar. Andra, nu ej använda schakt, äro Adolfs (eg. Konung Adolf Fredriks), 281 m, Lovisas, 115 m och Meijenholtz', 110 m. Det 275 m djupa Drottningschaktet användes för fyllningsberg. Ett antal mindre schakt ha betydelse såsom stegvägar, men användas icke för uppfordring av berg eller vatten. Den gamla Anfarten, en trappväg under jord från Stötens norra kant, användes numera endast tillfälligtvis.

Utom de gruvor, som falla inom det område, vilket återgives i kartorna å tavla 2, finnas smärre sådana dels längre åt SO (Nikolaigruvan, 450 m SO om Oscars schakt), åt V (små gruvhål vid »Krondiket», 400 m V om Fredriks schakt) och åt NV (S om Ingarvsdammen).

Huvuddragen av gruvans geologi.

Kvartsiten vid gruvorna övergår åt alla sidor i glimmerskiffer, utom åt V, där den gränsar direkt mot leptit. Dess förhållande till glimmerskiffern har redan beskrivits i det kapitel, som ägnats denna bergart. Kvartsiten är en oskiktad,

massformig bergart, med en växlande halt av biotit, cordierit och antofyllit. Hårdmalmerna kunna betraktas som kopparkisrika faser av kvartsiten. Genom stigande svavelkishalt i hårdmalmen kan övergång ske till s. k. halvhård malm och vidare till blötmalm och till »kis», d. v. s. kopparfattig svavelkis. Halvhård malm och övergång till blötmalm finner man mest typiskt utbildade i Lovisagruvan.

Kisstockarnas huvudmassa består av svavelkis, med smärre mängder av andra sulfider. Ofta finnes kvarts i jämn fördelning i kismassan. En del stora kismassor innehålla i stället spridda små fläckar och klumpar av kalksten. Smärre mängder av strålsten ingå ofta i kisstockarna.

Den leptit, som i V begränsar det fyndiga området, är en finkornig, jämnkornig leptit av i trakten vanlig typ. Som inlagring i densamma uppträder kalksten. I gränsen till det fyndiga området är kalkstenen i stor utsträckning ersatt av ett malakolit-granat-skarn.

Både leptiten och det malmförande området genomsättas av talrika eruptivgångar, tillhörande två olika typer, nämligen dels kvartsporfyr med leptitliknande grundmassa, av TÖRNEBOHM betecknad som felsit, dels amfibolit, vid gruvan av gammalt kallad trapp. De amfibolitiska gångarna uppträda dels självständigt, dels såsom salbandsgångar till den kvartsporfyriska bergarten.

Slutligen återstår att nämna de bildningar, som gå under namn av skölar. De så betecknade bildningarna i Falu gruva äro krosszoner, vilkas bergartsdetritus omvandlats till biotit, cordierit, m. fl. mineral, vilka sedan i sin tur i stor utsträckning undergått omvandling till klorit och talk. Skölarna bilda ursprungligen tavelformiga kroppar, som omkläda kisstockarna, eller genomsätta berggrunden utanför dessa.

Kvartsit.

Kvartsiten består övervägande av kvarts, men för, utom denna huvudbeståndsdel, en växlande och ofta hög halt av

andra mineral, främst cordierit, biotit och antofyllit, mindre ofta andalusit, granat, magnetit och cummingtonit. Utanför de egentliga hårdmalmskropparna äro sulfidmineralen helt underordnade eller saknas alldeles.

Kvartsiten är oskiktad, oftast fullkomligt massformig, samt av grå färg, växlande från gråvit till svartgrå. Den har oftast ett glasigt utseende, som döljer kornighetsgraden. Den mörkare färgen beror väsentligen på en högre halt av biotit. Detta mineral är stundom utbildat i större tavlor, om flera mm storlek. Ofta nog kan cordierit urskiljas på grund av sin gulbruna färg och sin karakteristiska glans, men i regel är den så uppfylld av mikroskopiska kvartsinneslutningar, att den endast med svårighet kan i stuff identifieras. Tydligare framträder den brungrå till grönsvarta antofylliten, nästan undantagslöst anordnad i kärvar och solar. Mycket sällsyntare är en stänglig cummingtonit. Röd granat av almandintyp träffas här och var. Magnetit är icke ovanlig.

Redan utan mikroskopisk undersökning kan man urskilja, att de silikatiska beståndsdelarna i kvartsiten äro ojämnt fördelade. Å ena sidan finner man en ljus, nästan ren kvartsit, å den andra en massa av cordierit, antofyllit m. m., i vilken kvartsen är alldeles underordad. Dessa femiska faser av kvartsiten äro oftast mycket grovkorniga, med cordieritindivid om mer än 10 cm längd, antofyllitsolar 5—10 cm i diameter, hasselnötstora magnetitoktaedrar, o. s. v. Såvitt förhållandena under jord i gruvan tillåta ett bedömande, synes ingen regelbundenhet föreligga i växlingen av olika varieteter.

Törnebohm påpekar (*Falun*, s. 622—623), att kvartsiten närmast hårdmalmerna är ljus, glimmerfattig, men »på något afstånd från malmpartierna blir kvartsiten äfven i grufvan nästan alltid glimmerrikare och i följd däraf mörkare, samt ofta äfven finkornigare. Den blir då hvad gruffolket kallar 'ful kvarts' till skillnad från den ljusare, 'vackra', malmförande kvartsen.»

Däremot synas cordierit och antofyllit finnas i hårdmalmerna i nära nog samma proportion som i den ofyndiga

kvartsiten. Särskilt antofyllitrik kvartsit är dock i regel icke malmförande, men träffas på många ställen inom hårdmalmsområdena, även i malmkropparnas omedelbara grannskap.

Den mikroskopiska undersökningen utvidgar väsentligt vår kunskap om kvartsitens mineralsammansättning. Av 34 undersökta slipprov av kvartsit, huvudsakligen från hårdmalmsområdena (men icke enbart från malmernas omedelbara närhet), förde ej mindre än 27 cordierit (eller dess omvandlingsprodukter) såsom väsentlig beståndsdel, stundom t. o. m. överträffande kvartsen i mängd. Däremot träffades antofyllit ej i mer än 16 av samma 34 prov; blott ett av de antofyllitförande proven saknade cordierit. Andalusit fanns i 7 prov (ofta i stor mängd), därav i 4 fall tillsammans med cordierit men aldrig med antofyllit.[1] Cummingtonit synes så gott som saknas i hårdmalmsområdena, men träffas N om Storgruvestöten tillsammans med cordierit. Den uppträder också i Nikolaigruvan tillsammans med cordierit, medan andra faser av kvartsiten i denna gruva äro antofyllitrika.

Utom de nu nämnda mineralen samt ibland granat och magnetit innehåller kvartsiten apatit och zirkon i mikroskopiska korn samt ofta smärre mängder av sulfider (pyrit, kopparkis, magnetkis, zinkblände, blyglans) och någon gång gahnit. Staurolit har iakttagits i ett prov.

Cordieriten är i slipprov vanligen färglös, men stundom helt eller fläckvis gul med stark pleokroism. Ljusbrytningen är i de flesta snitt lägre än kvartsens, men når i maximum $\gamma = \omega = 1{,}544$. Mineralet är ofta friskt, men lika ofta alltigenom omvandlat. Omvandlingsprodukterna äro i huvudsak desamma som bildas av cordieriten i glimmerskiffern och av den i skölarna. Den sistnämnda var före mikroskopets användning i mineralogien den, som företrädesvis drog uppmärksamheten till sig. Namnen falunit, weissit och triklasit ha som bekant tilldelats olika former av cordieritpseudomorfoser från Falun. Cordieritens pseudomorfoser från olika

[1] Jfr P. ESKOLA, Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning etc., s. 32 (Bull. Comm. géol. Finl., n:r 44).

lokaler ha beskrivits under många olika namn. Det senaste försöket att bringa ordning i nomenklaturen har gjorts av GAREISS,[1] som utrensat ett antal otillräckligt definierade namn och blott bibehållit fyra. Han indelar pseudomorfoserna dels efter sammansättningen — glimrar (sericit, paragonit eller biotit) eller klorit — dels efter närvaron eller frånvaron av en skalig avsöndring efter basis, uti *pinit* (glimmer, utan avsöndring), *gigantolit*[2] (glimmer, med avsöndring), *prasiolit* (klorit, utan avsöndring), *klorofyllit* (klorit, med avsöndring). Enligt dessa definitioner skulle cordieritpseudomorfoserna i Falu gruva i allmänhet vara att hänföra till prasiolit eller pinit, mera sällan till klorofyllit.

Vanligen är omvandlingsprodukten en i slipprov i vanligt ljus mycket svagt grönaktig, finfjällig massa av samma slag, som är vanlig som pseudomorfos efter cordierit i glimmerskiffern (jfr s. 46) och som torde vara en amesitartad klorit. I somliga fall är dock dubbelbrytningen så pass hög, att mineralet måste vara sericit. Omvandling till biotit är mycket sällsynt. Däremot finner man ofta en penninartad klorit. För de karakteristiska stora cordieritpseudomorfoserna i talkskölarna vill jag bibehålla namnet *falunit*, under vilket de blivit allmänt kända. Bergarterna i Falu gruva erbjuda ett utmärkt material för ett studium av cordieritens olika slag av pseudomorfosering, men en sådan utredning måste anses ligga utom ramen för denna undersökning.

Andalusiten är frisk eller delvis omvandlad till pinitsubstans.

Antofylliten är i tunna slipprov så gott som färglös, men visar i tjockare snitt pleokroism i färger, som delvis äro svåra att karakterisera: a svagt gul, b svagt gul eller gulgrön, c gråviolett eller blågrön med dragning åt violett. Den optiska karaktären är positiv. Antofylliten är icke sällan omvandlad till smutsgrön klorit.

Av kvartsitens övriga beståndsdelar kräver blott magnetiten

[1] Tscherm. M. P. M. XX, s. 1.

[2] Detta namn är numera olämpligt, sedan MÄKINEN visat, att gigantoliten från typlokalen Tammela utgör pseudomorfoser efter turmalin, ej efter cordierit. (Bull. Comm. géol. Finl., n:r 35, s. 44.)

närmare beskrivning, detta på grund av den egendomliga omvandling den i många fall undergått. Redan vid beskrivningen av gnejsgraniten nämndes omvandlingen av magnetit till klorit. Denna företeelse möter man också i gruvans gångbergarter, såväl i kvartsporfyren (»felsiten») som i amfiboliten (»trappen»), ävensom i kvartsit och hårdmalm. TÖRNEBOHM omnämner kloritvandlingen av magnetit i »felsiten» och i »trapperna». Om de sistnämnda säger han (*Falun*, s. 635): »Näst fältspaten pläga magnetitkornen oftast vara angripna af omvandling. När denna skett fullständigt är hela kornet omvandladt till en brunaktig, vanligen finfjällig massa, som i fråga om interferensfärger och struktur något påminner om falunit. I trapper från grufvans perifera delar kan det äfven förekomma, att nybildningen har grön färg. I denna omvandlingsmassa finnas stundom, men ingalunda alltid, bruna pseudobrookitliknande lameller, hvilka ej sällan visa en ganska regelbunden orientering parallellt med de ursprungliga kornens kristallkonturer. Titanjärnkornen undergå ej någon dylik omvandling.»

Omvandlingen börjar med utbildandet av ett nät av kloritådror i magnetiten. Ibland äro dessa ådror helt oregelbundna, men i andra fall följa de magnetitens genomgångar, som klara och tydliga kvarstå i kloritmassan även sedan magnetiten fullständigt förträngts. Kloritmassan är finfjällig och av i slipprov grågrön eller svagt rödviolett färg, dess dubbelbrytning är låg, motsvarande penninens. De av TÖRNEBOHM omnämnda pseudobrookitliknande lamellerna äro opaka eller undantagsvis genomlysande med rödbrun färg.

I de vanliga handböckerna i mineralogi och petrografi finnas inga uppgifter om kloritisering av magnetit. Dess förekomst i Falutrakten i ett flertal olika bergarter är därigenom så mycket mer anmärkningsvärd.

Kvartsitens huvudmassa är ett aggregat av isometriska, tämligen enkelt konturerade kvartskorn, mestadels om c:a 0.10—0.20 mm diameter. Egentlig pflasterstruktur med polygonala korn saknas. Biotit är i regel närvarande som små

avrundade, i kvartsen inneslutna fjäll, som tavlor av ungefärligen samma dimensioner som kvartskornen, eller som större, något poikilitiskt utbildade individ. Ofta nog ser man flera av dessa utbildningsformer samtidigt representerade.

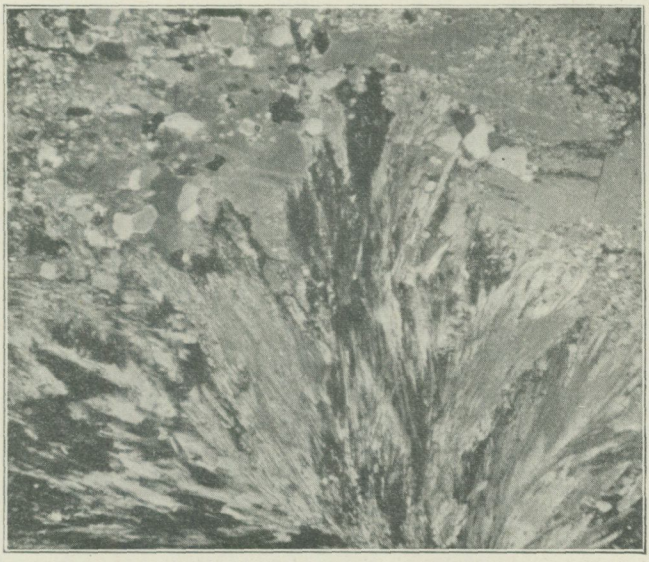


Fig. 17. Cordierit-antofyllit-kvartsit, Näverberg, Falun (se s. 186). Först. 16 ggr, + nik. Visar radialstrålig antofyllitmassa och homogent cordieritfält med poikilitiskt inneslutna kvartskorn. Överensstämmer fullkomligt med de på cordierit och antofyllit rikare varieteterna av kvartsiten vid Falun. [*Cordierit-Anthophyllit-Quarzit, Näverberg, Falun (siehe S. 186). Vergr. 16, gekr. Nik. Zeigt radialstrahlige Anthophyllitmasse und homogenes Cordieritfeld mit poikilitisch eingeschlossenen Quarzkörnern. Stimmt vollkommen mit den an Cordierit und Anthophyllit reicheren Varietäten des Quarzits bei Falun überein.*]

Cordieriten bildar oregelbundna individ, sällan mindre än några mm i genomskärning, ofta mycket större. Vanligen är större delen av individet utbildat som en »svamp» späckad med kvartskorn, men somliga partier alldeles fria från dylika inneslutningar. De i cordieriten inneslutna kvartskornen äro nästan undantagslöst mindre än de i kvartsaggregaten utanför, men ej sinsemellan lika stora. Till formen äro de vanligen isometriska och ofta rundade. Cordieritens strukturella utbildning är sålunda densamma som i glimmerskiffern.

Detsamma gäller om andalusiten. Antofylliten uppträder i den för de rombiska amfibolerna vanliga formen av radialstråliga knippen av fina stänglar, genomväxande de övriga beståndsdelarna. I ett slipprov har iakttagits några fall, där kvartskornen till sin utbildning styrts av antofyllitens tydligen förut existerande stänglar.

I samband med kvartsiten kan lämpligen beskrivas en bergart, som kan sägas intaga en mellanställning mellan kvartsiten och gruvans cordierit-antofyllit-skölar. Bergarten i fråga är en grovkornig cordierit-antofyllit-fels. Den uppträder dels i den s. k. Deputationsgraven, ett sprängt undersökningsdike S om Nikolaigruvan, dels i Pilbobergets sluttning. I det förra fallet omgives den av en plagioklasförande, på andalusit och biotit rik mellanform mellan glimmerskiffern och kvartsiten, i det senare av glimmerskiffrig leptit. Bergarten består av gråblå cordierit i avlånga, någon gång tydligt sexsidiga individ om 4—6 cm längd, samt mellan dem antofyllitrosetter och något biotit. Under mikroskopet finner man att cordieriten är späckad med små kvartskorn och biotitfjäll. En ringa sulfidhalt (huvudsakligen magnetkis) gör, att bergarten visar svag rostvittring.

I båda förekomsterna bildar bergarten ett ungefär metersbrett band. Kontakterna äro bäst blottade i förekomsten å Pilboberget. Man kan där se, att cordierit-antofyllit-bergarten bildar ett band parallellt med sidostenens föga markerade strykning, och med knivskarpa gränser. Den har en ett par cm bred salbandszon av biotit, i form av stora tavlor som stå vinkelrätt mot kontakten.

Leptit.

Leptitens utbredning vid Falu gruva framgår av tavl. 3.

Bergarten är jämnkornig, finkornig, ofta något kristallisationsskiffrig. Den visar samma proportion mellan kvarts och fältspat som traktens jämnkorniga leptiter i övrigt. Med avseende på den rådande fältspatens natur kunna följande

varieteter urskiljas: mikroklin-, albit- och oligoklasleptit samt intermediär kali-natron-leptit (i ett fall med pertitisk fältspat). Muskovit och biotit äro vanliga beståndsdelar och giva ofta bergarten ett glimmerskifferliknande utseende. Ibland förekommer växling av skikt med olika proportioner mellan fältspat och kvarts.

Förhållandet mellan leptiten och kvartsiten kan snarast uttryckas så, att en petrografisk övergång äger rum mellan de båda bergarterna. Någon tydlig gräns dem emellan har jag ingenstädes kunnat finna. Som ett övergångsled torde man få uppfatta en grov, granatförande gnejsbergart, som framträder i Storgruvestötens södra vägg, vid leptitens nordvästgräns. Törnebohm (*Falun*, s. 623) säger om denna bergart, att »den synes bilda en lokal inlagring mellan kvartsiten och granuliten». Ett slipprov visar, att den är mycket lik den fältspatförande glimmerskiffern vid Gammelbergsdammen (se s. 47).

I allmänhet saknas dock dylika grova glimmerskifferbergarter mellan leptit och kvartsit, man finner blott att den förra mot kvartsitgränsen blir kvartsrikare än vanligt och starkare skiffrig. I orten Rabbstövaren anstår en leptit, som består av mikroklin, kvarts, muskovit, litet biotit och enstaka granater; fläckvis saknas fältspaten. Fem till sex meter närmare mot typisk kvartsit samt kis är bergarten en kvartsit med samma kornstorlek som leptiten och samma mängd av glimmer och granat, men endast obetydligt fältspat. I denna kvartsit förekommer ganska mycket gahnit, dels som små idiomorfa kristaller, dels som oregelbunda, ända till millimeterstora korn; tillsammans med den uppträder zinkblände och litet kopparkis. De partier av kvartsmassan, som föra gahnit och sulfider, äro grovkornigare än resten av denna.

Av andra förhållanden kan den slutsatsen dragas, att kvartsiten är uppkommen genom metasomatisk omvandling av leptitformationens bergarter. Detta antagande är väl förenligt med det nyss skildrade förhållandet mellan leptit och

kvartsit, under det att sagda förhållande i och för sig icke kan anses utgöra något bevis i anförd riktning.

Kalksten.

Kalksten bildar vertikala, ofta åtskilliga meter mäktiga band i leptiten nära de stora kisstockarnas sydöstra gräns. Sålunda träffas den i orter från Oscars schakt på 235 och 275 m avv., samt i närheten av Fredriks schakt nästan ända från dagen. Den är också iakttagen utmed Storgruvekisens nordgräns, där den är angiven å äldre kartor och på ett ställe iakttagen av TÖRNEBOHM (rummet i fråga är numera otillgängligt) samt NV om Storgruvekisen. Därjämte finnas stora kalkstensmängder i form av spridda fläckar och klumpar inneslutna i de sydöstra kisstockarna.

Kalkstenen är vit och vanligen medelgrov. Finkornigare varieteter äro i många fall — men ej alltid — dolomitiska. Bergarten är ofta ofikalcitisk med serpentinpseudomorfoser efter kondrodit (eller olivin?).

Skarn.

Om vi bortse från den strålsten (tremolit och aktinolit), som är vanlig i de kalkiga kisstockarna, är förekomsten av skarnbergarter nästan helt inskränkt till gränsområdena mellan kalksten och kvartsit i närheten av Fredriks schakt samt till Lovisaområdets nordöstra del.

Skarnet vid Fredriks schakt är vanligen ett diopsid-granat-skarn eller hornblände-granat-skarn. Diopsiden är ljusgrön, i slipprov färglös, granaten i stuff ljust rödbrun och i slipprov mycket svagt rödgul. Hornbländet är i slipprov smutsigt blågrönt med endast svag färgning. Det är säkert uppkommet genom omvandling av diopsid, såsom redan TÖRNEBOHM antagit. Biotit ses ibland tillsammans med hornbländet, epidot är mera sällsynt. Här och var ses små kalkspatfläckar, säkerligen rester av den kalksten, genom vars förträngning skarnet bildats. Skarnmineralens kornstorlek är

vanligen ringa, ofta blott omkring 0.1 mm, men även grövre varieteter finnas, med en kornstorlek om ett par mm.

Skarnet uppträder alltid i mycket nära samband med kalksten, ofta blott som strimmor och fläckar i denna bergart.

Lokalt träffas i skarnet impregnation av magnetit eller av sulfider, särskilt zinkblände. I ett undersökt fall synes tydligt, att zinkbländet inträngер på hornbländets genomgångar; det måste sålunda i sin nuvarande utbildning vara yngre än diopsidskarnets hornbländevandling (uralitisering).

Skarnet inom Lovisaområdets nordöstra del består av en tremolitisk amfibol. I äldre tider ha dessa skarnmassor sammanförts med talk-falunit-skölarna. Det enda ställe, där de nu kunna studeras, är i en ort på c:a 20 m avv., i området Maja. Jag har i denna ort funnit en c:a 10 m mäktig massa av en grönvit, nästan glasglänsande tremolit. Tjugu meter djupare, i Geislers ort och tvärort (nu otillgängliga), skall enligt äldre kartor anstå en kalkstenslins, omgiven av en mäktig skölmassa. Det kan därför förmodas, att »skölberget» i fråga är tremolitskarn och att detsamma, inbegripet det i orten från Maja anträffade, uppkommit genom kalkstenens omvandling. Det förhållandet, att tremolitskarn betecknats som sköl, torde kunna förklara en del av de ovanligt mäktiga skölar, som enligt de äldre gruvkartorna framstryka här, mellan Lovisaområdet och Storgruvekisens norra gräns, och som ansluta sig till den sistnämndas gränssköl. Förekomsten av en kalkstenslins även vid Storgruvekisens norra gräns synes tyda på att tremolitskarnstråket verkligen följer ett kalkstensband. Att de nämnda skölarna ej blott vid Maja utan även intill Storgruvekisen bestå av tremolit, visar HISINGERS[1] uppgift om vit och ljusgrön grammatit i grönaktig tät talk, från General Tolls ort å 180 m avv.[2] Analyser visa en typisk tremolitsammansättning.[3]

[1] Afh. i Fysik, etc., IV, s. 378.

[2] Stuffer av detta material finnas i Riksmuseets samlingar och ha beskrivits av FLINK (Bidr. t. Sveriges mineralogi, Ark. för Kemi, etc., 1914, s. 265).

[3] Se analys av HISINGER, l. c., och MICHAELSON (Öfvers. K. V. A. 1863, s. 196).

I orten från Maja träffas utom det nämnda tremolitskarnet ett annat band, i vilket tremoliten endast utgör föga mer än hälften av massan; resten är ett finkornigt aggregat av en mycket kalkrik plagioklas och enstaka kvartskorn. Även i detta fall tyder ju sammansättningen bestämt på att den ursprungliga bergarten varit en kalksten.

Om sålunda tremolitmassorna i fråga böra hänföras till skarn och icke till skölarna, så får man dock ej förbise, att de även kunna väntas uppträda just där kalksten utsatts för de »skölbildande» processerna. Vi få anledning återkomma till detta i kapitlet om skölarna.

Kvartsporfyr (»felsit»).

Falu gruvas kvartsporfyriska gångar likna ganska mycket de gångar av nästan fullständigt omkristalliserad granit- eller kvartsporfyr, som redan beskrivits i samband med granitgnejsen. Från dessa avvika de dock såväl genom sin sammansättning (mycket kalkrikare plagioklas) som genom sin bättre bevarade struktur. Gångar, som kunna hänföras till porfyren, träffas även utanför gruvan, men där blott inom eller nära intill glimmerskifferspetsen på Pilboberget. Under det att amfibolitiska gångar på många håll äro ungefär lika talrika som inom det fyndiga området, äro sålunda kvartsporfyrgångarna i stort sett inskränkta till detta senare.

På kartorna å tavla 3 äro de viktigaste porfyrgångarna angivna. Inom det västra hårdmalmsområdet träffas de s. k. Örnskölds- och Hyllningsgångarna,[1] genom nordvästra delen av Bockbacksområdet framstryker Wredegången och SV om denna Carl Gustavs gång. Bergarten i alla dessa gångar tillhör samma typ: den är ljust grå med mycket talrika, några mm stora strökorn av fältspat och kvarts. Det östra hårdmalmsområdet är rikt på gångar, vanligen av en annan typ, med färre och mindre strökorn än den nyss beskrivna.

[1] Namnen på gångarna ha införts av TÖRNEBOHM.

Dessa gångar ha delvis genom veckning erhållit en mycket oregelbunden form. Inflytandet av sådana faktorer visar sig också i uppträdandet av en viss skiffrighet, med samtidig bildning av ljus glimmer. Även inom gruvans mera perifera delar finnas porfyrgångar.

Porfyren har alltid en granitisk sammansättning. I de flesta gångarna, bland dem de nämnda fyra stora, är fältspaten en oligoklas om $Ab_{70}\,An_{30}$—$Ab_{80}\,An_{20}$, medan kalifältspat ej kan identifieras. I andra fall, särskilt inom det

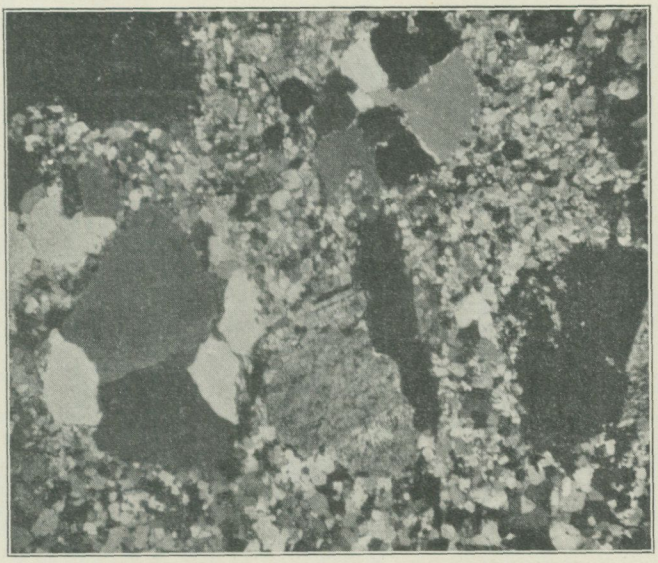


Fig. 18. Kvartsporfyr (»felsit»), Wredegången, Falu gruva. Först. 16 ggr, + nik. Visar polysyntetiska kvartsströkorn, oregelbundna strökorn av oligoklas samt grundmassa av samma mineral. [*Quarzporphyr (»Felsit»), Wrede-Gang, Grube von Falun. Vergr. 16, gekr. Nik. Zeigt polysynthetische Quarzeinsprenglinge, unregelmässige Einsprenglinge von Oligoklas und Grundmasse von denselben Mineralien.*]

östra hårdmalmsområdet, är plagioklasen mera natronrik och mikroklin uppträder både såsom strökorn och i grundmassan.

Slipprov av den förstnämnda typen, exempelvis från Wredegången, visa följande. Kvartsströkornen äro 1.5—2 mm i diameter och ha oftast rundade konturer, ibland med korrosionsinbuktningar, men kunna också visa begränsning av

kristallytor, och t. o. m. typisk dihexaederform. I detalj ha de »anfrätta» konturer på samma sätt som leptiternas kvartsströkorn. Strökornets optiska enhetlighet är stundom bevarad, men oftare förstörd och ersatt av en indelning i fält med oregelbundna fogar. Plagioklasströkornen äro ungefär lika stora som kvartskornen och ha liksom dessa anfrätta konturer. De äro tjockt tavelformiga. Tvillingbildning efter albit- och karlsbadlagarna är regel. Snitt $\perp \alpha$ ge en utsläckningsvinkel om + 10° till + 12°, motsvarande enligt BECKE resp. $Ab_{73}An_{27}$ och $Ab_{71}An_{29}$. (Den av analysen uträknade medelsammansättningen är $Ab_{67}An_{33}$.) I några slipprov, där säkra bestämningar ej kunnat erhållas, antyder ljusbrytningen en något högre halt av albitmolekylen, upp mot $Ab_{80}An_{20}$. I porfyren förekommer samma omkristallisationsgranulering av fältspatströkornen som i den porfyriska leptiten, men den är här avgjort undantag, ej regel. Grundmassan består av en plagioklas av i det närmaste samma karaktär som strökornen, kvarts, grönbrun biotit i underordnad mängd, litet muskovit, magnetit, apatit och zirkon. Strukturen är pflasterartad, med enkelt konturerade korn, kornstorleken på fältspat och kvarts är i allmänhet 0.03—0.07 mm.

Övriga porfyrvarieteter likna till sin strukturella utbildning i huvudsak denna typ. Avvikelserna äro dels primära, i strökornens mindre antal och mindre storlek, dels sekundära och beroende på starkare metamorfiska inflytelser. De senare visa sig i en starkare omkristallisationsgranulering av fältspatströkornen och i utbildningen av en kristallisationsskiffrig struktur i grundmassan i stället för den nyss beskrivna pflasterartade, med samtidig rikligare bildning av muskovit.

Till analys utvaldes bergarten i Wredegången; provet togs i Bockbacken nära södra väggen av Storgruvestöten. Analysen, som utförts av N. SAHLBOM och T. BERGGREN, visar följande resultat:

V. Kvartsporfyr (»felsit»), Wredegången, Bockbacken i Falu gruva.

SiO_2	73.90	1232	Q = 44.76			Subrang 4 av *Riesenase*
TiO_2	0.36	5	or = 7.23			
Al_2O_3	12.97	127	ab = 25.68	F = 45.70	Sal = 92.46	
Fe_2O_3	2.86	18	an = 12.79			Fältspatförhållande
FeO	1.94	5	C = 2.00			$or_{15.8}ab_{56.2}an_{28}$
MnO	0.05	—	$FeSiO_3$ = 0.53	P = 2.33		
MgO	0.72	18	$MgSiO_3$ = 1.80		Fem = 7.27	
CaO	2.59	46	mt = 4.18	M = 4.94		
Na_2O	3.04	49	il = 0.76			
K_2O	1.25	13			H_2O etc. = 0.92	
BaO	0.03	—			100.65	
P_2O_5	0.06	—				
S	0.03	—				
$H_2O + 105°$	0.75	—				
	100.55					

Bergarten är sålunda kvartsrik, men har samtidigt en kalkrik plagioklas. Den avviker härigenom från övriga kvartsfältspatbergarter inom området, minst dock från gnejsgraniten, analys IV.

	V	IV	J	M	N	O
SiO_2	73.90	73.82	71.36	71.69	71.50	74.79
TiO_2	0.36	0.24	0.34	0.34	0.34	0.29
Al_2O_3	12.97	12.91	13.31	13.58	13.79	12.33
Fe_2O_3	2.86	1.20	0.99	0.62	0.76	0.37
FeO	1.94	2.00	3.36	3.78	2.07	0.97
MnO	0.05	0.10	0.10	0.10	0.06	0.04
MgO	0.72	0.42	0.87	1.16	1.47	1.23
CaO	2.59	2.25	2.85	2.23	3.54	2.79
Na_2O	3.04	3.59	3.58	3.90	4.48	5.76
K_2O	1.25	2.58	2.26	1.53	1.11	0.42
BaO	0.03	0.15	ej best.	ej best.	ej best.	ej best.
P_2O_5	0.06	0.02	0.21	»	0.10	0.08
S	0.03	0.07	ej best.	»	ej best.	CO_2 0.31
H_2O	0.75	0.28	0.70	0.67	0.56	0.54
	100.55	100.18	99.93	99.60	99.78	99.92

J. Gnejsgranit, Orijärvi (se s. 78).
M. Porfyrisk randzon av föregående (ESKOLA, l. c., s. 54).
N. D:o, närmare kontakten, mera utpräglat porfyrisk (ESKOLA, l. c., s. 54).
O. Felsitisk gång, apofys av gnejsgraniten, Orijärvi (ESKOLA, l. c., s. 57).

Analyserna av Orijärvigranitens randfacies ha här medtagits för att belysa den viktiga frågan, huruvida kvartsporfyrgångarna i Falu gruva kunna antagas stå i något samband med traktens gnejsgranit. Om vi undantaga analysen O, som har en mycket albitisk plagioklas ($Ab_{93}An_7$), förefalla onekligen dessa analyser att visa en viss överensstämmelse med Falubergarterna. Sålunda är i båda fallen kalihalten väsentligt lägre i den porfyriska formen än i den typiska graniten och plagioklasens kalkhalt densamma eller obetydligt högre. Kvartsporfyrens kemiska sammansättning ger oss sålunda anledning tro, att den står i ett nära genetiskt samband med gnejsgraniten. En sådan uppfattning har redan TÖRNEBOHM givit uttryck åt (*Falun*, s. 613).[1]

Där icke tektoniska rubbningar alltför mycket förändrat porfyrgångarnas form, visa de sig som ungefär lika regelbundna eruptivgångar som exempelvis traktens primärstruerade diabaser. Möjligt är emellertid, att den oregelbundna formen i några fall kan vara primär. De dem regelbundet åtföljande salbandsgångarna av amfibolit nå en växlande mäktighet, i somliga fall 5 m, men i andra endast 1 dm eller mindre. Deras konstanta uppträdande exemplifieras väl av en liten porfyrgång om 1—3 dm mäktighet, som i rummet Allmänna Kriget (143 m avv.) genomsätter kis (se fig. 22); även denna lilla gång har tunna, men fullt tydliga salband av amfibolit.

Salbandsgångarna ha i stort sett mycket regelbunden form med parallella begränsningsytor. Gränsen mot porfyren är ofta markerad av en släppa — smala amfibolitsalband äro ibland alltigenom släppiga — men kan också vara bevarad

[1] De av TÖRNEBOHM på samma ställe uppgivna förekomsterna av denna bergart utanför gruvområdet synas avse former som tillhöra porfyrleptiterna och icke uppträda gångformigt.

i sitt ursprungliga skick. Den är då vanligen rak med endast smärre oregelbundenheter. Ett slags övergång mellan de båda bergarterna kan ibland iakttagas inom en zon om någon cm bredd. Det är emellertid ej möjligt att avgöra, om denna övergång är ett resultat av differentiation, av uppsmältning eller av omflyttningar som ägt rum vid de båda bergarternas omkristallisation.

Utom som salbandsgångar uppträder amfibolit ibland även i det inre av porfyrgångarna, troligen i några fall bildande kortare gångar parallella med salbanden, i andra däremot mera oregelbundna klumpar (utsöndringar?). Deras förlopp låter sig icke närmare studera, då av lätt insedda skäl de flesta skärningar i porfyrgångarna gå ungefär vinkelrätt mot dessa. Av samma orsak, och på grund av den genomgångna metamorfosen, äro Falu gruvas porfyr-amfibolit-gångar icke ägnade att giva några mera viktiga bidrag till tydningen av blandade gångar i allmänhet och därmed till vår kännedom om den magmatiska differentiationen. Så mycket är dock uppenbart, att de i allt väsentligt överensstämma med exempelvis de kvartsporfyr-diabas-gångar, som bilda granitens »Ganggefolge» i Kristianiafältet,[1] och att sålunda porfyr och amfibolit äro spaltprodukter av en granitisk magma, och intruderade i nära samband med varandra. Liknande blandade gångar, som torde stå i samband med Uppsalagraniten, ha beskrivits från Uppsalatrakten av A. G. Högbom.[2]

Amfibolit (»trapp»).

Törnebohm har indelat gruvans amfibolitgångar i två typer, Fritjovs- och Sture-trapp. Fritjovtypen består väsentligen av en filt av grön amfibol, under det att Sturetypen har en

[1] Jfr t. ex. V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, s. 72—73. Förf. har haft tillfälle se dessa gångar under ledning av professorerna Brögger och Goldschmidt.

[2] Pre-Cambr. Geol. of Sweden, Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. 10, s. 1. Det synes däremot av föreliggande beskrivningar av de småländska blandade gångarna ovisst, om även dessa äro att uppfatta på samma sätt.

grundmassa av plagioklas och något kvarts, i vilken stänglar av grön amfibol ligga inströdda. De båda typerna kunna i regel redan makroskopiskt skiljas åt, men stundom träffas mellanformer. Båda kunna undergå omvandling till en form, som kallas »grå trapp» i motsats till den normala »gröna trappen». Den mikroskopiska undersökningen visar, att denna omvandling består i den gröna amfibolens ersättande med cummingtonit.

Amfiboliterna bilda dels självständiga gångar, dels salbandsgångar till porfyrerna, såsom redan skildrats. De flesta tillhöra Sturetypen. Fritjovtypen representeras bl. a. av ett antal smala — sällan mer än halvmetermäktiga — gångar, som med nordostlig strykning och sydostlig stupning genomdraga det östra hårdmalmsområdet och bl. a. genomsätta och förkasta Wredegången. Porfyrernas salbandsgångar tillhöra oftast Sturetypen, men Wrede- och Carl-Gustavs-gångarna åtföljas, enligt TÖRNEBOHM, på sin västra sida av amfibolit av Sturetypen, på den östra av en sådan av Fritjovtypen.[1]

Fritjovtypen överensstämmer tämligen fullständigt med de gångformiga amfiboliter, som träffas t. ex. i leptitformationen vid Kårarvet, i gnejsgraniten vid Varpans sydände och på många andra ställen långt från gruvan, under det att Sturetypen synes nära nog vara inskränkt till det fyndiga området och dess närmaste omgivningar.

Fritjovtypens bergart visar sig under mikroskopet bestå av en filt av oftast fibrös amfibol, smärre mängder av plagioklas eller dess omvandlingsprodukter, magnetit, titanjärn, ofta litet biotit, stundom pyrit eller kvarts. Amfibolen är vanligen svagt färgad, med a gulgrön, b grön med dragning åt brunt, c blågrön; vinkeln c : c är i allmänhet 21°—23°. Axelvinkeln är stor, optiska karaktären oftast positiv, men i ett fall negativ. Av plagioklas har jag ingenstädes iakttagit

[1] Intendenten G. WALLIN, som ägnat dessa gångar åtskillig uppmärksamhet, har för förf. påpekat, att detta förhållande icke är så regelbundet som TÖRNEBOHM velat göra gällande, särskilt är den västra salbandsamfiboliten ofta en mellanform mellan de båda typerna.

bestämbara rester i amfibolit av denna typ. Den är städse omvandlad, vanligen till ett grums av sericithabitus, med sericitens ljus- och dubbelbrytning, och stundom med tydligt fjällig struktur och parallell utsläckning. I ett fall äro fjällen större, så att axelbilder kunnat erhållas; mineralet befinnes då i det närmaste enaxigt och kan sålunda icke vara sericit utan måste vara någon annan ljus glimmer.[1] Korn av epidot ses ibland i glimmeraggregaten. Ofta ser man också små gryniga gyttringar, färglösa eller mattgråa, liksom beslöjade, med hög ljus- och dubbelbrytning. Dessa äro sannolikt titanit (leukoxen). Sådana aggregat ses emellertid ej blott bland fältspatens omvandlingsprodukter, utan ännu oftare i hornbländet. Sannolikt ha de uppkommit genom omvandling av titanjärnkorn. Magnetiten är ofta kloritvandlad på samma sätt som i kvartsiten.

I gångarna av Sturetypen uppträder en amfibol, i huvudsak lik den i Fritjovtypen (vinkeln c : c dock i ett fall 26°), som slanka, delvis idiomorfa stänglar, i en finkornig, pflasterartad massa av plagioklas — eller dess omvandlingsprodukter — och kvarts. Magnetit uppträder som större och mindre korn; även titanjärn finnes, ofta också apatit och stundom pyrit. Biotit ses ej sällan i avsevärd mängd, granat är sällsynt. Plagioklasen är ofta albitlamellerad och har i åtskilliga fall kunnat bestämmas med användande av den symmetriska utsläckningen i snitt ⊥ M. De erhållna maxima i olika prov växla mellan 22° och 37°, motsvarande resp. $Ab_{60}\ An_{40}$ och $Ab_{35}\ An_{65}$. Omvandling till glimmer, på samma sätt som i Fritjovtypen, är mycket utbredd. Kvartsmängden är växlande, vanligen avgjort mindre än fältspatens, men stundom ungefär lika stor. Den är ofta ojämnt fördelad även inom ett och samma preparat. Ej sällan ses större

[1] TÖRNEBOHM uppgiver (*Falun*, s. 635), att fältspaten omvandlas till skapolit. Ehuru det ej lyckats mig att återfinna detta mineral, vågar jag ej förneka möjligheten av att det kan undantagsvis förekomma. Den vanligaste omvandlingsprodukten av fältspaten måste dock vara ett glimmermineral.

korn, enhetliga eller sammansatta, men aldrig av strökornshabitus. Omvandlingen av malmmineralen har försiggått på samma sätt som i Fritjovtypen.

Amfibolitgångar, som varit utsatta för stark pressning, visa en riklig bildning av biotit i amfibolens ställe. I ett och annat fall föra de enstaka större prismor av antofyllit.

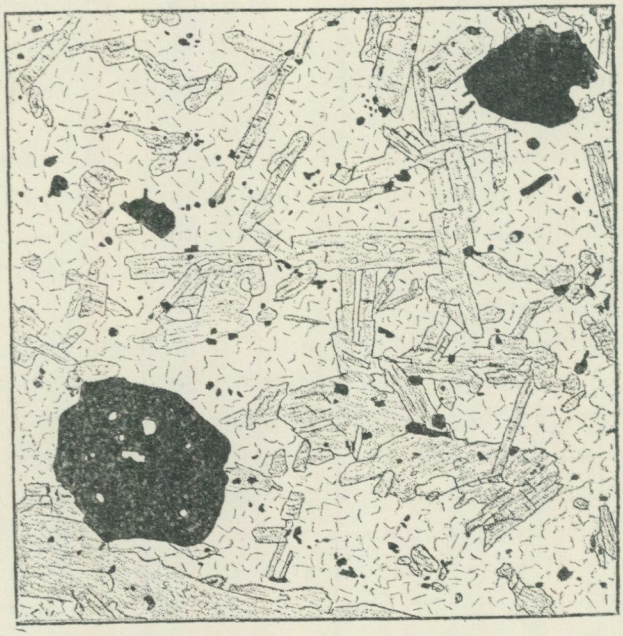


Fig. 19. »Grå trapp» (cummingtonitamfibolit). Först. 25 ggr. Grått = cummingtonit; vitt = fältspat och kvarts; svart = malmmineral. Efter TÖRNEBOHM [*»Grauer Trapp», d. h. Cummingtonit-Amphibolit; Vergr. 25; grau = Cummingtonit; weiss = Feldspat und Quarz; schwarz = Erze.*]

Omvandlingen till »grå trapp» synes, såsom också TÖRNEBOHM angiver, icke stå i något samband med övriga omvandlingar inom amfiboliterna. Den består i ett ersättande av den blåaktigt gröna amfibolen med en i slipprov nästan färglös, gulaktig sådan, med vinkeln $c : c = 23°$, axelvinkeln ungefär lika stor som i den gröna amfibolen, och optiska karaktären positiv. Man kan med säkerhet antaga, att denna ljusa amfibol är en cummingtonit, d. v. s. hör till de monoklina Fe-Mg-amfibolerna, ehuru den nyss angivna utsläckning-

vinkeln är betydligt större än vad som plägar anföras för cummingtoniten. Cummingtoniten bildar alltid stänglar med mycket god idiomorfi i prismazonen. Denna formutbildning är naturligtvis tydligast i Sturetypen, men är påfallande även i Fritjovtypen.

Amfibolens överförande från blågrön till färglös ter sig närmast som en blekning av den förra. Slipprov av övergångsformer mellan grön och grå amfibolit visa en blandning av de båda amfibolerna, ofta sammanvuxna i kristallografiskt enhetliga individ, antingen så, att den blågröna bildar ena änden av en stängel och den färglösa resten av densamma, eller ock så, att den färglösa innehåller fläckar av den blågröna. Den redan anförda likheten i optisk orientering framträder naturligtvis särskilt tydligt i dessa sammanväxningar. Även dubbelbrytningen är mycket nära lika. Man skulle sålunda lätt kunna tro, att »blekningen» icke innebär någon väsentlig förändring av amfibolens sammansättning. Närmare granskning visar emellertid, att cummingtonitens ljusbrytning är något lägre än den gröna amfibolens. Den förras bättre idiomorfi, som framträder även i de fall där den bildar parallell fortväxning av den gröna formen, bevisar ju också, att vissa omflyttningar ägt rum.

Törnebohm fann, att omvandlingen från grön till grå amfibolit varit en metamorfos, som verkat på gångarna utifrån inåt, så att mäktiga gångar kunna i sitt inre bestå av den gröna formen, men närmare salbanden[1] av den grå, under det att smalare gångar ofta äro helt omvandlade. Han fann också större kornstorlek hos den grå bergarten just vid själva salbandet. Slutligen drager han av de långa amfibolitstänglarnas oskadade skick den slutsatsen, att metamorfosen i fråga ägt rum först *efter* de veckningar, som träffat gångarna. Han påpekar också, att omvandlingen är inskränkt till det fyndiga området. Däremot är det knappast fullt riktigt, då

[1] Eller närmare den ena sidan, om porfyr begränsar bergarten på den andra.

han säger, att den verkat »företrädesvis i riktning från kisstockarna» (*Falun*, s. 635).

Den här skildrade metamorfosen är uppenbarligen densamma, som ESKOLA beskrivit från Orijärvitraktens amfiboliter, där en cummingtonit ersätter en mera komplex och framför allt kalkrikare amfibol. ESKOLA har också påpekat likheten med bildningen av »grå trapp» i Falun. Han uppfattar cummingtonitiseringen såsom beroende av kontaktinverkan från oligoklasgnejsgranit, samma faktor, som där lett till bildning av cordierit-antofyllit-kvartsit och sulfidmalmer m. m.

Det skulle givetvis vara ytterst värdefullt, om man kunde fixera tiden för cummingtonitiseringen i förhållande till amfibolitens övriga metamorfos. Har förändringen bestått i en omvandling av redan färdigbildade amfibolstänglar i en sekundärkornig (granoblastisk) bergart, eller har den inträffat före omkristallisationen? Vid första påseendet kan den första möjligheten förefalla mest sannolik — processen ter sig ju snarast som en partiell blekning av redan existerande amfibolstänglar. Det är dock lika möjligt, eller t. o. m. sannolikare, att den kemiska förändringen av bergarten ägt rum redan innan amfibolen erhållit sin nuvarande utbildning. Den parallella sammanväxningen av cummingtonit och grön amfibol ha vi ju också träffat i skiktad leptit, där vi icke ha anledning misstänka någon sekundär omvandling. TÖRNEBOHMS åsikt, att cummingtonitiseringen skulle ägt rum först efter gångarnas veckning, kan näppeligen anses befogad.

Skölar.

Termen sköl har i svenskt gruvspråk en skäligen vagt begränsad betydelse, men vår gruvgeologis historia visar, att skölarna i Falu gruva i äldre tider mera än några andra ansetts som typiska och sålunda bestämt ordets innebörd.

Att begreppet sköl är av den art, att en tillfredsställande definition blir svår att giva, framgår icke minst av äldre

försök i denna riktning. BLÖDE, som utfört den första tyska översättningen av HISINGERS Minerographie (Freyberg 1819), säger i denna (s. 346): »Die Skölar der schwedischen Bergleute, welche in den Erzlagern von Fahlun, Sahla und nordwärts vorkommen, bleiben nach allen Erklärungen und Erläuterungen, die wir bis jetzt darüber besitzen, noch immer einigermaasen räthselhafte Erscheinungen.» BLÖDE citerar därefter uttalanden av WALLERIUS, BERGMAN, RINMAN, HISINGER, WERNER, D'ANDRADA och HAUSMAN. Till denna sammanställning hänvisas den, som önskar närmare uppgifter om, vad geologer och bergsmän under slutet av 1700-talet och början av 1800-talet menade med ordet sköl.

Ett särskilt intresse har emellertid SWABS definition, given i beskrivningen till den av WALLMAN upprättade kartan över Falu gruva,[1] då den ju bör återgiva den uppfattning som varit ledande vid skölarnas angivande på denna karta. SWAB skriver: »Med *Sköl* förstås en sådan Bergart af Talk, Glimmer eller Chlorit Skiffer som gör skilnad mellan det fyndiga och ofyndiga. *Refwa* en spricka i qvartsen som är fylld med smärre stycken af sönderkrossad qvarts omgifne med Chlorithinnor.» Denna definition är dock icke strängt följd vid kartans uppgörande, då även andra än kiskropparnas gränsskölar angivits som skölar.

Det vore mycket önskvärt, att någon reda åstadkommes i användningen av namnet sköl. Först och främst kan man avskilja förklyftningssprickor och förkastningsplan utan nämnvärd brecciebildning, vilka kunna kallas *släppor*. Om man nödvändigt vill bibehålla skölnamnet, bör det vara i kombination med detta ord, således *släppskölar*. Likaså böra oveckade förkastningar, med breccia eller lerutfyllnad, kallas *förkastning* eller *förkastningssköl*, ej blott *sköl*. Namnet sköl, utan dylikt prefix, får likafullt en vid omfattning. Dit måste föras en del bildningar, som genom differentialrörelser, t. ex. under veckning, uppkomma på gränsen mellan två mycket

[1] Manuskript i Stora Kopparbergs Bergslags A.-B:s arkiv.

olikartade bergarter, t. ex. malm och »gråberg» (»gränsskölar»). Flertalet skölar torde dock vara förkastningsbreccior och andra sprickfyllande mineralaggregat, deformerade och omvandlade genom senare veckningsprocesser. Olikheten mot »förkastningsskölarna» ligger sålunda i dessa sekundära förändringar. Det ligger i sakens natur, att gränsen ofta nog kan bli svår att draga. I allmänhet torde de som skölar betecknade bildningar, som tillhöra någon av dessa båda grupper, åtminstone till större delen sammansättas av fjälliga mineral, såsom biotit, klorit eller talk.[1]

I Falu gruva finnas åtskilliga förkastningar, som icke lämpligen kunna hänföras till skölarna. En del av dessa äro släppor utan nämnvärd detritusbildning, i andra fall däremot föreligger en massa av krossad bergart, mellan två raka, markerade släppor. Dessa senare motsvara tydligen SWABS »Refwor». Därjämte finnas mera oregelbundna krosszoner, av vilka dock flera övergå i verkliga skölar, enligt den omfattning jag här vill giva denna term.

Större delen av gruvans skölar äro gränsskölar, d. v. s. uppträda mellan kisstockarna och deras sidosten. Endast undantagsvis saknas sköl vid denna gräns. Därjämte uppträda skölar dels inne i kisstockarna, dels i omgivande bergarter.

Under äldre tiders gruvbrytning voro skölarna föremål för mycket stor uppmärksamhet, då de dels ofta själva voro malmförande, dels angåvo läget för den bästa blötmalmen, i det kisstockarnas kopparhalt var högre närmast skölarna än längre in. På denna tid betecknades de större skölarna med bestämda namn. Sålunda urskilde man:

[1] Jag kan här icke ingå på en diskussion av de möjligheter, som finnas, att vid karteringen av våra gruvor närmare än nu i allmänhet är fallet angiva uppträdande skölars natur. Så mycket är emellertid klart, att typiska förkastningar böra givas den å normalkartan för sådana anbefallda beteckningen och ej läggas med sköltecken. Angivandet med samma beteckning av släppor, även sådana som noga taget blott äro förklyftningssprickor, är näppeligen fullt riktigt, men kan försvaras därmed, att dylika svaghetsplan ej minst ur säkerhetssynpunkt förtjäna att utsättas å gruvkartan.

Prins Gustavs sköl, som i V och S begränsar Storgruvekisen,

Liljenbergs sköl, som i Ö och N omsluter samma kisstock,

Knippskölen (även kallad Wredeskölen), som stryker genom den gamla Mårdskinnsgruvan,

Lovisaskölarna i Lovisagruvan, där tre större skölar urskiljas, nämligen från NV mot SO *Tilasskölen*, *Huvudskölen* och *Hoffstensskölen*,

samt *Erik-Mats-skölen* i Erik-Mats-gruvan.

Dessutom urskildes *Källorts-* och *Drottningskölarna*, som skulle omgiva de sydöstra kisstockarna. Dessas förlopp antogs emellertid (även av TÖRNEBOHM) vara väsentligt annorlunda än vad senare gruvarbeten visat det i verkligheten vara.[1]

I de flesta skölarna har en grovbladig biotit ursprungligen varit det rådande mineralet, men numera är den helt eller delvis överförd till en bladig eller tovig kloritmassa, »kloritskölsten». Kortprismatiska pseudomorfoser efter cordierit träffas icke sällan i dessa skölar.

En annan typ är »talkskölstenen». Dennas huvudmassa är ibland en grovbladig talkmassa, men i andra fall en finfjällig massa, vilken TÖRNEBOHM konstaterat vara en blandning av talk och glimmer. Vidare har jag i somliga talkskölar funnit en hög halt av klorit. Cordierit är mycket vanlig i talkskölarna; undantagsvis är den alldeles frisk, av rödgul eller brungrå färg, men i regel är den omvandlad till klorit och har en mörkt brungrön till svart färg. Denna pseudomorfostyp är huvudtypen för »falunit».[2] Cordieriten bildar vanligen långprismatiska individ, stundom med tydligt sexsidig begränsning och ända till över 15 cm långa. De ligga regellöst inströdda i talkmassan eller också — och

[1] Jfr tavla 3.

[2] Under mikroskopet visar faluniten en blekt gulaktigt grön eller lokalt rödgul färg; mellan korsade nikoler upplöser den sig i ett ytterst finfjälligt aggregat av klorit, vanligen med penninens dubbelbrytning. I några fall är kloriten utbildad i större fjäll, då en mycket markerad avsöndring uppträder. Pseudomorfoserna skulle således, efter GAREISS' nomenklatur (jfr ovan) vara prasiolit eller i sistnämnda fall klorofyllit.

detta är vanligast, särskilt då prismorna äro smala — ordnade i radialstråliga aggregat. Mer eller mindre kloritiserad antofyllit är också en vanlig beståndsdel i talkskölarna.

En tredje sköltyp är »strålstensskölen». Under denna beteckning har sammanförts två vitt skilda slag av skölar, den ena bestående av antofyllit (ofta jämte cordierit), den andra av tremolit. Antofyllitskölen är säkert den ursprungliga formen för en del av talkskölarna, liksom biotitskölen är för kloritskölarna. Den representeras bl. a. av Knipp- och Erik-Mats-skölarna, men är ingenstädes gränsköl. Tremolitskölen kan, såsom redan ovan nämnts, på goda grunder hänföras till skarnbildningarna. Tremolitfels ingår även i stor utsträckning i somliga skölar i och omkring kis mellan Oscars och Fredriks schakt, på 235 m avv. (se tavla 2); denna kis är rik på kalkstensrester, som torde lämnat material till tremoliten.

I skölarna träffas ofta ansamlingar av sulfider, synnerligast kopparkis, vilka bilda de s. k. skölmalmerna.

Efter denna översikt av de olika sköltyperna skola vi närmare betrakta några exempel och göra då början med kisstockarnas gränsskölar.

Den sköl, som mot NO begränsar den sydöstra kiskroppen, är en biotit-klorit-sköl. På 194 m avv. finner man där en 1—1.5 m mäktig, 85° mot NO stupande sköl, som både mot kvartsiten i NO och mot kisen gränsar med en rak och klar släppa. Materialet i skölen är huvudsakligen tämligen grovbladig svart biotit eller av densamma uppkommen svartgrön klorit. Inströdda i denna massa ligga fingerstora, ljust grågröna pseudomorfoser efter cordierit. Här och var ses strimmor av vit gångkvarts, med fläckar av svavelkis. Skölen visar en föga framträdande skivighet i längdriktningen, d. v. s. en uppdelning i starkt tillplattade linser, begränsade av slintytor. På en sträcka av några få meters längd är skivigheten vinkelrät mot skölens strykning och väl utvecklad, samtidigt som även biotit- och klorittavlorna intaga denna riktning. Här framträder inflytandet av en lokal pressning,

som också tydligt kan spåras 40 m djupare ned, där i form av tunna skölzoner i kisen (jfr tavla 2).

Samma gränsskӧl är väl blottad även på 235 m avv., där den har ungefär samma karaktär som nu beskrivits, utom längre åt SO, i Carl-August-området (jfr tavla 2), där skölen är 4 m mäktig och består av en medelgrov biotit-kloritmassa, med en påfallande jämn insprängning av svavelkis. Varken mot kvartsiten eller mot kisen finnes här en skarp, av släppa markerad gräns, utan i stället »fastväxning» genom en hastig petrografisk övergång. Skölen är här ej i nämnvärd grad skivig men genomdrages av en markerad släppa, som i huvudsak har samma strykning och stupning som skölen, men icke har kunnat följa dennas starka omsvängning, utan uppdelats i flera skilda delar (se tavla 2).

Samma kiskropps sydvästra gränsskӧl är på 194 m avv. och på 235 m avv. genomskuren av orter från Oscars schakt. Kommande från schaktet går man genom leptit. Denna börjar genomsättas av laumontitfyllda sprickor. Därefter följer, efter en mycket hastig övergång, den 2—2.5 m mäktiga skölen, som först består av en grovfjällig kloritmassa och längre in av en mycket finfjällig sådan med insprängda pyritkuber. Skölmassan är icke regelbundet skivig, utan genomdragen av glidytor i olika riktningar, mest i ONO, d. v. s. snett över strykningen. Kisen inom några decimeter närmast skölen är skiffrig parallellt med gränsen.

En fjällig, ofta tovig kloritmassa synes vara den vanligaste formen för skölarna i denna del av gruvan, såväl för de stora gränsskölarna som för de mindre skölbildningar, vilka lokalt genomdraga kiskropparna. På 194 m avv. förekommer dock på ett ställe en annan skӧltyp, åtskiljande två kiskroppar. Denna skӧl är regelbundet bankad, ej skivig, och består av en finfjällig talkmassa med talrika små kvartskorn. En talk-falunit-skӧl uppträder i närheten av Drottningschaktet å 275 m avv. På samma nivå, nära Fredriks schakt, är Hauskisens (= Källortskisens) västra gränsskӧl

utbildad som en finfjällig talk-klorit-sköl med stora prismor av frisk cordierit.

Prins Gustavs sköl har jag haft tillfälle undersöka på en punkt V om Fredriks schakt, å 275 m avv. Den är där en finfjällig talksköl med inblandning av klorit. Skölen är också, enligt Falu gruvas relationer för tiden 1839—1867, genomslagen med en ort på c:a 245 m avv., strax N om Storgruvekisens sydvästra hörn; den var där utbildad som en »glimmerrik ljus talksköl».

Storgruvekisens gränssköl i N (Liljenbergs sköl) har bl. a. genomslagits av en ort, som på 97 m avv. drivits genom stötraset. Den rena kisen begränsas där av en ett par decimeter mäktig, tämligen flackt mot S stupande kloritsköl med rester av krossad kvartsit; N om denna följer 3 m av biotitrik, mycket starkt kissprängd kvartsit, och därefter en nära 4 m mäktig kloritsköl med samma stupning som den förra och liksom den inneslutande kvartsitklumpar. Norr om denna sköl följer typisk cordierit-antofyllit-kvartsit.

I Ö är gränsskölen (även där benämnd Liljenbergs sköl) ingenstädes tillgänglig för undersökning.

Skölarna i Lovisagruvan tillhöra i allmänhet de typiska talkskölarna, med talrika falunitstänglar inströdda i en grovt eller fint fjällig talkmassa, ofta med rester av antofyllit. De visa mycket stora och hastiga förändringar i mäktigheten, mera än skölar inom andra delar av gruvan. På 130—150 m avv. bestå skölarna på stora sträckor helt och hållet av en ljust gröngrå täljsten eller av vitgul späcksten (steatit), i båda slagen pläga inströdda pyritkuber förekomma. Mot djupet har i många fall skölarnas övergång i krosszoner kunnat konstateras, där endast en obetydlig nybildning av skölmineral förekommit.

Tremolitmassorna i Lovisagruvan, och särskilt NO om denna, ha redan i det föregående beskrivits. Att döma av äldre uppgifter är tremoliten delvis täljstensvandlad. Redan här vill jag omnämna, att ett alldeles likartat tremolitskarn förekommer inom den malmförande zonen vid Garpenberg,

där det stundom är helt och hållet omvandlat till täljsten. Det är icke uteslutet, att även de stora täljstensskölarna i Lovisagruvan åtminstone delvis utgöra en omvandlad form av tremolitfelsen, ej av talk-falunit-skölarna.

En särställning intaga i viss mån Knipp- och Erik-Matsskölarna, de viktigaste av de skölar, som uppträda utanför kisstockarnas mera omedelbara grannskap. Knippskölen (se tavla 3) består av en antofyllitmassa med den vanliga grupperingen av radialstråliga solar; mellan dessa ligger ofta frisk cordierit. Andra mineral ses i regel icke, dock äro några sporrar av skölen kloritförande. Knippskölen lär delvis, särskilt på högre nivåer, ha fört mycket rik kopparmalm. Inom de nu tillgängliga delarna är skölens mäktighet sällan mer än 1 m. Stundom är den skivig, och ibland begränsas den av släppor, men ofta nog visar den sig som en fullkomligt massformig antofyllitfels. På några punkter, där skölen är skivig, ligger en smal zon av massformig cordierit-antofyllitfels mellan densamma och kvartsiten. Knippskölen är sålunda snarast en gång av antofyllit (och cordierit), delvis skivig och ibland förskiffrad.

Åtskilliga talkskölar torde ursprungligen ha haft ungefär samma karaktär som Knippskölen, om de ock varit biotitrikare än denna. Särskilt är detta fallet med Erik-Matsskölen. Denna sköl visar skarp gräns mot kvartsiten, med en 2 cm bred salbandszon av biotittavlor, som stå vinkelrätt mot gränsytan. Den består i övrigt av talk i grovfjällig eller finfjällig utbildning, antofyllit av vanlig form samt cordierit (gulbrun och frisk, eller omvandlad). Aggregat av dessa mineral bilda breda strimmor i skölens stupnings- och strykningsriktning; mellan dem är en tät, rödlätt eller vitgrå kvartsitisk massa med stora rödgula cordieritfläckar. Äldre stuffer av Erik-Mats-skölen (i Riksmuseets samlingar), tydligen från någon annan del av skölen än den jag kunnat undersöka, bestå av antofyllit och klorit och visa en slående överensstämmelse med vissa delar av Knippskölen.

Mycket grovkorniga cordierit-biotit-skölar uppträda i nord-

västra delen av Kronorts-(Källorts-)kisen å 185—190 m avv. Deras förlopp har icke kunnat fastställas.

Utom de här omnämnda mineralen, som utgöra skölarnas huvudmassa, förekomma även andra, stundom i stora och goda kristaller. Så t. ex. är Erik-Mats-skölen typlokalen för gahnit, som där — dock mera lokalt — uppträder rikligt, i form av svartgröna oktaedrar och spinelltvillingar med en medelstorlek om 1—1.5 cm.

Granat har påträffats i flera biotit-klorit-skölar, i form av väl utbildade rombdodekaedrar, ofta mer än decimeterstora. Den har den blåaktigt röda färg (kolombinröd), som är karakteristisk för almandin. Analyser visa också, att den är en typisk almandin, dock med en MnO-halt av 1.80 %.[1]

Orten Kossuth, i norra utkanten av östra hårdmalmsområdet, å c:a 127 m avv., går genom en sköl av kloritiserad biotit, stora granater av nyss beskrivna utseende samt enstaka tjocka prismor av blågrå frisk cordierit. Partier av krossad kvartsit ingå i skölen.

Stora magnetitoktaedrar, överklädda med en klorithinna (de s. k. talktärningarna), ha träffats på ett par ställen. Andra mineral, som ibland iakttagits, äro anhydrit[2] och gips, vartill utom de vanliga sulfiderna komma de sällsynta fredricit och geokronit, båda tillsammans på ett ställe i Prins Gustavs sköl.

För frågan om skölarnas uppkomst är det förhållandet särdeles belysande, att grovt krossad kvartsit ofta ingår i skölarna och att den delvis har förträngts av skölmineralen. Särskilt giva biotit-klorit-skölarna många exempel på detta förhållande. Saken var väl bekant för TÖRNEBOHM, som om skölarna säger: »Den beskaffenhet skölstenen fått på hvarje ställe synes vara väsentligen beroende af de omgifvande bergarterna. Dessa hafva nemligen, såsom undersökningen af en mängd skölstensprof visat, lemnat materialet till skölstenarna, hvilka ej äro annat än bergartsdetritus, som samlat sig i

[1] HISINGER, Afh. i Fysik etc., IV, s. 387.
[2] Jfr dock s. 157.

sprickorna och der blifvit mer eller mindre fullständigt omvandlad under samtidig inverkan af kemiska och mekaniska processer» (*Falun*, s. 642). TÖRNEBOHM har också under mikroskopet konstaterat en förträngning av kvartsen genom glimmer.

Samtidigt som jag vill till fullo instämma i TÖRNEBOHMS åsikt, att skölarna äro krosszoner (förkastningsbreccior), måste jag i en annan punkt opponera mig mot hans slutsatser. I den mera detaljerade diskussionen om skölarnas bildningssätt (*Falun*, s. 645—646) låter han nämligen den uppfattningen framträda, att skölmineralen väsentligen uppkommit genom *omkristallisation* av det krossade materialet. Ett bevis härför skulle man ha i den växlande sammansättningen hos en och samma sköl. En sådan växling förekommer onekligen, men synes mig icke vara något särdeles framträdande drag; icke heller är det möjligt att den, såsom TÖRNEBOHM tänkt sig, uteslutande eller ens huvudsakligen beror på växlingarna i den berggrund, som skölen genomsätter. Säkert oriktig är t. ex. TÖRNEBOHMS uppgift, att strålstensskölarna väsentligen skulle uppkommit där skölen träffat en amfibolit. Skölarnas mineralogiska sammansättning visar också, utan att analyser krävas, att det fordras stora förändringar — med bortförande eller tillägg av substans, eller bådadera — för att av kvartsit skall kunna uppstå en sköl. Detta förhållande har även framhållits av STAPFF,[1] som dock därav drager den minst sagt omotiverade slutsatsen, att skölarna ej äro krosszoner utan delar av ett starkt veckat skifferlager.

Den tydning av skölarna, som jag finner motsvara de iakttagna fakta, är sålunda den, att de representera krosszoner — huvudsakligen i kvartsit — som omvandlats under inflytande av de lösningar, vilka sökt sig fram på dem, så att SiO_2 delvis ersatts av MgO, FeO och Al_2O_3, med resultat att biotit, cordierit, antofyllit, almandin m. fl. mineral bildats. Det är påfallande, att de nybildade mineralen äro desamma som kvartsitens silikatkomponenter. Även andra

[1] Ref. av TÖRNEBOHMS Falubeskrivning i Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, s. 181.

av kvartsitens mineral uppträda i skölarna, såsom magnetit och gahnit. Ehuru detta förhållande, såsom redan nämnt, ej får tydas så, att skölmineralens material uteslutande härstammar från den krossade kvartsiten, så innebär det likväl, att kvartsiten och skölarna bildats genom i viss mån likartade processer. Det är då sannolikt, att de lösningar, som bildat de ursprungliga skölmineralen, varit rester av dem, som omvandlat leptitbergarterna till kvartsit. Skölarna torde sålunda till sin ursprungliga karaktär åtminstone i många fall haft en sammansättning analog med de gångformigt uppträdande, biotitförande cordierit-antofyllit-band, som träffats på ett par ställen i gruvans närhet. I synnerhet Knipp- och Erik-Mats-skölarna visa dessa karaktärer.

Genom senare omvandlingar ha de primära skölmineralen i stor utsträckning omvandlats till klorit och talk. I de yngre krosszonerna i gruvan finner man sällan någon nybildning av andra mineral än kvarts och stundom litet klorit, eller i fältspatförande bergarter laumontit; de äldre skölarnas primära mineralaggregat äro dem främmande. Skillnaden mot de äldre, egentliga skölarna måste bero därpå, att de vid dessas bildning cirkulerande lösningarnas sammansättning och de rådande fysikaliskt-kemiska förhållandena möjliggjort uppkomsten av biotit, cordierit, antofyllit och granat, vilket ej varit fallet i de krosszoner, som senare uppstått.

Denna uppfattning, att skölarna bildats genom lösningar av i huvudsak samma slag som de, vilka omvandlat leptitiska bergarter till cordierit- och antofyllitförande kvartsit, har ett starkt stöd i de företeelser jag iakttagit vid Wredegångens avskärande genom Knippskölen, såsom nedan beskrives.

Wredegångens avskärande genom Knippskölen.

Den stora och regelbundna porfyrgång, som går under namnet Wredegången, avskäres i N av Knippskölen, N om

vilken gångens fortsättning icke kunnat med någon säkerhet påvisas. Vid avskärningen har förekommit en omvandling av porfyren till en kvartsitisk bergart, en företeelse av det allra största intresse, som kastar ljus över de malmförande kvartsitiska bergarternas bildningshistoria. För att lämna en möjligast objektiv framställning väljer jag att giva en mycket detaljerad beskrivning av de iakttagna fallen.

Skärningen mellan Knippskölen och Wredegången är — mer eller mindre väl — tillgänglig för undersökning på två ställen i gruvan, nämligen i »Wredes schakts nedre stoll» å c:a 156 m avv. och i en nyare undersökningsort å 180 m avv. På båda ställena uppträder ett kilformigt porfyrparti V om det amfibolitband, som i V begränsar Wredegången; sannolikt är så fallet överallt. Det är huvudsakligen i detta porfyrparti, icke i den egentliga Wredegången, som den nämnda omvandlingen har iakttagits.

På 180 m avv. går en ort utmed en vertikal släppa, som följer västra sidan av Wredegångens västra salbandsamfibolit. Orten visar därför blott den nyssnämnda porfyrkilens kontakt med Knippskölen. Fig. 20 visar bergarternas fördelning och angiver var de beskrivna proven tagits.

Gränsen mellan porfyr och kvartsit i orthörnet är klar, utan amfibolit eller skölmineral, men visar på ett ställe litet krossning av bergarterna. Porfyren är här lätt att igenkänna och skilja från den angränsande kvartsiten, som är av vanlig typ.

Prov 1 har den blåaktigt grå färg, som är mycket vanlig hos gruvans porfyrer men icke träffas hos någon annan av dess bergarter; strökorn av kvarts uppträda alldeles såsom i Wredegången, däremot kunna inga fältspatströkorn urskiljas

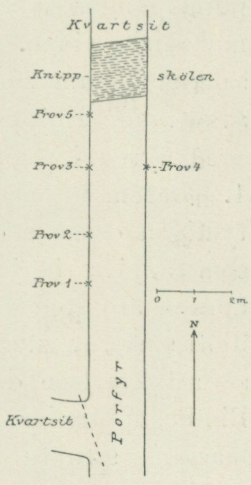


Fig. 20. Skiss visande läget för de i texten beskrivna proven, som illustrera Wredegångens omvandling vid Knippskölen. [*Skizze, die Lage der im Text beschriebenen Proben zeigend, welche die Umwandlung des Wrede-Ganges bei »Knippskölen» illustrieren.*]

i stuff. Slipprovet visar, att sammansättningen är densamma som hos Wredegången och övriga större porfyrgångar: huvudbeståndsdelarna äro en oligoklas om (av ljusbrytningen att döma) $Ab_{70}An_{30}$—$Ab_{75}An_{25}$ samt kvarts, därjämte finnes ganska mycket biotit, något magnetit och några små korn av zirkon och apatit. En mindre vanlig beståndsdel är granat (av almandinfärg) som enstaka millimeterstora, redan för blotta ögat framträdande korn. Litet kopparkis ses också. Även strukturen har ursprungligen varit den i Wredegången normala, men metamorfosen har lett till ett fullständigt granulerande — genom omkristallisation — av plagioklasströkornen eller till deras genomväxande med små kvartskorn, under det kvartsströkornen visa starkare framträdande rent mekaniska påverkningar. Grundmassan har en mera orolig struktur än porfyrernas vanliga pflasterartade. Bergartens strukturella metamorfos är sålunda analog med den i övriga porfyrgångar iakttagna, men visar mera övervikt för den mekaniska sidan. Såsom vi i det följande skola se, möta vi samma metamorfosgrad även i själva Wredegången nära den avskärande Knippskölen.

Porfyren i prov 2 visar inga väsentliga olikheter mot prov 1. Däremot har prov 3, en på biotit och ljus glimmer rik, tydligen också starkt kvartsig bergart, att uppvisa nya drag, som angiva början till en kemisk omvandling. Kvartsströkornen äro som vanligt, men av plagioklasströkornen återstå blott smärre rester; även grundmassans plagioklashalt är lägre, så att kvartsen dominerar mera än i den normala porfyren. Biotit uppträder ganska rikligt, likaså muskovit. Grundmassans struktur är mycket oregelbunden. Några ända till millimeterstora, starkt förgrenade, delvis kloritvandlade andalusitkorn förekomma. Större kloritpartier, ej alldeles lika dem som uppstått ur andalusiten, förtränga plagioklasen (eller ersätta cordierit som redan förträngt plagioklasen?).

Prov 4 liknar ej längre porfyren. Den är en mörkt grönaktigt grå kvartsit, ställvis med antofyllitaggregat om 5 mm längd. Ett starkt framträdande relikt drag utgöra emellertid

kvartsströkornen, som här förekomma i alldeles samma storlek, form och frekvens, som i den oomvandlade porfyren. Den mikroskopiska undersökningen visar, att bergarten alldeles saknar fältspat. De delvis ganska starkt deformerade kvartsströkornen ligga i en grundmassa av smärre kvartskorn samt kloritmineral, nämligen dels en mycket svagt grön, nästan isotrop klorit, dels ett färglöst, starkt ljus- och dubbelbrytande fjälligt mineral, likt det, som ofta uppstår ur cordierit (jfr nedan under prov 5). Antofylliten bildar som vanligt radialstråliga aggregat och växer t. o. m. in i kvartsströkornen.

Mellan prov 3 och prov 5 blir bergarten även i västra ortväggen[1] allt mera kvartsitliknande. Prov 5 är en grå, tät kvartsit, med antofyllitrosetter och insprängda sulfidkorn — huvudsakligen kopparkis — men samtidigt med relikta kvartsströkorn. I slipprov ser man i grundmassan mellan kvartsströkornen en finkornig kvartsmassa jämte antofyllit, samt frisk, delvis gult pleokroitisk cordierit, dels som helt små korn, dels som större individ, poikilitiskt inneslutande kvarts. Den nyss från prov 4 omnämnda fjälliga omvandlingsprodukten uppträder även här, och på ett sådant sätt, att dess bildning ur cordieriten är tydlig. Slutligen finnes också ett färglöst, tvåaxigt mineral, med en ljusbrytning om c:a 1.57—1.60 och en dubbelbrytning om c:a 0.10, bildande dels helt små korn i grundmassan, dels ända till millimeterstora, med kvarts späckade korn. En genomgångsriktning framträder ibland, utsläckningen är sned. Tvillingbildning ses i ett par fall, lokalt som lamellering. Av allt att döma kan mineralet i fråga ej vara annat än en mycket kalkrik plagioklas, sannolikt anortit.

Den bergart, som representeras av detta prov, övergår hastigt i en antofyllit-cordierit-bergart, som med c:a 30 cm mäktighet ligger närmast skölen. Denna, som å båda sidor begränsas av släppor, består huvudsakligen av talk

[1] I den östra väggen är det svårare att få prov.

falunit och antofyllit. Uppträdandet av en massformig antofyllit-cordierit-bergart omedelbart S om Knippskölen är, såsom redan s. 139 nämndes, konstaterat flerstädes i gruvan.

I Wredes schakts nedre stoll är skärningslinjen mellan Knippskölen och Wredegången blottad till hela sin längd, men delvis svåråtkomlig på grund av den stora takhöjden. Skölen har den vanliga utbildningen med antofyllit som huvudbeståndsdel. Porfyren intill skölen är starkt sprickig. Under mikroskopet visar den en — för Wredegången — ovanligt kraftig strukturell metamorfos, alldeles samma som i det ovan beskrivna prov 1. I ett prov, taget blott ett par centimeter från den släppa, som skiljer skölens antofyllitfels från porfyren, är fältspaten alldeles ersatt av olika kloritaggregat, liknande dem som pläga uppstå ur cordierit. I en stuff har antofyllit iakttagits. Ådror av kopparkis förekomma också allmänt.

Även här träffas porfyr V om Wredegångens västra salband, till en bredd av c:a 4 m. Närmast åt Wredegången till är bergarten en tydlig porfyr, ehuru rätt starkt deformerad och något kvartsrikare än normalt. Västerut övergår denna form småningom i en tät grå kvartsit med relikta kvartsströkorn samt med cordierit och anortit (?) — samma typ som ovan beskrivna prov 5.

Det visar sig sålunda här, att den av amfibolitsalband omgivna Wredegången vid sin kontakt med Knippskölen undergått endast en mycket obetydlig omvandling. Den fullständiga omvandlingen av porfyr till cordierit-antofyllit-kvartsit finna vi endast i porfyrkilen V om Wredegången. Vi kunna icke med någon säkerhet avgöra, vilket detta partis förhållande till Wredegången är, men detta är av underordnad betydelse. Huvudsaken är, att vi veta, det bergarten i fråga till sin ursprungliga natur — kemiskt-mineralogiskt såväl som strukturellt — fullkomligt överensstämmer med Wredegångens bergart. Den serie av successiva förändringar, som markeras genom övergången från de opåverkade proven 1

och 2, genom det ännu oligoklashaltiga, men kvartsrika och andalusitförande prov 3 till de antofyllit- och cordieritförande proven 4 och 5, denna serie visar på ett alldeles övertygande sätt, att här föreligger en omvandling av en oligoklaskvartsporfyr till en cordierit-antofyllit-kvartsit. De relikta kvartsströkornen, som framträda lika tydligt i den fullständigt omvandlade som i den opåverkade bergarten, utgöra ett bland de bästa bevisen för denna kemiska metamorfos.[1]

Det förefaller av omvandlingens utbredning sannolikt, att särskilt vinkeln mellan porfyrens gräns och skölen bildat en väg för de — med all sannolikhet uppstigande — lösningar, som förorsakat omvandlingen, men att även själva Knippskölen i någon mån spelat en dylik roll.

De olika malmtyperna.

I Falu gruva brytes, såsom redan s. 106 nämndes, svavelkis, kopparmalm och guldmalm, varjämte en del biprodukter erhållas. Kopparn förekommer alldeles uteslutande som kopparkis; det ytterst sällsynta uppträdandet av andra kopparhaltiga mineral (fredricit och geokronit) såsom sannolikt sekundära produkter endast understryker detta faktum. Varken bornit eller kopparglans ha iakttagits i gruvan.[2] Guldet förekommer alltid gediget.

Malmerna pläga indelas i följande grupper:

Hårdmalm, kopparkishaltiga partier i kvartsiten, med smärre mängder av andra sulfider. Genom tilltagande halt av svavelkis kunna hårdmalmerna övergå i

[1] Det synes vara en allmän regel, att kvartsströkorn icke undergå någon som helst förändring vid en bergarts silicifiering. Exempel på väl bibehållna strökorn i termalt förkislad bergart giva en del bergarter i undre avdelningen av Haukikomplexen vid Kiruna (se t. ex. P. GEIJER, Igneous rocks and iron ores of Kiirunavaara etc. s. 178) samt daciten vid Goldfield i Nevada (F. L. RANSOME, U. S. Geol. Survey, P. P. 66, s. 121).

[2] Den stundom påträffade gedigna kopparn har nog, åtminstone oftast, för sin uppkomst att tacka förhållanden, som stå i samband med gruvbrytningen.

Halvhårda malmer, vilka sålunda kunna karakteriseras som mycket sulfidrika partier av kvartsiten, innehållande betydligt mera pyrit än kopparkis.

Blötmalm är svavelkismalm, med insprängd kopparkis, ofta även med andra sulfider. Gångarterna äro alldeles underordnade och kunna vara kvarts, kalkspat eller amfiboler (aktinolit eller en cummingtonitartad amfibol).

»*Kis*» är svavelkis med så låg kopparkishalt, att den har sitt värde uteslutande i svavelhalten. »Kis» och blötmalm sammansätta *kisstockarna;* vad som nyss sagts om blötmalmens gångarter gäller även om »kisen».

Skölmalm kallas kopparkismalmer, som här och var uppträda i skölarna.

Guldmalmerna ansluta sig närmast till hårdmalmerna.

Hårdmalmerna.

Dessa äro så uttömmande skildrade av TÖRNEBOHM, att mycket litet finnes för mig att tillägga. För fullständighetens skull må dock dessa iakttagelser inordnas i ett referat av TÖRNEBOHMS beskrivning.

TÖRNEBOHM säger (*Falun*, s. 652) att hårdmalmerna »kunna karakteriseras såsom mer eller mindre utplattade och mot djupet utdragna klumpformiga partier af kvartsiten, i hvilka till dennes vanliga beståndsdelar kommit svafvelmetaller, nemligen kopparkis jämte något magnetkis och svafvelkis, samt stundom något litet zinkblende. Hårdmalmerna äro derför ej heller någonsin genom aflossningar skilda från den omgifvande kvartsiten. Öfvergången från det fyndiga till det ofyndiga plägar dock ske ganska hastigt, i allmänhet inom 2 à 3 *dm.* Vid malmkörtlarnas ändar sker dock öfvergången vanligen något mera småningom, och från den egentliga malmkörtelns slut mot djupet fortsätta i regel smala, kissprängda ränder nedåt i körtelns stupningsriktning.»

I detalj visar kopparkisens fördelning i den kvartsitiska massan stor inhomogenitet, i det den dels är samlad i strim-

mor och fläckar, dels bildar mera jämnt fördelade korn. Ofta kan man redan med blotta ögat urskilja huru kiskornen utfylla mellanrummen mellan övriga mineral (kvarts och silikater), särskilt plägar detta förhållande vara tydligt i kanterna av fläckar och strimmor av kis. Undantagsvis, såsom i malmen »Hönan», kan randningen av malmstrimmor bliva ganska regelbunden, men någon likhet med skiktning visar den ej.

Sekundära ådror av vit gångkvarts, med mycket kopparkis, äro vanliga i hårdmalmerna. Senare nybildningar torde även de ådror av kopparkis vara — ofta med kvarts eller stundom kalkspat — som ställvis uppträda i amfiboliter i hårdmalmernas omedelbara närhet.

Under mikroskopet kan man i hårdmalmerna identifiera kvartsitens vanliga beståndsdelar. Granat och andalusit synas saknas. Även bergartens strukturella utbildning är densamma som den ofyndiga kvartsitens, bortsett från de olikheter, som betingas av sulfidmineralens uppträdande. Kvartsen visar starka tryckinverkningar, av vilka Törnebohm lämnar en utförlig beskrivning (*Falun*, s. 659—660).

I kvartsitmassan mellan de större aggregaten av sulfidmineral ligga tämligen jämnt fördelade sulfidkorn, huvudsakligen kopparkis. Dessa korn äro ofta inneslutna i kvarts eller i cordierit, mera sällan i biotit; vanligare är dock, att de ligga på gränsen mellan kvartskornen. Både på pyrit och kopparkis plägar man kunna urskilja kristallbegränsning. Stundom äro dessa korn ordnade i kedjor, så att korta kisgångar bildas mellan kvartskornen. I ett fall ha analoga ådror av magnetit observerats.

Jämte sulfiderna träffar man icke sällan en i slipprov blekt blågrön spinell, tydligen den, som Törnebohm kallat pleonast. Jag har icke haft tillgång till material för en närmare bestämning av denna spinell, men vågar, på grund av den fullständiga överensstämmelsen i färg och mineralassociation med gahniten från Näverberg (jfr nedan), anse det så gott som säkert, att även denna spinell är en gahnit. Den uppträder

vanligen som oregelbundna, stundom flera millimeter stora korn, invuxen i kvarts eller i cordierit, och ofta associerad med zinkblände och litet kopparkis. Emot den sistnämnda visar den ofta kristallbegränsning, vilket aldrig är fallet mot andra mineral.

De större fläckarna av malmmineral bestå av en kornig massa där, enligt TÖRNEBOHM, den relativa åldern är växlande, men svavelkisen vanligen idiomorf. »Någon bestämd genetisk ordningsföljd synes sålunda ej förefinnas mellan de olika svafvelmetallerna, och deras olika grad af idiomorf utbildning synes mera bero på deras olika grad af kristallisationskraft, än på succession. Ej ens mellan svafvelmetallerna och magnetiten har någon bestämd succession kunnat påvisas» (*Falun*, s. 658). I kanterna av dessa större malmfläckar formar sig malmaggregatet, såsom redan nämnts, efter de övriga mineralen.

Slipprov av hårdmalm visa mycket ofta en brecciering av kvartsiten, där varje kvartskorn är krossat och brottstyckena hopkittade av sulfidmineral. Dessa företeelser äro säkerligen sekundära, av den art som plägar vara rätt vanlig i sulfidfyndigheter och på vilka de förut nämnda brecciartade partierna av gångkvarts och kopparkis giva ett exempel i större skala.

Dessa fall äro dock undantag (vilka även konstaterats av TÖRNEBOHM) och man kan fullt instämma i TÖRNEBOHMS omdöme att »i hårdmalmerna, sådana de nu befinna sig, ingå dervarande svafvelmetaller på ett fullt ut lika primärt sätt som de öfriga beståndsdelarna, kvartsen ej undantagen» (*Falun*, s. 659).

De *halvhårda malmerna* i typisk utveckling — i Lovisaområdet — visa icke några principiella strukturolikheter mot hårdmalmerna. Utom genom den högre svavelkishalten utmärkas de ställvis av en betydande zinkbländehalt.

Kisstockarna.

Kisstockarna skiljas nära nog alltid från sidostenen genom en skölbildning, en »gränssköl». Undantag från denna regel förekomma utmed Storgruvestötens sydsida, där kisen insänder uddar i leptit och kalksten, och genom »utspädning» hastigt övergår i dessa bergarter. TÖRNEBOHM har beskrivit förhållandet mellan kis och leptit i »Carl Gustavs klyft», en ort i södra väggen av Storgruvestöten (fig. 21); i övergången mellan leptit och kis saknar leptiten biotit, men är rik

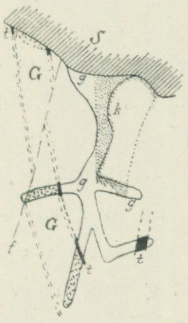


Fig. 21. Planskiss av »Carl Gustavs klyft», Falu gruva. Skala 1:1600. S Storgruvestöten; G kvartsporfyr (»felsit»), g leptit, k svavelkis, t amfibolit (»trapp»). Efter TÖRNEBOHM. [*Planskizze der »Carl Gustavs klyft», Faluner Grube. Masst. 1:1600.* S *Storgruvestöten, d. h. die grosse Pinge*, G *Quarzporphyr* (»*Felsit*»), g *Leptit*, k *Schwefelkies*, t *Amphibolit* (»*Trapp*»). Nach TÖRNEBOHM.]

på ljus glimmer. Djupare ned uppträder emellertid gränssköl även här.

I trakten av Fredriks schakt har jag på flera ställen iakttagit en gräns mellan kis och kalksten, som snarast tyder på att den förra förtränger den senare.

I övrigt är det blott på ena sidan av den »kvartsitbalk», som på djupet skiljer Storgruvekisen från de sydöstra kisstockarna, som sköl saknas. Gränsen är emellertid där knivskarp.

För de olika kisstockarnas form m. m. redogöres i en följande avdelning.

Med avseende på malmens sammansättning råder en viss olikhet mellan å ena sidan de sydöstra kisstockarna — de

gamla Källorts- och Drottningkiserna, numera oftare benämnda Kronorts-Haus- och Bockskäggskiserna — och å den andra sidan Storgruvekisen och kisstockarna i Lovisagruvan. I de förra äro större och mindre rester av kalksten vanliga, kvarts uppträder endast lokalt, men en kalkhaltig amfibol (aktinolit) är mycket vanlig. I de senare åter är »kalkig kis» sällsynt; kvarts är den vanligaste gångarten; om amfibol uppträder, så är den en Mg-Fe-amfibol (cummingtonit).

Malmen i de sydöstra kisstockarna är en fullkomligt massformig, vanligen tämligen finkornig svavelkis. Andra sulfider, som lokalt uppträda i större mängd tillsammans med pyriten, äro zinkblände, blyglans, magnetkis och kopparkis. Av dessa torde zinkbländet vara vanligast, men mängden är mycket växlande; stora delar av kisstockarna äro så gott som fullkomligt zinkfria, men lokalt kan bländet t. o. m. bli alldeles övervägande. Zinkbländerik malm visar stundom en tydlig, men ej skarp, randning av bländerika och av renare kisband. I ett fall har i dylik randig malm även observerats ett tumsbrett band av finkornig blyglans med inströdda pyritkuber. Randningen torde alltid gå parallellt med kisstockens begränsningsytor.

Blyglansen är i allmänhet helt underordnad; på några ställen är den dock samlad i större mängd.

Kopparkisen är mycket utbredd, men föga framträdande. Endast en ringa del av de sydöstra kisstockarna ha så hög kopparhalt, att kisen kan betecknas som blötmalm. De äldre gruvrummen, som drivits uteslutande efter koppar, följa mestadels kisens gränsskölar. På norra sidan av Källorts—Drottning-kiserna har den brytvärda[1] kopparmalmen, enligt SWABS ovan (s. 133) citerade gruvkartebeskrivning, sträckt sig 15—20 famnar (27—35 m) inåt kisen. På det hela

[1] Då kopparhaltens avtagande inåt kisen tydligen — ehuru successivt — varit ganska tvärt, torde brytvärdhetsgränsen i detta fall vara ungefär densamma nu, som på SWABS tid.

taget synes kopparhalten ha avtagit mot djupet. Av allt att döma, ha de sydöstra kisstockarna icke på långt när varit så viktiga kopparmalmproducenter som Storgruvekisen.

Det kan här vara på sin plats att påpeka, att den ganska vanliga beteckningen »kopparhaltig svavelkis», för kopparmalm av blötmalmens natur, är en teknisk, men icke en mineralogisk term. Det finnes ingen anledning antaga, att koppar kemiskt ingår i svavelkisen: i kopparhaltig kis, där ingen kopparkis kan urskiljas för blotta ögat, förekommer den som mikroskopiska korn.[1] Såsom teknisk term har naturligtvis beteckningen ifråga fullt berättigande.

Beträffande kopparkisens fördelning i blötmalmen är att framhålla, att den i allmänhet uppträder såsom en tämligen jämn inspängning av smärre fläckar, däremot endast sällan som åderartade partier, och aldrig i bandning, såsom zinkbländet ofta gör.

Svavelkisen är i allmänhet idiomorf gentemot de övriga malmmineralen, med kubisk utbildning. Mellan de övriga sulfiderna kan ingen idiomorfiföljd konstateras.

Törnebohm indelade kisstockarnes malm i kvartsig, kalkig och strålstensblandad kis, av vilka den förstnämnda skulle vara vanligast. Han antyder också, att de tre typerna uppkommit genom »förkisning» av resp. kvartsit, kalksten och skarn. Man får av hans framställning snarast det intrycket, att dylik »förkisning» av kalksten är en mera lokal företeelse. Inom de sydöstra kisstockarna är emellertid detta ingalunda fallet. Kvartsig kis är nämligen där helt underordnad. Sådan har dock bl. a. på flera nivåer iakttagits i närheten av Drottningschaktet. I densamma förekommer mycket rikligt en i slipprov svagt gulaktig, optiskt negativ amfibol med en vinkel c : c av 23°, sannolikt en cummingtonit. Därjämte uppträder ljust gulaktig granat. Däremot saknas både cordierit och antofyllit. På c:a 100 m avv. har jag på ett

[1] Jfr L. C. Graton och J. Murdoch, The sulphide ores of copper, s. 757 (Bull. Am. Inst. Min. Engineers, 1913).

ställe funnit några små kvartsitklumpar inne i kisen; i dem uppträda kloritaggregat som med all sannolikhet utgöra pseudomorfoser efter cordierit. Dessa kvartsitpartier äro skarpt begränsade mot kisen och genomsättas av smärre ådror av densamma. Detta är det enda ställe inom kisstockarna, där jag funnit något som tyder på närvaro av cordierit.[1]

Inom mycket stora delar av dessa sydöstliga kisstockar kan man, nära nog var man söker, påvisa större eller mindre

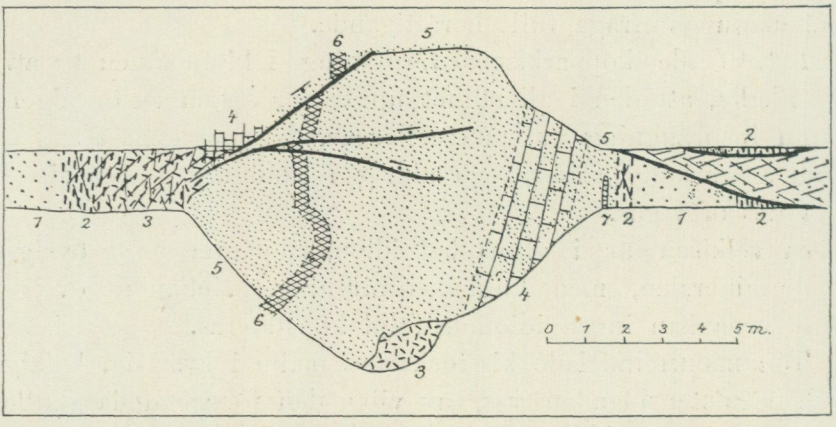


Fig. 22. Planskiss av »Allmänna Kriget», Falu gruva (april 1915). 1 kvartsit; 2 sköl, starkt skivig; 3 strålstensskarn (aktinolit) förträngande kalksten (det med 3 betecknade partiet längst ned på bilden är en skölartad aktinolitmassa); 4 kalksten; 5 svavelkis; 6 amfibolit (»trapp»); 7 kvartsporfyr (»felsit»). Glidplan svarta. [*Planskizze von »Allmänna Kriget», Faluner Grube (April 1915). 1 Quarzit; 2 gepresster »Sköl»; 3 Strahlstein (Aktinolith), Kalkstein verdrängend (3 ganz unten im Bilde bezeichnet eine »Sköl»-artige Aktinolithmasse); 4 Kalkstein; 5 Schwefelkies; 6 Amphibolit (»Trapp»); 7 Quarzporphyr (»Felsit»); Rutschebenen schwarz.*]

kalkstenspartier som inneslutningar i kisen. Kalkstenen är vanligen medelgrov eller finkornig, stundom dolomitisk, och för ofta en hög halt av serpentinpseudomorfoser, sannolikt efter kondrodit. Man finner dylika inneslutningar om flera meters tvärgenomskärning, och stycken — rundade eller

[1] Här bortses naturligen från de här och var inom kisstockarna uppträdande skölarna.

kantiga — av mindre dimensioner, ända ned till små fläckar av kalkspatkorn. Ofta nog ser man litet svavelkis såsom impregnation i kalkstensfläckarna, men vanligare är, att den kompakta kismassan äter sig in i kalkstenen i form av gångar och ådror, som stycka kalkstensblocken i allt mindre bitar. Kisens förhållande till kalkstenen erbjuder ett det vackraste tänkbara exempel på en »förträngningsbreccia», en i metasomatiska malmer vanlig företeelse. Ett av de bästa

Fig. 23. Kalksten (vit till ljusgrå) som förtränges av svavelkis (mörkgrå till svart) med litet aktinolit. 3/4 nat. st. »Allmänna Kriget», Falu gruva. [*Kalkstein (weiss bis hellgrau), der durch Schwefelkies (dunkelgrau bis schwarz) mit etwas Aktinolith verdrängt wird. 3/4 nat. Gr. »Allmänna Kriget», Faluner Grube.*]

områdena för ett studium av detta förhållande erbjudes i arbetsrummet Allmänna Kriget, å 143 m avv. (fig. 22 och 23).

Förhållandet mellan kalksten, kis och aktinolit visar, att aktinoliten uppstått tillsammans med kisen, och att den sålunda tillhör dennas bildningsperiod. Man kan sålunda ej kalla den aktinolitrika kisen »förkisat skarn». Aktinoliten,

som vanligen är av en ljusare eller mörkare grön färg (i slipprov färglös), uppträder i form av regellöst inströdda eller parallellt anordnade stänglar, vanligen med ganska god idiomorfi i prismazonen, men ofta längs genomgångarna genomdragen av små kisådror. I zinkbländerik kalkig kis har några gånger en vit tremolit observerats i aktinolitens ställe. Biotit och klorit äro mera ovanliga beståndsdelar i malmen. Smärre individ av diopsid (malakolit) ses ibland. I silikatrik kis är svavelkisen ofta utbildad i större individ än vanligt, och proportionen av andra sulfider, såsom zinkblände och

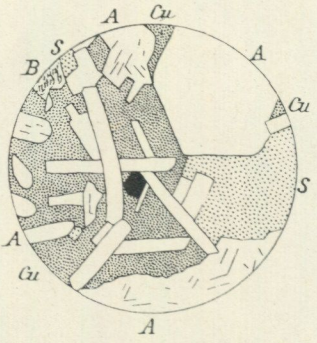


Fig. 24. Anhydrit och sulfider, som förträngt kalkspaten i ofikalcitisk kalksten. Tumlaren, Falu gruva. Obetydligt förstorad. A anhydrit; B blyglans; Cu kopparkis; S svavelkis (pyrit); svart serpentin. [*Anhydrit und Sulfide, die den Kalkspat in ophikalzitischem Kalkstein verdrängt haben. Tumlaren, Faluner Grube. Unbedeutend vergrössert. A Anhydrit; B Bleiglanz; Cu Kupferkies; S Schwefelkies (Pyrit); schwarz Serpentin.*]

magnetkis, högre än i den mera homogena malmen. Någon alldeles bestämd regel är detta dock icke.

Till den kalkiga kisens mineral är även anhydrit att räkna. Jag har dock ej iakttagit den i fast klyft. Vid Drottningschaktets mynning ligga talrika stycken av kalkig svavelkis med smärre aggregat av anhydrit. Stuffer i en gammal samling på Riksmuseet (sannolikt Bergscollegii samling), etiketterade »Tungspat, Tumlaren, Falu grufva»,[1] innehålla ingen tungspat utan bestå av anhydrit jämte serpentin och kiser. Anhydriten har här fullständigt ersatt kalkspaten i

[1] Tumlaren är en ort Ö om Fredriks schakt å 275 m avv.

en ofikalcitisk kalksten, vars serpentiniserade kondroditkorn ännu finnas kvar. Kopparkis och pyrit utfylla mellanrummen mellan tavlorna av anhydrit (fig. 24).

Tydligen är anhydriten bildad i ett nära samband med sulfiderna. Törnebohm (*Falun*, s. 687) uppgiver anhydrit från Tumlaren och Palmqvists Försök, »invuxen i strålstenssköl (enligt befintliga stuffer)». Troligen är det fråga om aktinolitskarn ur kalkig kis. Samma förf. angiver tungspat i Tumlaren och i södra kupan vid Fältkammaren. Då emellertid förr, såsom framgår av vad ovan meddelats, anhydrit tagits för tungspat, och då de äldre mineralogierna icke upptaga tungspat såsom funnen i Falun, så är det att antaga, att detta mineral bör avföras från fyndighetens minerallista.

Tavla 2 åskådliggör utbredningen av kalkstensrester i de sydöstra kisstockarna på 235 m avv. Såsom av kartan framgår, äro dylika rester påvisade över stora delar av området ifråga. På några tiotal meters större djup, i Haus-arbetet, där den västligaste av de å kartan återgivna båda kislinserna också brytes, har den däremot befunnits vara åtminstone till största delen alldeles fri från kalkstensfläckar. Samma ojämnhet i kalkstensresternas fördelning kan iakttagas även på andra ställen: i Allmänna Kriget, å 143 m avv., är kalksten träffad innanför kisens södra gränssköl, och i än större kvantitet strax innanför den norra (jfr fig. 21), medan i Överortarbetet, c:a 45 m högre upp, endast mera obetydliga kalkstensfläckar ha påvisats.

På det hela taget är dock kalkstenen så allmänt spridd inom de sydöstra kisstockarna, att man med säkerhet kan säga, det minst tre fjärdedelar av dessa kisstockars massa uppstått genom förträngning av kalksten (och dolomit).

Den del, om vilken detta icke gäller, är, såsom förhållandena i »Carl Gustavs klyft» visa, uppkommen genom förträngning av leptit. Detta bildningssätt torde dock, vad de sydöstra kisstockarna angår, ha varit alldeles underordnat.

Av Storgruvekisen finnes en del åtkomlig i dagen vid Stötens nordvästra rand. Kisen är där mycket starkt kvartsig, men utan kvartsitens vanligaste silikatmineral, biotit, antofyllit och cordierit. Däremot för den, ofta synnerligen rikligt, en i stuff gröngrå, i slipprov färglös amfibol, som mycket liknar den cummingtonit, som ovan omnämndes såsom ställvis förekommande i närheten av Drottningschaktet. Från denna skiljer den sig emellertid genom den optiska orienteringen, i det vinkeln c : c ej överstiger 4°. Kisen har här mycket ofta en konglomeratliknande utbildning, i det att ända till huvudstora klumpar av glasig kvartsit, med enstaka pyritkuber och biotitfjäll, ligga i den strålstensrika kisen.

Det inre av Storgruvekisen är numera åter väl blottat, genom de arbeten, som pågå på c:a 240—250 m avv. (»Trean»). Arbetsrummen äro helt och hållet i kis, som i stort sett är homogen, men i detalj mycket växlande till sammansättningen. Kalkig kis är här sällsynt, men några små strimmor av kalksten — ej mer än ett par decimeter långa — ha dock träffats. Däremot är kisen ofta amfibolrik och mycket ofta starkt kvartsig. Amfibolen är densamma, som nyss ovan beskrevs; i ett slipprov från Trean går vinkeln c : c ej över 2°. Denna amfibol torde, trots sin egendomliga optiska orientering, vara att räkna till den monoklina $(Mg,Fe)SiO_3$-serien, kupfferit-cummingtonit-grünerit. Beck[1] har från Saxberget (Långfallsgruvan) beskrivit en amfibol med c : c = 6°, vilken genom analys befanns tillhöra denna serie. I hittills föreliggande material är det ingenting som tyder på att orienteringen hos mineral i denna serie står i något beroende av proportionen $MgSiO_3 : FeSiO_3$. I förbigående må här påpekas den intressanta analogien mellan pyroxener och amfiboler av sammansättningen $(Mg,Fe)SiO_3$. I båda grupperna finnes en rombisk och en monoklin isomorfiserie, och i båda finner man fall som bilda en till synes kontinuerlig serie från den monoklina till den rombiska orienteringen, medan man i andra fall

[1] Tscherm. M. P. M. 1901, s. 382.

finner pyroxener resp. amfiboler av de båda kristallsystemen i homoaxial sammanväxning.[1] (Se vidare s. 251.)

Den amfibol, som uppträder allmänt i Storgruvekisen, är sålunda en cummingtonit och icke en kalkrik aktinolit eller tremolit. Den sistnämnda är uppenbarligen karakteristisk

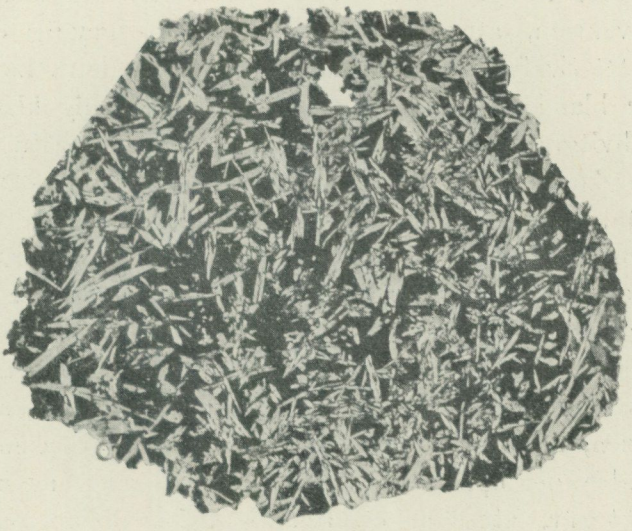


Fig. 25. Svavelkis med amfibol och litet kvarts. Storgruvekisen, Falu gruva. Foto. av slipprov i 4 ggr först. och vanligt ljus. [*Schwefelkies mit Amphibol und etwas Quarz. »Storgruvekisen», Faluner Grube. Photogr. eines Dünnschliffes, Vergr. 4, gewöhnl. Licht.*]

för den kis, som förtränger kalksten, medan det knappast kan vara troligt, att den cummingtonitförande kisen uppkommit på detta sätt.

Kvartsen i »Treans» kis uppträder dels såsom små fläckar, som äro aggregat av relativt stora korn (äldre gruvbeskrivningars »saltslag»), dels som körtlar och fläckar av ljusgrå, än glasig, än finkornig kvartsit, ofta med rikligt insprängd svavelkis. Kisens huvudmassa kan snarast kallas medelgrov. I den kvartsitfläckiga kisen ses ganska mycket zinkblände, blyglans och kopparkis. En del av densamma kan betecknas som halvhård malm.

[1] ESKOLA har beskrivit talrika exempel på sådan sammanväxning av cummingtonit och antofyllit.

I »Hvilan», ett mindre arbetsrum nära Storgruvekisens östra gräns å 275 m avv., är kisen dels ganska ren, dels zinkig, ställvis kvartsig men på andra håll kalkig.

Äldre gruvbeskrivningar, såsom SWABS redan citerade beskrivning av år 1798, uppehålla sig huvudsakligen vid kopparkisens fördelning. SWAB uppgiver emellertid beträffande Storgruvekisen, att »en blekgul, dels grofgrynig dels fingrynig tät Svafvelkis utgör mästa delen av detta Lager som dock är blandadt dels med tät klar, dels grynig klar qvarts någon hvitgrå kalk och här och där Glimmer. Kopparmalmen förekommer dels fint inblandad i Kisen, dels derb, tät och grön, samt stundom blandad med blekgul och lefwerbrun Kis, grofbladig svart Blände och fingnistrig Blyglantz.» Dessa uppgifter visa, att de delar av Storgruvekisens inre, som nu äro tillgängliga i »Trean», kunna anses representativa för hela dess massa. Kalkstensresternas sällsynthet samt cummingtonitens stora utbredning göra det högst sannolikt, att Storgruvekisen, i motsats till de sydöstra kisstockarna, endast till en mindre del uppkommit genom förträngning av kalksten. Sannolikt är, att den ersätter leptitiska bergarter. Man måste utgå ifrån, att den kvartsiga och cummingtonitförande kisen till sitt bildningssätt mycket nära överensstämmer med den kalkiga och aktinolitförande.

Även i Storgruvekisen har kopparkisen varit rikast närmast gränsskölarna, men god malm har även uppträtt mitt inne i kisstocken. SWABS uppgifter äro ganska vaga — helt naturligt, då man redan på hans tid måste i stor utsträckning stödja sig på äldre källor. Han uppgiver, att malmen varit god utmed Prins Gustavs sköl i V, men ej i S, samt bäst utmed Liljenbergs sköl, Storgruvekisens gränssköl i NO och Ö, där den varit brytvärd till 5 à 6 famnars (9—11 m) bredd. Mitt inne i kisstocken skall brytvärd malm ha funnits »på hela det arbetade djupet». På större djup, från c:a 300 m,[1] skulle kisen alltigenom varit brytvärd.

[1] Den uppgivna siffran (170 famnar) synes väl hög.

Hj. Sjögren har beräknat,[1] att den under 1600-talet brutna malmen sannolikt haft en kopparhalt av inemot 10 %. Det är dock ovisst, huruvida blötmalmens kopparhalt i allmänhet nådde detta värde, då vid denna tidpunkt även rika skölmalmer bidrogo att höja medelhalten i den brutna malmen. Sjögrens beräkning, som stöder sig på en jämförelse mellan gruvans kopparproduktion och den (ungefärligen uppskattade) totala malm- och bergbrytningen, måste dock i varje fall anses visa, att de övre delarna av de stora kisstockarna varit kopparrikare än de djupare.

Lovisagruvans kis har ungefär samma karaktär som den vid Storgruvekisens nordvästkant. Den är kvartsig, delvis t. o. m. mycket kvartsrik och konglomeratliknande.

Guldmalmerna.

Kopparmalmerna hålla 2 till 3 gr guld pr ton, mera i hårdmalmerna än i blötmalmerna. De malmer, som brytas uteslutande för sin guldhalt och som sålunda böra betecknas som guldmalmer, indelas i »egentlig guldmalm» med för blotta ögat skönjbart guld, och »selenmalm», som är fattigare och utan synligt guld, men rik på det guldet åtföljande selenhaltiga mineralet weibullit (galenobismutit). Guldmalmer äro endast kända från det östra hårdmalmsområdet.

Beträffande guldmalmernas geologi och petrografi har intet nytt kommit i dagen, varför i fråga om detaljer hänvisas till Törnebohms mycket utförliga skildring av desamma.

Guldets karakteristiska ledsagare är det av vismut, bly, svavel och selen enligt formeln $2\,PbS \cdot Bi_4S_3Se_3$ sammansatta mineral, som av Flink[2] uppställts såsom eget mineralspecies under namnet weibullit. Sällsynt har också träffats det endast härifrån kända mineralet platynit $(PbS \cdot Bi_2Se_2)$[3]

[1] Hj. Sjögren, The Falun Mine. Guide 31, 11. int. geol. kongr., Stockholm 1910.

[2] Bidrag till Sveriges Mineralogi, 2, s. 4 (K. V. A. Arkiv f. Kemi etc. Bd 3, n:r 35).

[3] Flink, l. c., s. 5.

samt ett annat ej närmare känt mineral troligen tillhörande samma grupp.[1]

Guldet och selenmineralen träffas huvudsakligen i ådror eller mera oregelbundna klumpar av kvarts av ett från den omgivande normala kvartsitens något avvikande utseende. I dessa ådror finnas även kiser (kopparkis och svavelkis), biotit och antofyllit. Den sistnämnda uppträder i form av små rundade korn, sålunda med helt annan utbildning än i kvartsiten. I övrigt föreligger även strukturellt väsentliga överensstämmelser mellan den guldförande kvartsen och kvartsiten.

Fig. 26. Guldmalm, Falu gruva. Först. 16 ggr. Svart = guld; grått = selenhaltig galenobismutit (weibullit); grått med svart prickning = kopparkis; vitt = kvarts; vitt med tjockare konturer = antofyllit. Efter TÖRNEBOHM. [*Golderz, Faluner Grube. Vergr. 16. Schwarz = Gold; grau = selenhaltiger Galenobismutit (Weibullit); grau mit schwarzer Punktierung = Kupferkies; weiss = Quarz; weiss mit dickeren Konturen = Anthophyllit. Nach* TÖRNEBOHM.]

Undantagsvis finnes dylik kvarts med selenmineral men utan samtidig halt av guld till brytvärd mängd.

[1] FLINK, l. c., s. 7.

Det är, som nämnt, i det östra hårdmalmsområdet som guldmalmerna uppträda. De äro där rikligare i de högre nivåerna, men gå ungefärligen lika djupt som hårdmalmerna. TÖRNEBOHM betonar, att de rikaste fynden gjorts i en del av gruvan (»Menka»), där särdeles omfattande veckningsrörelser försiggått, ävensom att guldmalm aldrig träffats långt från »grå trapp», och gärna »i närheten af trappveckens spetsar». Han vill därför se något orsakssammanhang mellan de intensiva rubbningarna i bergmassan i »Menkavecket» och guldets uppträdande just där. Emellertid upptäcktes för några år sedan god guldmalm nära dagytan i Bockbackens södra del omedelbart *väster* om Wredegången, sålunda inom en del av gruvan, där dylik malm ej förut träffats, och där inga säkra spår av veckningsrörelser kunnat konstateras (jfr s. 169).

Det finnes därför numera icke någon anledning att antaga, det stark veckning av bergmassan varit någon nödvändig förutsättning för guldmalmernas bildning. Om så varit fallet, skulle man kunnat tänka sig att dessa malmer bildats genom ett slags »lateralsekretion», ett utdragande av guldhalten ur hårdmalmerna. Nu måste man anse guldmalmerna såsom mycket nära besläktade med hårdmalmerna, men troligen yngre än dessas huvudmassa, snarast representerande den sista fasen av den malmbildning, genom vilken hårdmalmerna uppstått.

Skölmalmerna.

Skölmalmerna äro kopparkisrika partier i skölarna. Dessa malmer äro i allmänhet för länge sedan utbrutna, men här och där finner man ännu skölpartier med en rik impregnation av kopparkis eller med större körtlar av detta mineral. Även svavelkis, magnetkis, zinkblände och blyglans träffas i skölarna.

Den rikaste skölmalmen synes ha varit den i de övre delarna av Knippskölen anstående, vilken enligt TÖRNEBOHM bestod av helren kopparkis med inväxta svavelkistärningar. Enligt samme sagesman skall malmen ha haft fältstupning åt SV,

så att skölen i Mårdskinnsgruvan blev ofyndig redan på 80 m djup, i det malmen flyttade sig inåt Storgruvan, där den dock mot djupet utgick. TÖRNEBOHM angiver ej källan för dessa uppgifter, som måste vara mycket gamla, då SWAB i sin skölkartebeskrivning skildrar de brutna delarna av Knippskölen såsom otillgängliga. SWAB uppgiver, att rik malm i denna sköl brutits även på så stort djup som i Kedjerummet på omkring 170—190 m avvägning.

Utom kopparmalm har i undantagsfall också blymalm i brytvärd mängd träffats i skölarna. Tillsammans med blyglans ha geokronit och fredricit träffats i Gustavs sköl i arbetsrummet Greven.[1]

Det fyndiga områdets tektonik.

En utredning av Falu gruvas tektonik skulle varit svår nog, även om geologen från början följt brytningen av fyndigheten; nu, då stora delar av området äro otillgängliga, är uppgiften ytterligare försvårad.

Man måste utgå därifrån, att malmbildningen är epigenetisk, d. v. s. yngre än de omgivande bergarterna: kisstockarna ha, såsom ovan visats, bildats genom förträngande av kalksten och leptit, kvartsiten och hårdmalmerna torde ha uppkommit genom en väsentligen samtidig och likartad omvandling av leptit. Malmernas och de åtföljande bergarternas mineralsammansättning och strukturella utbildning tyda på, att dessa omvandlingar försiggått djupt ned i jordskorpan. För att bringa den till sitt ursprung suprakrustala leptitformationen i ett dylikt läge krävas betydande rubbningar i berggrunden. Därför hava omvandlingarna säkerligen drabbat en formation, som redan varit mer eller mindre veckad och väl även genomsatt av förkastningar — ja, det är t. o. m. sannolikt, att malmbildningens lokaliserande just hit berott därpå, att berggrunden här varit i särskilt hög grad sönderbruten och därigenom givit de malmbildande lösningarna bättre tillfälle till inverkan.

[1] HJ. SJÖGREN, G. F. F. 5, s. 82.

Utgående från denna uppfattning finner man, att malmerna och deras gångarter kunna till stor del bliva till sin form oberoende av den äldre berggrundens skiktstruktur, där en sådan förefunnits, men i andra fall kunna noga ansluta sig till densamma, exempelvis genom att ersätta en kalkstenslins men icke omgivande leptitbergarter.

Det är vidare att antaga, att betydande rubbningar i berggrunden pågingo även samtidigt med omvandlingarna, vilka ju måste kräva en avsevärd tid, och att dessa rörelser fortsatte åtminstone någon tid efter det malmbildningen var i huvudsak avslutad. Till samma period — i stort sett — som malmbildningen torde även intrusionen av porfyr- och amfibolitgångarna vara att förlägga. Slutligen ha smärre förkastningar förekommit efter det alla veckningsrörelser avstannat.

Både veckningar och förkastningar äro påvisade i Falu gruva. Frånvaron av skiktning i bergarterna lägger stora hinder i vägen för tektonikens utredande; de talrika eruptivgångarna kunna endast helt nödtorftigt fylla denna brist.

De nyssnämnda, relativt unga förkastningarna äro samtliga obetydliga. Utom av det raka förloppet karakteriseras de av sprickfyllnadens natur, i det denna i regel är en vanlig förkastningsbreccia och icke består av några av de för skölarna typiska mineralen.

I alla avseenden viktigare äro de stora skölarna, som ofta äro förkastande. Wredegångens avskärande genom Knippskölen visar, att denna sköl betecknar en förkastning med ett högst betydande belopp i horisontal led, oavsett vad den vertikala rörelsen kan ha varit. Norr om Knippskölen har Wredegången ej kunnat med säkerhet återfinnas. Hyllnings- och Örnsköldsgångarnas avskärande genom skölar bilda analoga fall. Erik-Mats-skölen, som i S begränsar dessa gångar, är till sin karaktär påfallande lik Knippskölen och pekar rakt på denna (jfr tavl. 3).[1]

[1] På grund av iakttagelser, för vilka här ej kan närmare redogöras, har jag antagit ett förlopp för Erik-Mats-skölen, som något avviker från Törnebohms uppfattning av densamma.

Beträffande förhållandet mellan kisstockarnas gränsskölar och porfyrgångarna kan ingen allmän regel formuleras. Hyllningsgången torde, såsom TÖRNEBOHM angivit, avskäras av Storgruvekisens södra gränsskӧl.[1] Huru Wrede- och Carl-Gustavs-gångarna förhålla sig vid skärningen med Bockskäggskisens gränsskölar är ännu obekant, då brytningen ingenstädes blottat dessa punkter, men säkert känt är, att gångarna fortsätta in i kisstocken med alldeles samma form som utanför densamma. Om någon förkastning förefinnes vid gränsskölen, måste den i varje fall vara obetydlig.

En betydande förkastning, ej markerad av någon sköl, framgår *inne i* Bockskäggskisen. TÖRNEBOHM har påpekat de stora överensstämmelserna mellan Wrede- och Carl-Gustavsgångarna, och har framhållit möjligheten av att de utgöra delar av samma gång, skilda genom en förkastning. Om Wredegången yttrar han bl. a. (*Falun*, s. 648), att den »i sin sydligaste del på djupet — — ser ut att vara sönderbruten och något böjd i riktning mot Storgrufvekisen». Gruvarbeten, som utförts efter slutet av TÖRNEBOHMS undersökningar, lämna viktiga bidrag till tydningen av tektoniken i denna punkt. På 194 m och på 235 m avv. har en porfyrgång träffats, som i allt väsentligt överensstämmer med Wrede- och Carl-Gustavs-gångarna (vilken sistnämnda ej förut varit känd djupare än till 60 m avv.) och som ligger 50 resp. 30 m V om Wredegången på dessa nivåer. Det kan ej betvivlas, att vi här ha funnit Carl-Gustavs-gångens fortsättning på djupet. De petrografiska likheterna i porfyren och dess salbandsgångar, mäktigheten, riktningen och gångens fortsättande över kisstockens sydöstra gräns äro här avgörande fakta.[2] Även Wredegångens förhållande inom samma

[1] TÖRNEBOHM betraktar ej denna sköl som gränsskӧl, då han ej vill föra den mycket kvartsiga kisen till kisstocken. Enligt min mening är denna uppfattning missledande, jfr s. 174.

[2] Gången måste dock mellan de kända punkterna å 60 m och 194 m genom en eller flera förkastningar, analoga med dem som stycka upp Wredegången, ha förskjutits så, att den djupare belägna delen förts något åt Ö

område har blivit bättre belyst än förut, varigenom riktigheten av TÖRNEBOHMS uttryck bekräftats: gången är »sönderbruten och något böjd i riktning mot Storgrufvekisen». I arbetsrummet Allmänna Kriget, å 143 m avv., har Wredegångens sydände i kisen blottats.[1] Gränsen mot kisen är tydlig och tämligen rak, men markeras icke av någon släppa, porfyren närmast gränsen är starkt sprickig. Genom glidningar utefter en serie plan har gången intill gränsen böjts av mot NV, dock endast helt obetydligt. Efter observationer på denna punkt är motsvarande avskärning å c:a 235 m avv. konstruerad å tavl. 2.[2] En ort, som drivits utmed Carl-Gustavs-gångens västra sida å denna sistnämnda avvägning i avsikt att blotta gångens avskärning i kisen, visar en alldeles liknande omböjning pekande mot Wredegången (se tavl. 2). Även här är porfyren starkt sprickig, och gränsen mot kisen klar men utan släppa. Gränsen mellan kis och porfyr går i båda fallen i ungefär samma riktning, varjämte, som nämnt, omböjningarna peka mot varandra. Det är därför tydligt, att här föreligger en avslitning av gången, som skett genom en förkastning med en viss grad av medsläpning av gångens båda delar genom en serie glidplan. En dylik medsläpning är ju en vanlig företeelse vid förkastningar, även vid sådana som ägt rum helt nära jordytan. Man får därför ej uppfatta densamma såsom något bevis för, att avslitningen skett genom intensiv plastisk veckning, vilket ingalunda varit fallet.

Ett mycket anmärkningsvärt drag är den fullkomliga avsaknaden av en synlig förkastningslinje. Ingen sådan har kunnat spåras i kisen. Detta kan ju bero därpå, att dylika sprickor lätt hopläkas genom sekundära omflyttningar inom kisstocken, men man kan ej heller alldeles avvisa den möj-

[1] Denna punkt ligger Ö om den del av rummet, som visas av fig. 22.

[2] Sannolikt beror även gångens till synes stora mäktighet närmast avskärningen på smärre förkastningar, om vilkas förlopp dock ingen förmodan kunnat i kartbilden uttryckas.

ligheten, att förkastningen skett redan innan kalkstenen härstädes blivit ersatt av kis, och att porfyrgången sålunda är äldre än malmbildningen.

På större djup närma sig Wrede- och Carl-Gustavs-gångarna än mera varandra. Förskjutningens belopp avtager sålunda från sitt största kända värde vid dagytan till nära noll på omkring 350 m djup (jfr nedanstående fig.).

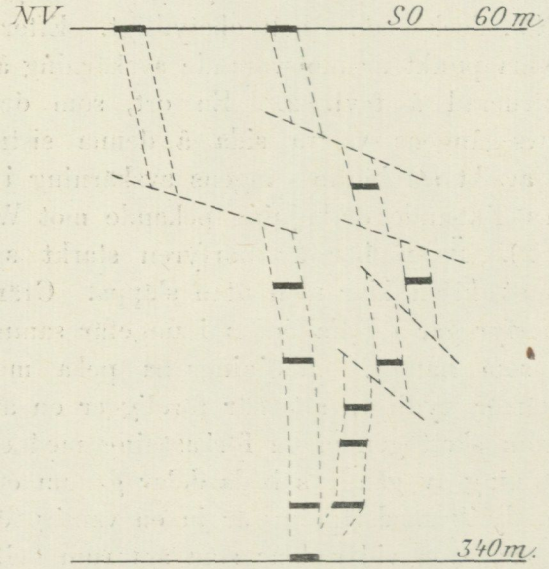


Fig. 27. Vertikalprofil, visande Carl-Gustavs-gången (t. v.) och Wredegången (t. h.) i projektion på det förkastningsplan, som skiljer dem åt. Kända delar av gångarna i svart. Smärre förkastningar schematiskt angivna. Siffrorna angiva djup under gruvans nollpunkt. [*Vertikalprofil, den Carl-Gustavs-Gang (links) und den Wrede-Gang (rechts) in Projektion auf der Verwerfungsebene zeigend, die sie von einander trennt. Bekannte Teile der Gänge in Schwarz. Kleinere Verwerfungen schematisch angegeben. Die Zahlen geben die Tiefe unter dem Nullpunkt der Grube an.*]

Vissa av gruvans eruptivgångar äro förkastande. Sålunda genomsättes Wredegångens mellersta del av flera sinsemellan parallella amfibolitgångar, strykande i NO (ungefär parallellt med Knippskölen) och stupande tämligen flackt mot SO. Gångarna äro ungefär halvmeterbreda. Deras förlopp har noga studerats av TÖRNEBOHM[1]

[1] Man jämföre gruvkartan över Falu gruva.

Beträffande de *veckningar*, som förekommit inom det fyndiga området, är det lämpligast att utgå från TÖRNEBOHMS framställning, och undersöka de fakta på vilka den stöder sig. TÖRNEBOHM ansåg, att inga veckningar förekommit inom det område, där Wredegången stryker fram, eftersom denna icke visar några som helst tecken till veckning. Däremot skulle veckning i stor utsträckning bestämma bergarternas fördelning — och särskilt eruptivgångarnas förlopp — inom det östra hårdmalmsområdets östligare del, ävensom i Lovisagruvan. Av eruptivgångarnas förlopp i östra hårdmalmsområdet slöt sig TÖRNEBOHM till existensen av två veckningsperioder. Den första, med nordostlig riktning hos veckningsaxeln, spårade han särskilt i amfibolitgångarnas förlopp S om Creutz' schakt (»Långgruvetrappernas vecksystem»). Den senare veckningen (»Menkavecket») har en riktning i NO till ONO och framträder i formen hos en del porfyrpartier S om »Långgruvetrapperna», ävensom i »Meijenholtztrapperna».

Porfyrerna längst i SO uti östra hårdmalmsområdet äro i stor utsträckning tydligt tryckpåverkade. Kristallisationsskiffrighet är ej ovanlig, åtföljd av en utbildning av muskovit, som ger bergarten ett glimmerskifferartat utseende. Ehuru delade meningar kunna råda om detaljer i detta områdes tektonik, torde intet kunna anföras mot huvuddragen i TÖRNEBOHMS uppfattning av de ifrågavarande porfyrpartiernas form.

TÖRNEBOHMS viktigaste bevis för »Långgruvetrappernas» veckning är förloppet av en gång i rummet Trasenberg (jfr fig. 28), vilken därför av mig underkastats en mycket detaljerad undersökning. Härvid befunnos amfibolitens konturer i rummets södra del vara ungefärligen sådana, som de äro framställda i bilden. Emellertid ha inga biotitrika, skiffriga partier iakttagits i amfiboliten, under det sådana äro vanliga vid de punkter, där veckning med säkerhet förekommit. Den lilla amfibolitgång, som genomsätter svavelkisen i Allmänna Kriget (jfr fig. 22), visar — utom avskärning genom förkastningar av relativt ungt datum — en deformation lik den som drabbat gången i Trasenberg. Här kan man emel-

lertid tydligt se, att veckningen försiggått så, att vid omböjningen uppstått sprickor, efter vilka glidningar ägt rum. Ehuru företeelsen kanske bör betecknas som veckning, är det uppenbart, att den är nära besläktad med den som visar sig i avslitningen av Wrede—Carl-Gustavs-gången.

I varje fall är det obestridligt, att »Långgruvetrapperna» äro deformerade i den riktning, TÖRNEBOHM antagit. Även »Menkaveckets» existens och riktning synes klart ådagalagd.

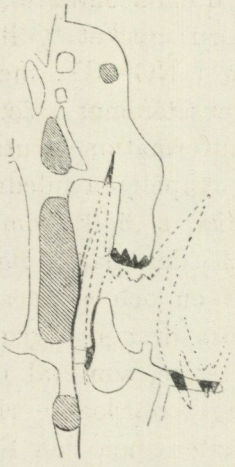


Fig. 28. »Långgruvetrappernas» veckning å 52 m avv., enl. TÖRNEBOHM. Skala 1 : 1 600. Observerad »trapp» svart. Rummet »Trasenberg» t. h. i mitten. [*Die Faltung der Långgruve-Amphibolite in 53 m Tiefe. Nach* TÖRNEBOHM. *Masst. 1 : 1600. Beobachteter Amphibolit schwarz. Der Abbau »Trasenberg» rechts in der Mitte.*]

Däremot har jag icke kunnat finna, att uppfattningen av Menkavecket såsom en yngre företeelse, så att säga övertryckt på ett äldre (Långgruve-) vecksystem, har tillräcklig grund i observationsmaterialet. Det är i stället möjligt att dessa båda veckningar stå i mycket nära samband med varandra; riktningarna — i synnerhet Menkaveckets — komma nära den allmänna veckningsriktningen i leptitformationen i denna trakt.

Säkert är, att TÖRNEBOHMS bild av veckningarna inom östra hårdmalmsområdet endast får uppfattas som ett kvalitativt angivande av de veckningar, som förekommit. Deformationens kvantitativa belopp däremot torde i flera fall — sär-

skilt gäller detta om »Meijenholtztrapperna» — icke alls vara så stort som TÖRNEBOHMS kartbild visar. Under de senaste årens brytning av Bockskäggskisen har det framgått, att denna kisstock icke visar någon tydlig inverkan av veckning, vare sig av Långgruve- eller av Menka—Meijenholtz-systemen. Därest dessa veckningar vore av den betydelse, som TÖRNEBOHM antagit, skulle de näppeligen kunnat undgå att framträda i kisstockens form.[1]

Inom det västra hårdmalmsområdet har jag i Sandels ort å 38 m avv. iakttagit en mycket tydlig veckning av en sköl. Veckningsaxeln stryker i NO—SV, med brant stupning mot SV. Riktningen överensstämmer således även här med den som iakttagits i leptitformationen utanför det fyndiga området. Däremot finnes näppeligen anledning att, såsom TÖRNEBOHM velat göra (*Falun*, s. 650) kombinera Hyllnings- och Örnsköldsgångarna och den flackt liggande porfyren i Lovisastöten till delar av en och samma, starkt veckade gång.

Se vi åter på de stora dragen i gruvans geologi,[2] så möta vi där genast en företeelse, som väl låter tyda sig som beroende på en veckning i nordostlig riktning. Förloppet av gränsen mellan kvartsiten och den SV om gruvan uppträdande leptiten antyder nämligen ett veck med axelplanet i NO—SV och brant stupning mot SO samt axeln stupande brant mot SV.[3] I leptiten i Storgruvestötens södra vägg framträder axelplanets sydostliga stupning som en tydlig sträckning, synlig på långt håll.

I kisstockarnas form däremot kan icke någon bestämd veckningsriktning spåras. Likväl visa dessa malmkroppar en mycket tydlig sydostlig fältstupning. För Storgruvekisen kan denna sättas till omkring 65°. Emellertid deltager kisstoc-

[1] Även om kisen skulle vara yngre än gångarnas veckning, borde likväl formen av den kalksten, genom vars förträngande denna kisstock bildats, vara bestämd av samma veckning.

[2] Jfr bilderna å tavla 3.

[3] Detta förhållande utesluter naturligen icke att kvartsiten kan ha bildats genom förträngning av en del av leptiten, först sedan leptitformationen redan blivit veckad.

kens östra och sydöstra vägg endast till ett visst djup i denna »rörelse», för att sedan vända och stupa mot NV. Den härigenom uppkommande »kvartsitryggen» mellan Storgruve- och Källortskiserna förskjutes mot djupet allt längre mot SV (m. a. o., har en sydvästlig fältstupning) så att slutligen, på c:a 260 m avv., Storgruvekisen och Källortskisen fullständigt skiljas från varandra. Den nordvästliga stupningen hos Storgruvekisens östra och sydöstra vägg å djupare nivåer, under det kisstockens övriga sidor förskjuta sig mot SO, leder till Storgruvekisens upphörande å c:a 332 m avv., under det att Källortskisen fortsätter åtminstone till c:a 350 m.

Även Bockskäggskisen visar samma fältstupning mot SO, men den sydöstra änden böjer snart av och börjar i stället stupa brant mot NV, så att den del av denna kisstock, som ligger SO om Wredegången, utgår redan på c:a 280 m djup. Förloppet är således likartat med det vid Storgruvekisen.

Lovisagruvans kisstockar visa en brant sydostlig stupning. Samma riktning framträder också hos hårdmalmerna i östra hårdmalmsområdet, men stupningen är i detta fall flackare än fältstupningen hos Storgruvekisen, så att hårdmalmerna mot djupet alltmera avlägsna sig från denna.

Många försök ha gjorts att i Falu gruvas tektonik se inverkan av en eller flera stora dislokationer, vilkas tillfredsställande utredning skulle kunna leda till påvisandet av nya malmtillgångar. Den nu slutförda undersökningen kan icke sägas ha lämnat något positivt bidrag i denna riktning. Det har redan framhållits, att de stora gränsskölarna endast i vissa fall äro förkastande. Den förkastning inom de sydöstra kisstockarna, som nu blivit närmare utredd, har ju visat sig vara av jämförelsevis små dimensioner och möjligen äldre än en del av malmbildningen. De varandra mycket lika Knipp- och Erik-Mats-skölarna däremot synas båda markera dislokationer av större omfattning. Det ligger ganska nära till hands att uppfatta dessa skölar som en och samma stora förkastning. Försök att genom undersökningar i de nu

tillgängliga delarna av gruvan, och genom studiet av äldre relationer, erhålla några vidare bevis för en sådan uppfattning ha dock strandat.

TÖRNEBOHM har beträffande östra hårdmalmsområdet funnit porfyrernas och hårdmalmernas upphörande på ett relativt ringa djup antyda som »möjligt, att de enas såväl som de andras afslutning mot djupet icke är normal, utan en följd af en genom de intensiva veckningsprocesserna uppkommen afslitning af hela det fyndiga partiet» (*Falun*, s. 680). Häremot kan invändas, att åtminstone hårdmalmernas upphörande icke är tvärt, utan successivt, och att förhållandena i Lovisaområdet visa ett analogt utkilande ej blott av porfyrer och malmer, utan även av skölarna.

Försök att rekonstruera fyndighetens geologi.

Tavla 3 återger några försök att med ledning av nu åtkomliga delar av fyndigheten, och av äldre beskrivningar, sammanställa en geologisk karta över det fyndiga området. Bild 1 är TÖRNEBOHMS rekonstruktion av förhållandena i dagen (*Falun*, pl. 36), bild 2 och 3 äro sammanställda av mig och visa huvuddragen av geologien å c:a 60 m, resp c:a 250 m avvägning.

Genom att välja 60 m avv. i stället för dagen vinnas flera fördelar, främst den att iakttagelsematerialet är rikare, men också den att man undgår några flackt liggande porfyrgångar nära jordytan, vilka komplicera kartbilden. Jag har av ovan anförda skäl avstått från att försöka kombinera de iakttagna veckningarna inom östra hårdmalmsområdet i så stor utsträckning, som TÖRNEBOHM gjort, men har återgivit de bäst kända fallen av dessa veckningar. Hårdmalmerna ha ungefärligen inlagts, för att genom jämförelse med nästa bild visa deras successiva upphörande. Naturligen har ingen avvikelse gjorts från TÖRNEBOHMS kartbild (bild 1) utan att

skälig grund förelegat för en ändring.[1] Den påfallande olikheten i de sydöstra kisstockarnas form beror till någon del på nivåskillnaden mellan bilderna men huvudsakligen därpå, att denna del av gruvan, som vid tiden för TÖRNEBOHMS undersökning var otillgänglig, numera är väl känd. En annan olikhet är vid västra sidan av Storgruvekisen. TÖRNEBOHM låter ej kisen nå fram till skölen utan sluta med övergång i kvartsit. Enligt min mening är denna framställning missledande, då kvartsiten i fråga är starkt kissprängd — till stor del snarast kvartsig kis — och utan cordierit, under det att V om skölen den vanliga antofyllit-cordierit-kvartsiten genast vidtager.

Det utsprång från Storgruvekisens norra sida, som TÖRNEBOHM angiver, uppträder blott på c:a 30 m djup, men ej i dagen eller på djupare nivåer; det borde således rätteligen ej ha medtagits i TÖRNEBOHMS rekonstruktion. Den största avvikelsen från denna rekonstruktion möta vi dock i fråga om Storgruvekisens nordöstra hörn och östra sida. Min framställning är huvudsakligen grundad på en del äldre gruvkartor och relationer, av vilka synes framgå att kisstockens nordöstra hörn haft den å bild 2 angivna formen (om de båda där sammanstötande gränsskölarnas vidare förlopp är intet känt). På kisstockens östra sida har TÖRNEBOHM angivit en sporre, begränsad av skölar, vilka i Mårdskinnsgruvan skulle sammanlöpa och bilda Knippskölen. Vare sig i de nyssnämnda äldre källorna eller i de geologiska fakta jag direkt kunnat konstatera, har jag funnit något bevis för ett dylikt förhållande, i stället tyda dessa fakta på det förlopp hos Knippskölen, som bild 2 angiver. De gruvrum, som brutits i närheten av Wredes schakt, ha sannolikt varit anlagda på malm i Knippskölen (jfr ovan s. 163), möjligen också på hårdmalm intill denna, och bevisa ej att kisstocken fortsatt dit. Mycket möjligt är, att Knippskölen fortsatt in i Storgruvekisen och förkastat dennas östra gränsskö1, så att

[1] Några av olikheterna, t. ex. i fråga om Örnsköldsgångens förlopp, bero på nivåskillnaden mellan de båda bilderna.

den N om Knippskölen belägna delen förskjutits västerut relativt till det södra stycket; en spetsig kvartsitudde skulle sålunda skjutit in i Storgruvekisen från NO. Äldre kartor göra detta ganska sannolikt, dock ej i så hög grad att skäl förelegat att i bild 2 giva uttryck åt en dylik uppfattning.

Bild 3 utgör ett försök att rekonstruera gruvans geologi å c:a 250 m avv. Porfyr- och amfibolitgångarna äro här försvunna, så när som på Wrede—Carl-Gustavs-gången. Även hårdmalmerna ha nästan fullständigt upphört. Av Lovisagruvans malmer återstå endast några smärre hårdmalmer, och även dess skölar ha i allmänhet utkilat (genom övergång i krosszoner). En jämförelse mellan Storgruvekisens läge i förhållande till schakten i bild 2 och 3 visar dess förskjutning mot SO, och den samtidiga minskningen i arealen beroende på väggarnas stupningsförhållanden (jfr ovan s. 172). Wrede- och Carl-Gustavs-gångarnas förlopp är huvudsakligen konstruerat efter de iakttagelser å c:a 235 m avv., som även legat till grund för tavl. 2.

Vad Knippskölen beträffar, giva iakttagelserna å denna nivå stöd åt den i bild 2 uttalade uppfattningen av dess förlopp. Emellertid är själva den punkt, där skölen når Källortskisens nordöstra hörn, ej tillgänglig, så att osäkerhet råder om dess fortsättning längre åt SV eller S å denna nivå. Enligt TÖRNEBOHMS framställning borde den övergå i Källortskisens nordöstra gränsköl. Så torde dock ej vara fallet; den ifrågavarande gränsskölen är nämligen en tovig kloritsköl, under det att Knippskölen på närmaste kända punkter har samma karaktär, som högre upp i gruvan, nämligen antofyllitsköl. En i Källortskisens hörn inskjutande starkt klämd talksköl kan möjligen vara den sökta fortsättningen på Knippskölen. En annan möjlighet är, att denna skulle gå i kvartsitryggen mellan Storgruve- och Källortskiserna, där en mindre antofyllitsköl förekommer. Slutligen är det tänkbart, att det sökta planet går utmed denna kvartsitryggs södra sida. Där finnes visserligen ingen sköl —

gränsen mellan kvartsit och kis är knivskarp, ett enastående fall — men mycket talar för att denna gräns markerar ett förkastningsplan, vilket ju även Knippskölen gör.

Vittring.

Falu gruva erbjuder goda exempel på de olika vittringsföreteelser och mineralnybildningar, som äro vanliga i gruvor anlagda på komplexa sulfidmalmer. Särskilt intensiva omsättningar försiggå i rasmassorna. Järn-, koppar- och zinkvitriol äro vanliga nybildningar, och gips[1] ej sällsynt; andra sulfater ha träffats mera sällan, såsom epsomit,[2] botryogen[2] och halotrichit.[2] Malakit och azurit träffas ibland som hinnor.

Kvantitativt viktigast och även av ekonomiskt intresse äro svavelkisens förvittringsprodukter. Gruvvattnet avsätter en massa av brun färg, tydligen huvudsakligen bestående av järnockra. Massan är dock i det inre av under uppbyggande varande avsättningar av detta material icke brun, utan gulaktigt vit, och synes bestå av basiska järnsulfater, vilka hastigt omsättas till hydratet, så att färgen ändras till brun. Dessa produkter uppträda ofta i stalaktitform, men kunna också, särskilt vid starkare vattenflöden, uppbygga regelbundna, av bassänger sammansatta terrasser, som i några fall i regelbunden form knappt stå efter de klassiska exemplen på kalksinterterrasser.

I gamla varphögar tar sig vittringen samma förlopp. Blandningen av sulfater och hydrat (»slamjord») utgör råmaterialet för rödfärgstillverkningen i Falun.

Kvartsig kis visar stundom ett annat och högst anmärkningsvärt förlopp av vittringen, i det den luckras upp och sönderfaller till grus, i vilket så småningom blott de blanka pyritkristallerna äro kvar, medan kvartsen försvunnit. Den återstående pyritsanden, den s. k. vattkisen, utmärker sig för stor renhet. Denna vittring har bl. a. iakttagits i nordvästra

[1] En del av gipsen torde vara bildad genom omvandling av anhydrit.
[2] Dessa mineral anföras här efter TÖRNEBOHM (*Falun*, s. 687).

delen av Storgruvestöten, samt under jord i Lovisagruvan och på ett par andra ställen. Den synes uppträda i kvartsig kis, men ej i ren sådan, och förekommer ibland i omedelbart grannskap till den normala sulfatvittringen.

En utredning av de betingelser, som bestämma huruvida kisen vittrar till »slamjord» eller »vattkis», skulle huvudsakligen bestå i omfattande kemiska undersökningar. Några sådana ha emellertid ej utförts. Problemet ifråga är sannolikt mycket svårt, ty det har länge varit känt att olika pyriter visa olika benägenhet för vittring, utan att någon generell förklaring kunnat givas. Man har bl. a. gissat på att en eventuell arsenikhalt haft inflytande i detta avseende. JULIEN,[1] som utfört en serie noggranna kemiska och fysikaliska undersökningar på de naturliga järnsulfiderna, kom till det resultat, att en fin — delvis »molekylär» — inblandning av markasit skulle vara orsaken till vissa pyriters hastiga vittring. Denna förklaring torde dock svårligen gälla Falukisen, emedan markasit ej kan uppstå under de betingelser, under vilka bildningen av dessa kisstockar måste ha skett.[2] För övrigt borde, om man skulle döma efter de av JULIEN anförda kriteria, snarare den vattkisvittrande kisen vara mest markasithaltig, då den åtminstone ibland visar en tydligt vitgul färg.

Beträffande vattkisvittringen är det ej ens klart, huruvida kvartsens bortförande sker på mekanisk väg, eller genom utlösning; det förra måste dock anses sannolikare. Namnet vattkis har tydligen föranletts därav att denna vittring genom kismassans sönderfallande erinrar om den starka vittringen av markasit (»vattenkis»). Emellertid är det, såsom framgår av det ovan anförda, tvärtom så, att själva kiskornen i »vattkisen», långt ifrån att visa benägenhet för vittring, äro den bevarade komponenten.

[1] A. A. JULIEN: On the variation of decomposition of iron pyrites. Ann. N. Y. Acad. Sc. III, s. 365; IV, s. 125.

[2] Man jämföre E. T. ALLEN, J. L. CRENSHAW, J. JOHNSTON och E. S. LARSEN: The mineral sulphides of iron. Am. J. Sc. IV: 33 (1912), s. 169.

Skyttgruve—Näverbergsfältet.

Fyra km V om Falu gruva, och ungefärligen rakt i fortsättningen av den glimmerskifferzon, som går västerut från denna, är ett område av egendomliga cordieritrika bergarter, delvis glimmerskifferartade. Här ligga, utom flera smärre skärpningar, tvänne nu öde gruvor, nämligen Skyttgruvan, som arbetats på zink- och kopparmalm, uppträdande tillsammans med tremolitskarn i en kalksten, och Näverbergsgruvan, anlagd på en kopparmalmförekomst i cordieritrika bergarter liknande vissa former av Falu gruvas kvartsit.

Skyttgruvan skall, enligt WITT,[1] vara först upptagen år 1539; den senaste brytningsperioden var 1889—1907. Gruvan bröts förr i främsta rummet såsom koppargruva, men har på senare tid haft sitt huvudsakliga värde i zinkmalmen. Även något blymalm har vunnits. Zinkbländet i Skyttgruvan har en ganska hög silverhalt, enligt LUNDSTRÖM[2] intill 5 lod på centnern, d. v. s. 1.56 kg. pr ton. Skyttgruvans djup är enligt gruvkartan 186 m. Näverbergsgruvan är av yngre datum; HISINGER[3] omnämner den 1819 såsom »neuerlich aufgenommen». Under Skyttgruvans senaste brytningsperiod pågick arbete även i Näverbergsgruvan. Angående gruvans djup och omfattningen av arbetena under jord ha inga närmare uppgifter kunnat erhållas, då Kommerskollegii gruvkartekontor saknar kartor över denna fyndighet. Enligt meddelande av gruvfogden DRAKE i Näverberg är djupet c:a 40 m. Tydligt är, att brytningen här försiggått i väsentligt mindre skala än i Skyttgruvan. För mineralogerna är Näverbergsgruvan bekant såsom en av de första kända fyndorterna för zinkspinellen, gahnit.

Över det malmförande området har jag upprättat en geologisk detaljkarta i skalan 1: 2400 (fig. 29). Dennas noggrannhet har, särskilt på grund av brister i underlaget, ej

[1] TH. WITT, Sveriges ädlare malmer (Falun 1906), s. 43.
[2] Se HISINGER, Minerographie, I, s. 107.
[3] Minerographie, tyska uppl. 1819, s. 53.

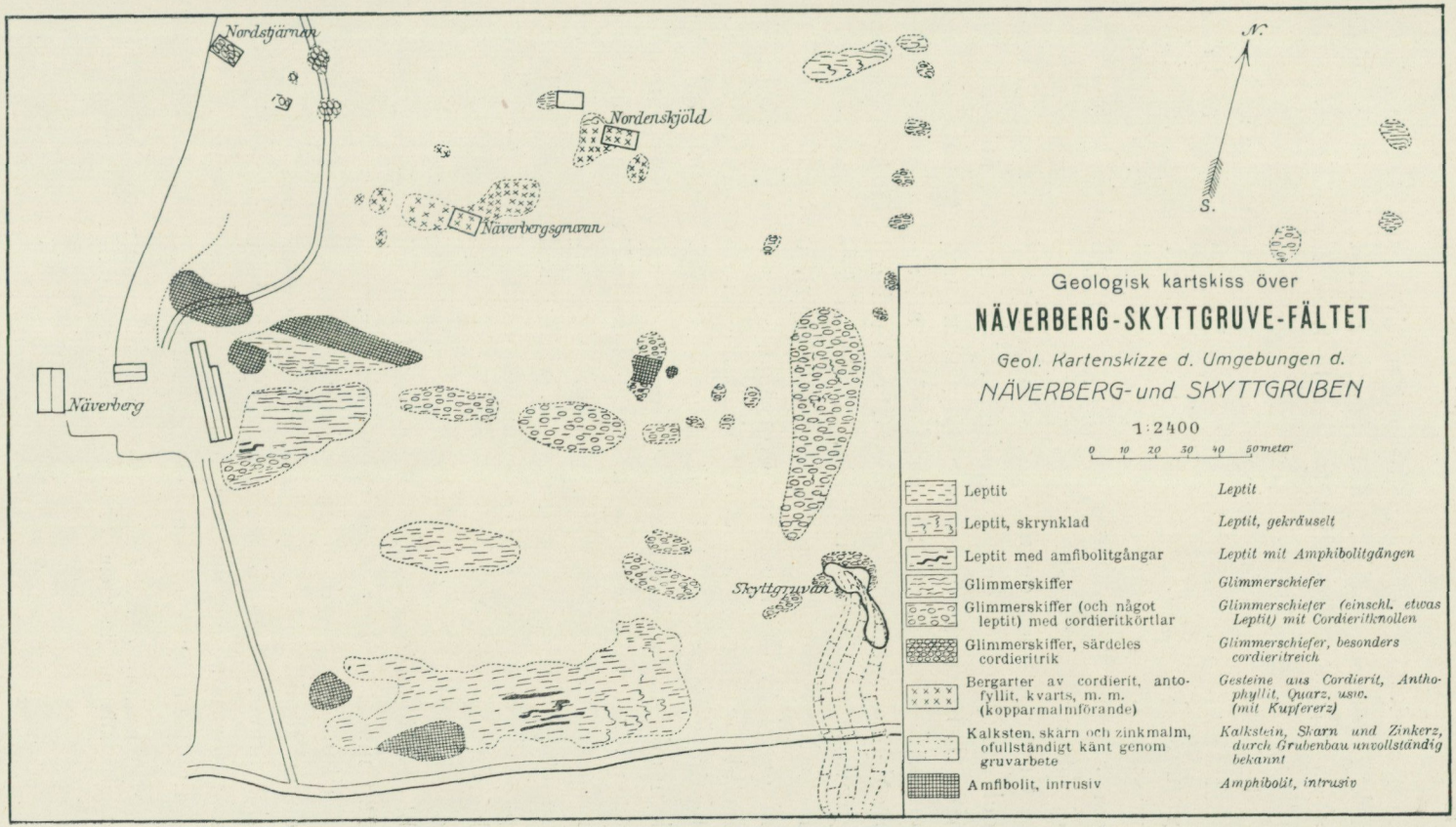

Nordstjärnan
Nordenskjöld
Näverbergsgruvan
Näverberg
Skyttgruvan
N.
S.
Geologisk kartskiss över
NÄVERBERG-SKYTTGRUVE-FÄLTET
Geol. Kartenskizze d. Umgebungen d.
NÄVERBERG- und SKYTTGRUBEN
1:2400
0 10 20 30 40 50meter
Leptit
Leptit
Leptit, skrynklad
Leptit, gekräuselt
Leptit med amfibolitgångar
Leptit mit Amphibolitgängen
Glimmerskiffer
Glimmerschiefer
Glimmerskiffer (och något leptit) med cordieritkörtlar
Glimmerschiefer (einschl. etwas Leptit) mit Cordieritknollen
Glimmerskiffer, särdeles cordieritrik
Glimmerschiefer, besonders cordieritreich
Bergarter av cordierit, antofyllit, kvarts, m. m. (kopparmalmförande)
Gesteine aus Cordierit, Anthophyllit, Quarz, usw. (mit Kupfererz)
Kalksten, skarn och zinkmalm, ofullständigt känt genom gruvarbete
Kalkstein, Skarn und Zinkerz, durch Grubenbau unvollständig bekannt
Amfibolit, intrusiv
Amphibolit, intrusiv

Fig. 29.

kunnat bliva stor nog för att motivera en reproduktion i rekognosceringsskalan, men jag har måst bibehålla denna skala för att tillräckligt tydligt få fram fördelningen av de olika bergartstyperna.

I N och S begränsas de malmförande bergarterna av leptit, mot Ö torde de med ett smalt band sammanhänga med den glimmerskifferzon, som går västerut från Falu gruva. Närmast V om gruvfältet är berggrunden jordtäckt; leptithällar c:a 500 m V om Näverberg antyda att glimmerskifferzonen ej når så långt västerut.

Under det att de malmer, som brutits i Näverbergsgruvan och i några mindre skärpningar, äro bundna vid cordieritrika bergarter, uppträda Skyttgruvans malmer med skarn i en kalksten. I fig. 29 har försökts att angiva sträckningen av denna kalksten-skarn-massa, sådan den blivit känd genom gruvarbetena.[1] Det framgår, att denna kropp stryker ungefär i N—S (med brant västlig stupning), under det att riktningen i övriga bergarter övervägande är nära Ö—V. Emellertid är det ett allmänt förhållande, att smärre partier av leptiten böjts om till riktning N—S (jfr s. 19), och det kan misstänkas, att dessa veckningsrörelser varit bestämmande även för kalkstenens form. Även i så fall måste man dock räkna med att kalkstenen förhållit sig starkt avvikande från angränsande leptitiska bergarter, vilket med hänsyn till dess plasticitetsegenskaper också är sannolikt (jfr s. 20). Stockens längd är närmast dagen *känd* till 56 m (den har i fig. gjorts något längre, emedan gruvarbetena uppenbarligen ej blottat hela längden), men är på 110 m djup ej mindre än 120 m. Längre ned avtager den åter.

Utom leptit och de malmförande bergarterna förekommer en amfibolit, dels i tydlig gångform, dels som större intrusivkroppar. Den liknar de vanliga intrusiva amfiboliterna i leptitformationen och har deltagit i dennas veckning.

Leptiten är en jämnkornig, finkornig, vanligen rödlätt

[1] Som gruvan varit vattenfylld under tiden för undersökningen, härstamma alla uppgifter om förhållandena under jord från gruvkartan.

bergart, genomdragen av små sprickor och släppor. Skiktning ses ibland, och låter den ovan nämnda veckningen framträda. Genom uppträdandet av allt talrikare körtelformade cordieritindivid övergår leptiten till den form, som å fig. 29 beteck-

Fig. 30. Häll av cordieritglimmerskiffer, Skyttgruvan. Måttbandet 0,8 cm brett. Cordieriten ljusgrå. [*Cordieritglimmerschiefer, Skyttgruvan. Das Massband ca. 0.8 cm breit. Der Cordierit hellgrau.*]

nats som »leptit med cordieritkörtlar», och som ej kan praktiskt skiljas från den på samma sätt cordieritförande glimmerskiffer, med vilken den intimt sammanhänger. De leptitiska, d. v. s. fältspatförande, formerna av denna grupp äro dock underordnade i jämförelse med glimmerskiffern. Utmär-

kande för dessa bergarter är den rikliga förekomsten av stora cordieritindivid, vanligen i form av något tillplattade linser, med elliptisk genomskärning i horisontalplanet, och den längsta axeln i vertikalplanet. I en och samma häll

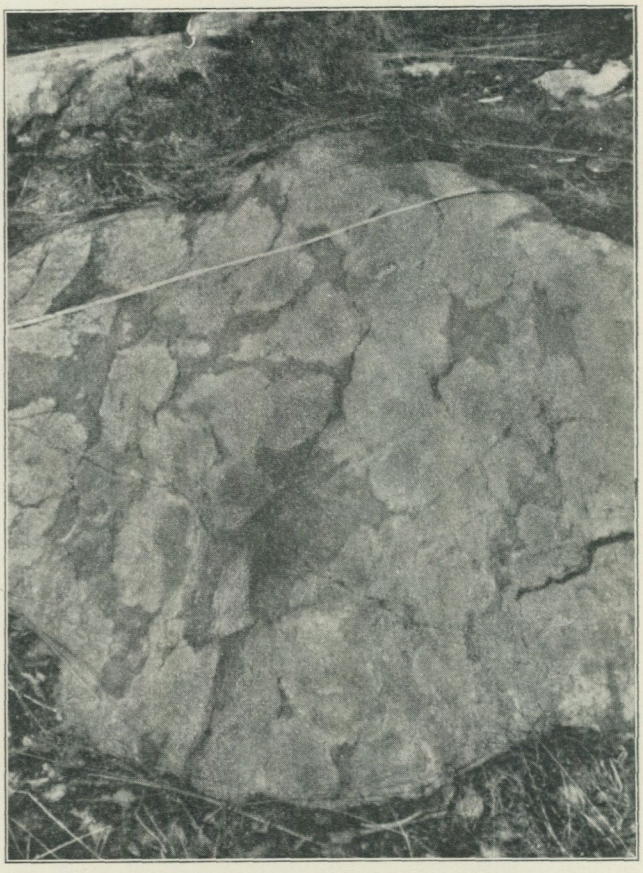


Fig. 31. Häll av cordieritglimmerskiffer, Skyttgruvan. Måttbandet 0,8 cm brett. Cordieriterna, som här äro ovanligt stora, äro ljusare grå än grundmassan. [*Cordieritglimmerschiefer, Skyttgruvan. Das Massband ca. 0.8 cm breit. Die Cordierite, die hier ungewöhnlich gross sind, sind heller grau als die Grundmasse.*]

(sålunda i ett approximativt horisontellt snitt) gå oftast, men ej alltid, de olika cordieritindividens längdaxlar parallellt. Dimensionerna i dessa snitt uppgå vanligen till omkr. 5 cm, men i somliga hällar till 10 à 15 cm. Cordieritindividen ha

mestadels småuddiga konturer. Fig. 30 visar hällarnas vanligaste utseende, under det fig. 31 representerar en form med ovanligt stora cordieriter. I snitt parallella med bergartens skiffrighet ligga cordieriterna utan bestämd orientering och visa samma former som i en fruktskiffer, ehuru dimensionerna här äro c:a 10 gånger större (jfr fig. 32).

Cordierithalten är växlande, i allmänhet utgöra körtlarna ej fullt hälften av bergarten, men lokalt äro de övervägande.

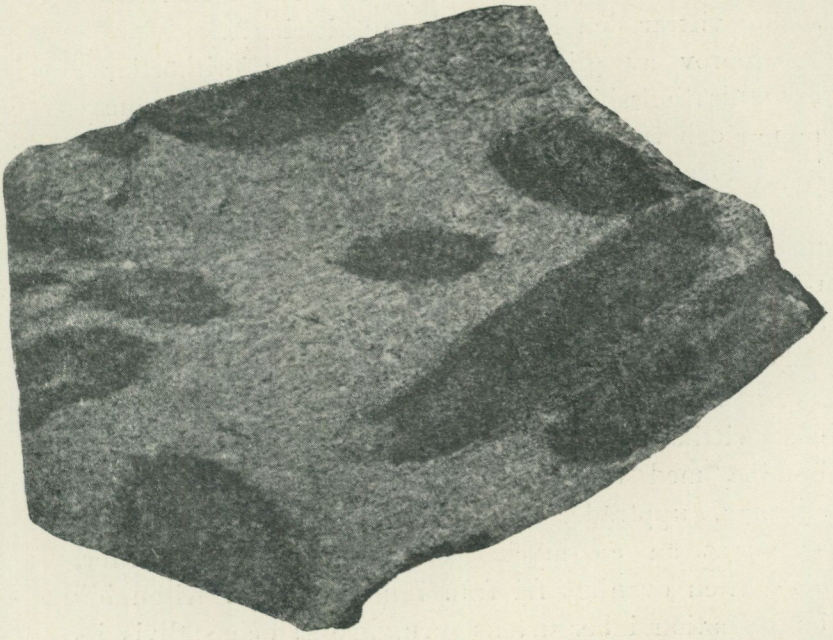


Fig. 32. Stuff av cordieritglimmerskiffer, Skyttgruvan. $^2/_5$ nat. st. Cordieriten svartgrå, mellanmassan ljusare. [*Handstück von Cordieritglimmerschiefer, Skyttgruvan.* $^2/_5$ *nat. Gr. Der Cordierit schwarzgrau, die Zwischenmasse heller.*]

Ibland bildar cordieriten skiktliknande band om 1—2 cm bredd. Även kvarts uppträder skiktformigt, men också som tydliga ehuru mycket smala gångar, som deltagit i formationens veckning.

Glimmerskiffern är å frisk yta sidenvit av muskovit, med rikligt och regelbundet inströdda knappt millimeterstora biotittavlor. Cordieritkörtlarna ha en matt gröngrå eller grå-

brun färg och vanligen skåligt brott; biotittavlor uppträda i dem på alldeles samma sätt som i glimmerskifferns grundmassa. Det är uppenbart att cordieritens färg och glans beslöjas av talrika, ej för blotta ögat synliga inneslutningar. Endast mera sällan träffar man hos dessa cordieritkörtlar gulbrun färg och oljeartad glans.

Cordieriten är å vittrad yta ljusgul eller vitgrå, men i hällar som stått under vatten blågrå; i förra fallet ligger den i omgivande bergarts plan, eller är nedvittrad, i det senare vittrar den i relief (humusvittring?).

Slipprov av glimmerskiffer med cordieritkörtlar visa en kristallisationsskiffrig massa av kvarts — i korn om c:a 0.15 mm — och tunna muskovittavlor; cordieriten är späckad med kvartskorn, som växla i storlek men alltid äro mindre än de i den omgivande massan; poikilitiska tavlor av ljusbrun biotit ligga jämnt fördelade i grundmassan och körtlarna. Cordieriten är endast i ringa utsträckning omvandlad till en pinitartad substans.

De bergarter, som omedelbart åtfölja sulfidmalmerna (utom Skyttgruvans) ansluta sig mer eller mindre nära till den cordieritrika glimmerskiffern, och äro genom övergångar förbundna med denna. Längst i V, vid skärpningen Nordstjärnan, uppträder svavelkis sparsamt i en bergart, som ej är annat än en mycket cordieritrik glimmerskiffer, med cordieriten ovanligt fri från inneslutningar. Kisen bildar en impregnation i bergartens grundmassa och ställvis i cordieritkörtlarna.

Den vattenfyllda skärpningen Nordenskjöld är anlagd på en biotitrik bergart med cordierit, gahnit, blyglans och kiser. Å vittrad yta ser man, i skarp relief över biotitmassan, små antofyllitsolar, uddiga cordieritindivid om 5—8 cm diameter, centimeterstora väl idiomorfa ljusgröna gahnitoktaedrar och enstaka röda granater. Bergarten kan också vara utbildad som en cordieritmassa späckad med biotitfjäll och inneslutande rikligt gahnit, ofta upp till 25 volymprocent. Under mikroskopet befinnes cordieriten vara nästan alldeles frisk,

och ej särdeles rik på kvartsinneslutningar, men med mycket talrika tavlor av ljusbrun, ej poikilitisk biotit; mellan cordieriterna finnas små pflasterkorniga fläckar av biotit och kvarts. Gahniten är i slipprov ljust blågrön. En och samma kristall kan på någon del av sin omkrets visa skarp idiomorfi, men i övrigt en oregelbunden, liksom sönderfrätt kontur. Kvartsinneslutningar äro vanliga och äro ordnade i strimmor, vilka gå parallellt med liknande strimmor i cordie-

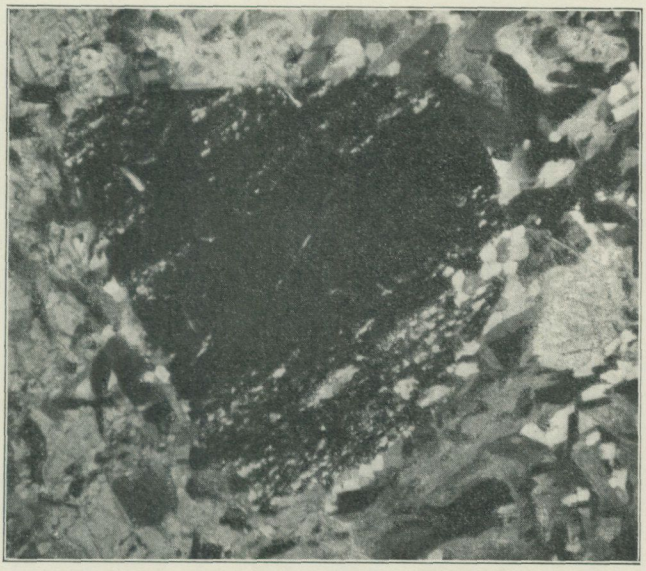


Fig. 33. Gahnit (svart), i cordierit med biotit. Näverberg. Först. 16 ggr, + nik. [*Gahnit (schwarz), in Cordierit mit Biotit. Näverberg. Vergr. 16, gekr. Nik.*]

riten, men vinkelrätt mot den övervägande orienteringen för de i denna inneslutna biotittavlorna.

Sydost om Nordenskjöld anstår en bergart, som består av en finfjällig biotitmassa med däri inströdda prismatiska cordieritindivid om flera dm längd, ävensom mera isometriska uddiga individ av samma mineral, jämte enstaka små antofyllitsolar. Cordieriten är här, liksom i de senast beskrivna bergarterna, alltid gråblå och å vittrad yta ljusgrå. Fig. 34 visar en hällyta av denna egendomliga bergart. Hällarna

SV om samma skärpning bestå av en mera finkornig bergart med cordierit, biotit, antofyllit och kvarts som huvudbeståndsdelar.

Bergarten i Näverbergsgruvan och i angränsande hällar består av cordierit, antofyllit, kvarts, biotit och gahnit i olika kombinationer. Vanligast är en bergart av kvartsspäckad (därav ljusgrå) cordierit och antofyllitsolar om 2—5 cm dia-

Fig. 34. Cordierit (ljusgrå) i mellanmassa huvudsakligen av biotit. Näverberg. C:a 1/7 nat. st. [*Cordierit (hellgrau) in hauptsächlich aus Biotit bestehender Zwischenmasse. Näverberg. Ca. 1/7 nat. Gr.*]

meter, med biotitfjäll och fläckar eller strimmor av biotit mellan cordieriterna, samt med mer eller mindre rikligt inströdda, halvcentimeterstora gahnitkristaller. Bergarten har en utpräglad kristallisationsskiffrighet, som framför allt framträder i de platta antofyllitsolarnas inbördes parallella ställning. Fläckar av kvartspflaster kunna uppträda mellan de poikilitiska cordieritindividen, så att bergarten övergår i en cordierit-antofyllit-kvartsit. Gahnithalten går även på denna

lokal ofta upp till ett tjugutal procent av bergartens volym. Man finner också antofyllit-gahnit-fels, antofyllit-biotit-fels med eller utan gahnit, o. s. v.

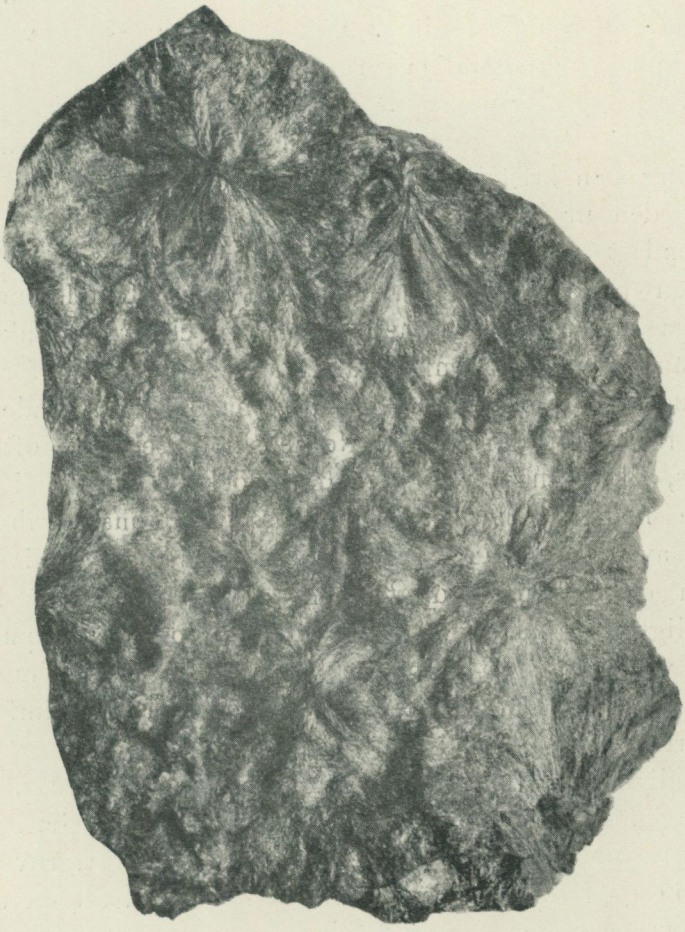


Fig. 35. Kvartsig cordierit-antofyllit-fels, parallellt med skiffrigheten, Näverberg. C:a $^3/_4$ nat. st. Visar antofyllitens utbildning i »solar». [*Quarziger Cordierit-Anthophyllit-Fels, der Schieferung parallel, Näverberg. Ca.* $^3/_4$ *nat. Gr. Zeigt die Ausbildung des Anthophyllits in »Sonnen».*]

Under mikroskopet likna dessa bergarter i huvudsak de vid Nordenskjöld anstående. Kvartsinneslutningarna i cordieriten äro även här ofta ordnade i band, som kunna genomlöpa flera cordieritindivid. Biotiten är här mörkare,

kastanjebrun, med stark pleokroism och pleokroitiska gårdar kring små zirkoner. Den bildar tavlor om c:a 5 mm diameter, poikilitiska, med inneslutningar av kvarts, men aldrig av cordierit, ehuru de uppträda i det inre av denna. Detsamma gäller om gahniten. Antofylliten är i slipprov färglös, och bildar radialstråliga grupper av fina stänglar, som genomstråla cordieritmassan.

De olika bergarterna växla bandformigt, med samma orientering som kristallisationsskiffrigheten.

Av den ur Näverbergsgruvan uppfordrade malmen finnas nu endast obetydliga rester kvar på gruvbacken. Dessa stycken bestå av en gahnitförande antofyllitfels med den vanliga kärvstrukturen, med kopparkis och något zinkblände insprängda mellan amfibolkärvarna. Även i de förut beskrivna cordierit-antofyllit-kvartsiterna och närstående bergarter från denna gruva och Nordenskjöld ser man ofta kopparkis, zinkblände och blyglans, dock ingendera i någon större mängd. Zinkbländet är associerat med gahniten i form av oregelbundna korn, eller finnes i antofyllitsolarna såsom en bildning tydligt yngre än detta mineral. Det är antagligt, att malmerna i huvudsak uppträtt så som dessa prov visa, utan att man dock av dem kan våga draga den slutsatsen, att antofyllitfelsen varit den bästa malmförande bergarten.

Fyndighetens natur låter förmoda en viss guldhalt, ehuru veterligen inga selenmineral blivit påvisade här. Gruvfogden Drake, som lett de senaste arbetena vid Skyttgruvan och Näverberg, har också på förfrågan meddelat, att en tillsats av Näverbergsmalm alltid höjde kopparskärstenens guldhalt, jämfört med den normala då huvudsakligen Skyttgruvemalm användes, samt att denna guldhalt hos malmen högst väsentligt bidrog till att gruvan hölls i gång under Skyttgruvans senaste brytningsperiod.

I bergarterna vid Näverbergsgruvan finnas en del gångformiga kvartspartier, som innehålla oktaedriska gahnitkristaller av mörkt gråaktigt grön färg och knappt centimeter-

storlek. En analys av denna gahnit utfördes å S. G. U:s laboratorium av R. Mauzelius. Materialet separerades med metylenjodid, utplockades och behandlades med HF. Resultatet av analysen var följande.

Gahnit från Näverberg.

SiO_2	0.14		
TiO_2	0.04		
Al_2O_3	56.38	0.5517	0.5607
Fe_2O_3	1.43	0.0090	
FeO	7.82	0.1089	0.5608
MnO	0.24	0.0034	
ZnO	31.53	0.3875	
MgO	2.46	0.0610	
CaO	0.15		
	100.19		

Sp. v. = 4.417

Närvaron av FeO framgår av viktsökning vid glödgningen. Fördelningen av det funna järnet på Fe_2O_3 och FeO har gjorts efter spinellformeln. SiO_2 kan möjligen härstamma ur agatmorteln.

I en gahnitfri kvartsgång ha iakttagits ett par sexsidiga cordieritprismor.

I Näverbergsgruvan förekomma skölbildningar, analoga med de i Falu gruva uppträdande. För närvarande kunna de ej studeras in situ, utan endast som block i varpen. Bland dessa block märkas sparsamt sådana av en mer eller mindre fullständigt kloritiserad biotitfels, med inströdda röda granatkristaller om 5 cm diameter och fingerstora gråblå cordieriter, sålunda en skölbergart identisk med de vackraste granatförande skölarna i Falun. Mycket vanligare äro stycken av talk-falunit-skölar, fullständigt lika Lovisagruvans representanter för denna art. I dessa skölar är cordieriten stundom frisk, gulbrun, men oftast fullständigt falunitiserad. Man kan urskilja två olika typer av detta skölberg, en med

grovfjällig talk och med faluniten i radialstråliga knippen av smala stänglar, och en annan med en nästan tät talkmassa med enstaka större falunitindivid regellöst inströdda. Ett block består dels av den ena, dels av den andra typen, med hastig övergång mellan dem. Oförändrade antofyllitsolar förekomma ofta, alldeles såsom i Falu gruva. Den största skölmäktighet, som blocken visa, är ungefär en meter.

Beträffande Skyttgruvans geologi är man i ännu högre grad än vid Näverbergsgruvan hänvisad till varpen, då vid denna inga hällar av den malmförande bergarten finnas blottade. Bortsett från några smärre kvantiteter glimmerskiffer med cordieritkörtlar, bestå varphögarna av kalksten (övervägande) och skarn. Kalkstenen är vit, i regel mycket finkornig, fläckvis dolomitisk. Ingen skiktning kan urskiljas. Kondrodit av rödgul färg har träffats i skarnet, men i skarnfri kalksten synes den alltid vara serpentiniserad. Dess svartgröna eller svarta pseudomorfoser äro mycket vanliga, samlade i fläckar och strimmor, inom vilka de utgöra i det närmaste hälften av bergartens massa. Ofta visa dessa kondroditgrupper ett slags bestämd orientering, liksom om kristallerna vuxit ut från ett visst håll. Massan mellan kristallerna är alltid kalkspat — oftast grovkristallin, men ibland tät — även då dolomit gränsar omedelbart intill. Detta förhållande kan tydas så, att all tillgänglig magnesia åtgått vid kondroditens bildning (vilken därjämte krävt någon substanstillförsel), varigenom en mera ren kalciumkarbonatsmassa lämnats kvar mellan de nybildade silikatkornen. Denna typiskt »ofikalcitiska» kalksten liknar alldeles de kalkstenspartier, som ovan beskrivits från Falu gruvas kisstockar. Slipprov av frisk kondrodit visa delvis starkt gul färg och kraftig pleokroism, tvillinglamellering är vanlig. Serpentinpseudomorfoserna visa den vanliga maskstrukturen. Serpentin uppträder också rikligt i form av oregelbundna strimmor eller fläckar av blågrå, svartgrön eller gul färg, samt som räfflad beläggning på glidytor.

En vit eller grönaktig amfibol uppträder i rosetter om oftast några cm diameter, än spridda i kalkstenen eller bildande ådror och strimmor i densamma, än samlade till väldiga kompakta skarnmassor. I slipprov är denna amfibol alldeles färglös; vinkeln c : c uppgår åtminstone till 18°. Den måste sålunda betecknas som tremolit.

I några block i varpen förekomma zinkblände och något blyglans såsom typisk »förträngningsbreccia» i kalkstenen. De åtföljas av växlande mängder tremolit. Zinkblände ses även insprängt i de kompakta skarnmassorna. Pyrit och kopparkis uppträda på samma sätt, men synas vara sällsyntare. Pyriten ses också ibland som impregnation i kalkstenen, utan tremolit.

Det framgår av dessa observationer att sulfiderna och tremolitskarnet tillhöra en och samma bildningsperiod, och att de metasomatiskt förträngt kalkstenen. Däremot låter det sig icke säkert avgöra, om även kondroditen tillhör samma period eller är äldre.

Den höga silverhalten i Skyttgruvans zinkblände har redan omnämnts. Witt anför[1] fynd av gediget silver, säkert en sekundär bildning. Magnesitspat (bitterspat) omtalas redan av Hisinger. Flusspat har observerats som en tunn beläggning på en spricka.

Zinkgruvorna vid Digertägt.

Fyra km NNO om Falun, mitt i det där framstrykande dioritbältet, ligger en rad skärpningar och gruvor, av vilka den största är Urfjällsgruvan, V om landsvägen, och den därnäst största den Ö om samma väg liggande Digertägtgruvan.

Malmen har här, åtminstone vid Urfjällsgruvan, gått i dagen, och gruvorna äro mycket gamla. Cronstedt[2] omnämner dem på följande sätt: »Am Urfjäll, einer Höhe nahe

[1] L. c.
[2] Mineralgeschichte, s. 84 (Nürnberg 1781).

bey der alten Kirche ausser der Stadt, derselben in N. O. Tageklüfte zeigen hier grosschuppige Blende und lichtgrauen Glimmer. In den öden Gruben soll Glanz und Kies sichtlich seyn.» WITT säger,[1] att Urfjällsgruvan lämnade »ringa, men ovanligt rik zinkmalm». Gruvorna stå nu öde och vattenfyllda, så att inga undersökningar under jord ha kunnat utföras. Enligt gruvkartan över Urfjällsgruvan är denna gruvas djup c:a 30 m, det malmförande partiet faller ganska starkt mot Ö.

Motstående kartskiss (fig. 36) i skalan 1: 4000 visar huvuddragen av fältets geologi.

Dioritbältets bredd uppgår här till 450 m; både i N och S är granit blottad i närheten. Närmast gränsen äro de båda bergarterna något starkare förskiffrade än vanligt. Dioriten är, såsom närmare beskrivits s. 62, en måttligt metamorfoserad kvartsdiorit av verklig djupbergartsnatur.

De malmförande bergarterna utgöra brottstycken, helt omslutna av dioriten. De blottade partierna av dylika bergarter V om vägen kunna tillhöra ett stort sammanhängande brottstycke, Ö om vägen däremot föreligger med säkerhet en grupp smärre inneslutningar. Utom ett par smärre partier av leptit och av kalksten består hela den i dioriten inneslutna massan av skarnbergarter, huvudsakligen ett massformigt gråvitt tremolitskarn, med sulfider. Det är sålunda ett stycke leptitformation, med en zinkfyndighet mycket lik Skyttgruvans, som vi här träffa inneslutet i diorit. Kalkstenen visar en otydlig, vertikalt stående och i Ö—V strykande skiktning; det är därför antagligt att dessa brottstycken, även om de möjligen rört sig något i vertikal led, likväl i stort sett bibehållit sin ursprungliga strykning och stupning.

På flera ställen vid Urfjällsgruvan har kontakten mellan diorit och skarn kunnat studeras. Den är klar och tydlig, utan att dock kunna kallas skarp. En 0.6 m mäktig apofys

[1] L. c., s. 44.

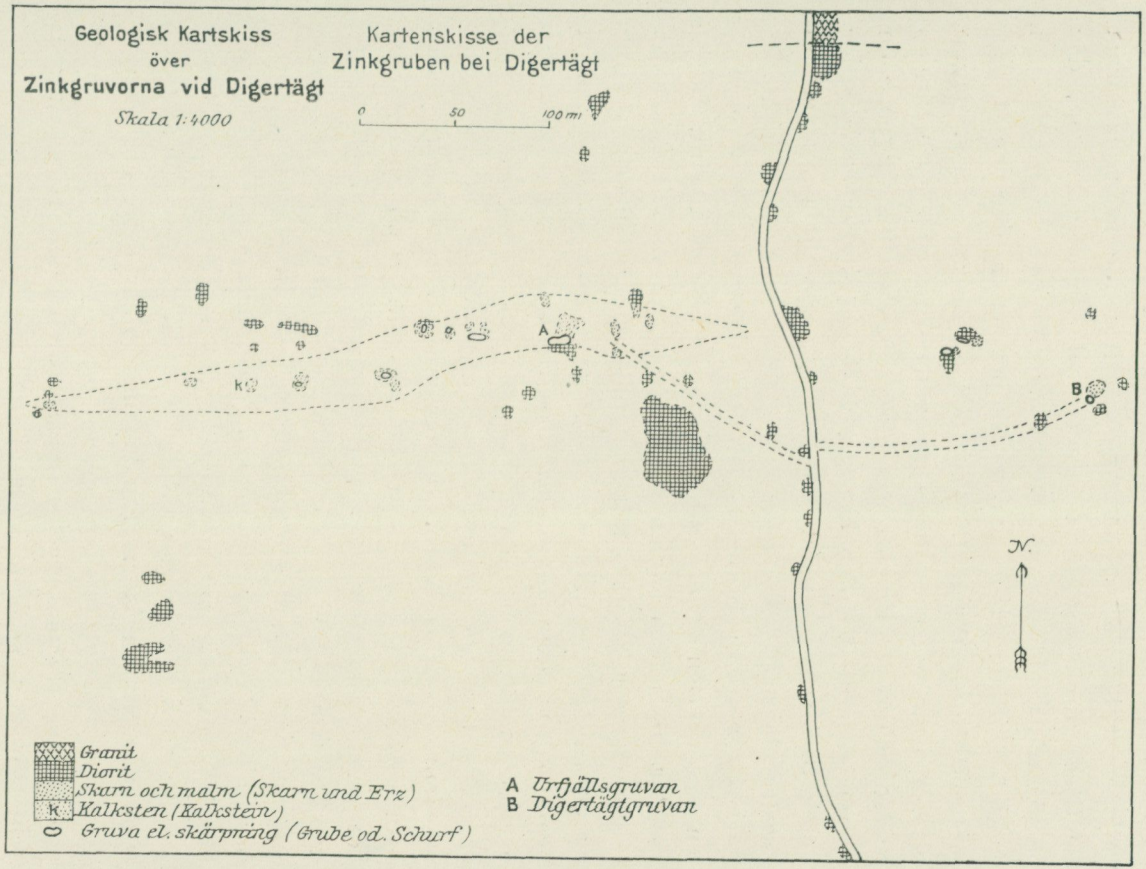


Fig. 36.

13—170345. S. G. U., Ser. C, nr 275, Geijer.

av dioriten genomsätter skarnmassan vid själva schaktet. Vid Digertägtgruvan förefalla kontakterna att vara mera diffusa.

Som nyss nämnts, träffas smärre kvantiteter av leptit och kalksten tillsammans med de malmförande skarnmassorna. Leptiten uppträder företrädesvis vid Digertägtgruvan, där också talrika block ses på varpen. Bergarten är gråvit och tydligt skiffrig. Under mikroskopet visar den en typisk kristallisationsskiffrighet. Beståndsdelarna äro kvarts, plagioklas, och mera sparsamt ett hornblände med $a = b$ färglös och c blågrön. Plagioklasen har hög ljusbrytning och en symmetrisk utsläckning av 24°, vilket motsvarar en labrador om $Ab_{56}An_{44}$, en påfallande kalkrik plagioklas i en så kvartsig bergart.

Kalkstenen är blottad i en liten skärpning c:a 300 m V om vägen. Den är medelgrov, i friskt brott gulbrun, å vittrad yta brun, och har en otydlig, vertikalt stående skiktning. Den genomdrages av talrika, upp till 5 cm mäktiga ådror av vit kalkspat, som mestadels gå tvärs över skiktningen. I dessa ådror sitta tavlor av ljusgul diopsid, upp till några cm i diameter, och smärre tavlor av ett gråblått eller grönaktigt silverfärgat mineral, med glimmerliknande spaltning men spröda spaltstycken. Under mikroskopet urskiljer man i kalkstenen talrika små (mestadels 0.15—0.30 mm långa) kortprismatiska eller oregelbundna kondroditkorn, samt något mera sparsamt tavlor av ett glimmerliknande mineral. Detta sistnämnda är tydligen detsamma, som nyss angavs såsom beståndsdel i kalkspatgångarna. Det är i slipprov färglöst, har en mycket god genomgång och släcker parallellt med denna; spaltstycken visa ett sig obetydligt öppnande axelkors med negativ karaktär. Ljusbrytningen är lägre än kondroditens, dubbelbrytningen överstiger icke 0.014. Av dessa egenskaper framgår, att mineralet hör till sprödglimrarna, och till arten *seybertit* ($\alpha = 1.646$; $\gamma = 1.658$; $\gamma - \alpha = 0.012$; $2E = 0° — 20°$; opt. neg.), ehuru den är av något ljusare färg än seybertit från typlokalen i Orange County, New York.

Gränsen mellan kalksten och skarn är icke blottad, men

förekomsten av små kalkstenskvantiteter i skarnet i skärpningen närmast Ö om den blottade kalkstenen visar att skarnet även här ersätter kalksten.

En av skarnhällarna V om kalkstensskärpningen består av grågrönt malakolitskarn. I övrigt är amfibol skarnmineralet, mestadels i form av en grönaktigt gråvit tremolit, lik Skyttgruvans skarn, mera sällan, t. ex. vid Digertägtgruvan, ett ljusgrönt hornblände. I allmänhet nå amfibolstänglarna icke mera än några mm i längd, ofta mindre, och bilda en filtartad massa. Tremoliten visar sig i slipprov fullständigt färglös, optiskt positiv med en axelvinkel nära 90 °, $c : c = 24$ °. Ett mera grönbrunt skarnhornblände har a färglös, b och c svagt gröna, med en särskilt hos c framträdande dragning åt blåviolett. Även denna amfibol har $c : c = 24$ ° och stor axelvinkel. Serpentinfläckar ses här och var i skarnmassorna, och rester av mer eller mindre serpentiniserad kondrodit ha mikroskopiskt påvisats i skarnet.

Det viktigaste malmmineralet är ett brunt zinkblände, som uppträder insprängt i skarnet såsom klumpar och strimmor. Med detsamma följer även något blyglans, stundom också kopparkis. Malmens och skarnets förhållande inbördes och till kalkstenen synas vara alldeles desamma som vid Skyttgruvan, med den skillnad att kalkstenen här är nästan fullständigt förträngd. Såvitt man kan döma av de obetydliga malmmängder, som nu äro tillgängliga för observation, uppträder kopparkisen ej i det ljusare tremolitskarnet utan endast i mörkare hornbländeskarn. Slipprov av malmförande tremolitskarn visa att zinkbländet sitter mellan de ofta sönderbrutna tremolitstänglarna, och att blyglansen ibland uppträder i synnerligen fin fördelning.

Gruvkartan över Urfjällsgruvan upptager åtskilliga skölar, med huvudriktning i Ö—V. Från dessa härstamma troligen några block i varpen, som bestå av en mörkt gröngrå, finfjällig kloritmassa med inströdda långa, i prismazonen väl idiomorfa stänglar av svart hornblände, samt centimeterstora tavlor av grön klorit. En liknande bergart, som därjämte för

kristaller av magnetit, har jag sett vid Kaveltorps gruvor. Slutligen må nämnas, att i skarnet iakttagits en c:a 2 mm tjock gång av ett mörkt blågrönt, isotropt, starkt ljusbrytande mineral, sannolikt gahnit.

Smärre sulfidförekomster inom det stora leptitområdet.

Utom de hittills beskrivna fyndigheterna ha på flera ställen inom kartområdet smärre förekomster av sulfidmineral (svavelkis, kopparkis och zinkblände) givit anledning till gruvförsök, som dock i regel ej nått över skärpningsstadiet.

Högbo. I skiktad leptit på Järlindbergets sydsluttning, i närheten av granitporfyriska intrusioner (se s. 57), uppträder svavelkis såsom bandformiga impregnationer, vanligen av endast några cm bredd. Den i idiomorfa kristaller utbildade pyriten åtföljes av zinkblände oeh cummingtonit. Här äro ett par små skärpningar gjorda.

Sveden-Finnbo. På båda sidor om landsvägen V om Sveden finnas gamla skärpningar och gruvhål. Strax S om vägen har nyligen (hösten 1916) en gammal skärpning på svavelkis återupptagits. I sitt förutvarande skick visade skärpningen följande. Bergarten är en vertikalstående skiktad leptitisk gnejs, snarlik bergarten vid Högbo, men grovkornigare än denna. Skikten bestå av nästan enbart kvarts eller av plagioklas ($Ab_{67}An_{33}$, enligt utsl. $\perp \alpha = + 19°$) jämte litet kvarts; även uppträda biotitrika ränder. Svavelkis bildar ett par band av högst 1 m bredd, den är tämligen grovkornig och ganska ren, blott blandad med en mindre mängd kvarts. Ett filtigt skarn av i stuff brunaktigt grågrön, i slipprov nästan färglös cummingtonit, med pyrit och rikligt titanit, bildar likaledes ett band. Vid mitt senaste besök var skärpningen ytterligare avsänkt c:a 8 m, det föreföll som om bergart och kis ej nämnvärt ändrade karaktär till detta djup. Litet blygans iakttogs i det uppfordrade berget. Några diamantborrningar ha utförts. Enligt benäget meddelande av bergsingenjör W. Carlgren har kisen

visat sig uppträda oregelbundet, i smärre körtlar, och skall dess svavelhalt uppgå till 20—35 %.

Sydost om denna fyndighet ligger den s. k. Svedens koppargruva, en gammal gruva som nu är vattenfylld och sålunda otillgänglig. Att döma av materialet i varpen överensstämmer den till sin geologiska natur mycket nära med den nyss beskrivna. Utom svavelkis ses här även kopparkis. På varpen träffas i mängd stycken av en medelgrov, ljusgrå gnejs, som innehåller pertitisk mikroklin i halvcentimeterstora poikilitiskt utbildade individ.

Skärpningarna N om vägen visa inga väsentliga olikheter mot de nu beskrivna; tillgången på kismineral synes där vara obetydlig.

Gammelbergsdammen. Vid det s. k. Krondikets utlopp ur Gammelbergsdammen är en liten skärpning, enligt uppgift gjord 1909, på en helt liten mineralgång i glimmerskiffer. Gången består av en finkornig massa av blyglans och kopparkis, med körtlar av vit kvarts.

Kåravet. På gränsen mellan en c:a 10 m mäktig kalksten och angränsande leptit är en metersbred massa av rödbrun granat, grön pyroxen och epidot, klumpar av vit eller grågrön kvarts, fläckar av kalksten och en fattig impregnation av sulfider, huvudsakligen zinkblände men också litet svavelkis, kopparkis och blyglans. Hela bildningen liknar vissa lokala faser av skarnet i Falu gruva.

Under mikroskopet konstaterades i ett slipprov lika mängder av granat, pyroxen (diopsidisk augit) och epidot. I ett annat prov uppträder hornblände av smutsigt blågrön färg, men ingen pyroxen. Epidoten för där små ortitkärnor. Silikaten gränsa mot varandra med enkla konturer, kalkspat utfyller ofta mellanrummen. Zinkbländet bildar mellanmassa eller inträngер i hornbländet parallellt med dess genomgångar.

Övre Glamsarvet. Fyrahundra m SO om Övre Glamsarvets gård är en liten skärpning på ett 2 m mäktigt band av

svartgrönt hornbländeskarn, med klumpar av magnetkis. På sidorna anstår finkornig, ljusgrå leptit.

Sulfidförekomster inom det nordvästra leptitområdet.

Inom det nordvästra leptitområdet finnes ett avsevärt antal små gruvor, alla mycket gamla, och de flesta brutna på kopparmalm. Ett par av dem ha på senare tid varit föremål för undersökningsarbeten.

Samtliga gruvor ligga N om Övre Vallsan. De viktigaste äro anlagda på en smal, ungefär i N—S strykande malmförande zon, som efter den förnämsta gruvan lämpligen kan kallas Vargbergsstrecket. De övriga fyndigheterna tillhöra, med ett par små undantag, en längre mot NO framgående zon, Rolandsstrecket. Mycket möjligt är, att dessa båda malmstreck en gång stått i direkt samband med varandra, men sedan blivit skilda åt genom den stora Valsbergsförkastningen. Vargbergsgruvan finnes beskriven i CRONSTEDTS Mineralhistoria (1781); den av samme författare omnämnda Valsbergsgruvan har jag icke kunnat säkert identifiera, troligen avser namnet den näst Vargbergsgruvan mest betydande gruvan i samma streck.

Vargbergsstrecket är ganska väl blottat på en längd av över 400 m. Bredden på den granatrika malmförande bergarten uppgår ej till mera än c:a 30 m. Nordligast är en liten jordrymning, som visar en mörkgrå glimmerskifferartad leptitisk bergart med körtlar av poikilitisk cordierit. C:a 70 m S om denna jordrymning börjar Vargbergsgruvans serie av smärre gruvhål, fördelade på en sträcka av 150 m; längst i S är den enda gruva, som arbetats på senare tid. Den malmförande bergarten är en kristallisationsskiffrig, tämligen grovkornig bergart av granat, kvarts, cordierit, biotit och antofyllit. Utseendet växlar något, vanligast — såväl här som längre söderut i samma streck — är en gnejsliknande, något vresig bergart av röd granat med vit kvarts

som små strimmor och fläckar, samt biotit. En annan likaledes vanlig utbildningsform består av granat i tumsstora fläckar av den blekt röda färg, som är karakteristisk för almandin med invuxen kvarts, mörkgrå, ibland brunfläckig cordierit och antofyllit i den vanliga solformen. Den mikroskopiska undersökningen visar stora mängder kvarts, poikilitiskt invuxna i granat och cordierit, samt strimmor av kvartspflaster. Kvartsen är alltid utbildad i isometriska korn, under det att de övriga beståndsdelarnas anordning visar en utpräglad kristallisationsskiffrighet. Små strimmor av vit gångkvarts gå parallellt med denna skiffrighet.

Malmmineralen äro kopparkis samt något svavelkis. Blyglans har jag funnit som sällsynthet, och molybdenglans blott i en pegmatit av serarkäisk ålder (jfr s. 89). Kiserna träffas sparsamt inströdda litet varstädes i malmzonens bergarter, men synas alltid föredraga strimmorna av vit kvarts framför silikatbergarten och särskilt kvartsstrimmorna i den senast beskrivna, cordierit- och antofyllithaltiga bergarten. I detalj visar kopparkisens uppträdande fullständigt samma drag som i Falu gruvas hårdmalmer.

Gruvöppningarna äro alla långsträckta i bergartens strykningsriktning och följa dess vertikala stupning. Deras bredd uppgår till c:a 2 m. På ett ställe äro två parallella öppningar upptagna bredvid varandra, med ett metersbrett band emellan.

Omkring 120 m längre söderut är en annan gammal gruva, liksom Vargbergsgruvan omgiven av ganska stora gråbergsvarp (sannolikt ett par tusen ton). Stupningen är här 85° Ö. Trettio meter NV om denna gruva är en något mindre sådan, anlagd på en parallellmalm. Ytterligare 120 m söderut träffar man två smärre parallellgruvor, skilda av ett 2 m brett band. Stupningen är här 80°—85° Ö.

Där malmzonen är blottad mellan de olika gruvorna finner man städse den granatrika bergarten. I de sydligare gruvorna kunde inga vidare upplysningar om malmens förekomstsätt erhållas.

Samtliga gruvor voro vid tiden för mina besök[1] vattenfyllda och sålunda otillgängliga. Vid den sydligaste gruvöppningen vid Vargbergsgruvan kvarlåg emellertid en del nyligen bruten malm. Den skrädda malmen har en kopparhalt av — efter ögonmått — omkring 4 %. Malmprocenten torde ha varit omkring 50, genomsnittshalten av koppar i brutet berg skulle således vara ungefär 2 %. Den brutna kvantiteten var ringa.

Vid Rolandsstrecket råda så till vida andra förhållanden, att bergarter av den typ, som pläga åtfölja sulfiderna, ha stor utbredning långt ut, åtminstone åt ena sidan, från den även där smala malmförande zonen. Sålunda finnas vid gården Roland hällar av en å vittrad yta brungrå glimmerskiffer, med tättliggande, mer än decimeterstora, ljusgrå cordieritindivid av handliknande form. I närheten är en häll av amfibolit, rik på stora granater och på kvartsutskiljningar, samt intensivt veckad med axeln pekande approximativt åt NO.

Mellan gården och gruvorna äro åtskilliga hällar av granat- och cordieritrik bergart. Den vid gruvorna anstående bergarten är rödgrå, lik en leptitisk gnejs, granatrik och delvis starkt vresig. Den mikroskopiska undersökningen visar, att bergarten mot förmodan är fältspatfri; den består till mer än hälften av kvarts samt i övrigt av cordierit och litet biotit. Cordieriten bildar parallella tavelformiga individ och utgör den mest framträdande faktorn i bergartens kristallisationsskiffrighet. Biotiten är till stor del invuxen i cordieriten i form av tavlor vinkelräta mot cordieritens tillplattning — en egendomlig strukturföreteelse, som i mindre utpräglad form möter även vid Näverberg.

Bergarten innehåller oregelbundna utsöndringar av vit gångkvarts, som följa dess strykning och stupning. I kvartsen sitta granat, gyttringar av biotit och ljust blågrön gahnit, den sistnämnda vanligen i oktaedrar (centimeterstora) och ofta

[1] I oktober 1914 samt juni och augusti 1915.

som tvillingar efter spinell-lagen. Kopparkis, svavelkis och litet zinkblände ses i dessa zoner, både i kvartsstrimmorna och i bergarten mellan dem.

De nu beskrivna förhållandena gälla en nyupptagen skärpning, den enda punkt där malmens uppträdande kunde iakttagas, då alla övriga gruvhål och skärpningar på den c:a 200 m långa malmförande sträckan voro vattenfyllda. Det vill dock av varpens utseende synas, som vore skärpningen i fråga typisk för hela strecket, vad malmens förekomstsätt beträffar. I en varphög vid en av de sydvästligaste skärpningarna träffades ett stycke av tät, pyritblandad zinkblände-malm, med runda kvartskorn och mera oregelbundet formade biotitklumpar. Andra block på samma ställe visa en bergart impregnerad med zinkblände och blyglans.[1]

Trettio meter NV (således vinkelrätt mot strykningen) om de sydvästligaste skärpningarna på sulfidmalmen äro ett par skärpningar på järnmalm, markerande ett streck, som går parallellt med sulfidmalmstrecket, men som synes vara mycket kortare än detta. Bergarten liknar makroskopiskt den vid sulfidskärpningarna; malmen är magnetit, som bildar strimmor i ett skarn av mörkgrönt hornblände jämte granat.

Den s. k. Såggruvan är det största av de gruvförsök i trakten, som ej tillhöra Vargbergs- eller Rolandsstrecken. Den är belägen vid södra änden av Sågdammen. Bergarten är en starkt skiffrig leptit, en typ som har ganska stor utbredning Ö och N om Övre Vallsan. Såggruvan består av ett par små, nu vattenfyllda gruvhål, liggande tätt efter varandra i leptitens strykningsriktning. Vattnet visar ingen kopparfärgning. Den ytterst obetydliga varphögen innehåller utom stycken av sidostenen endast litet grönt, tätt horn-

[1] Det malmstreck, som här liksom på TÖRNEBOHMS Bergslagskarta benämnts efter Roland, kan möjligen vara detsamma som av HISINGER (Minerographie, I, s. 154) beskrives under namnet Storsvedbacken, en benämning, som passar ganska bra till läget. Annars angives intet annat, än att stället ligger i Åls socken. Beskrivningen, för vilken B. R. GEIJER uppgives som sagesman, lyder: »En Skärpning anlades här 1787, på gulgrön, merendels ståltät Kopparkis, och fintärnig Blyglans, i Qvarts och svart Glimmer.»

bländeskarn med gångkvartskörtlar och med pyrit och magnetkis insprängda i skarnet eller sittande i kvartsen. Denna obetydliga fyndighet erinrar sålunda till sin geologi om den lilla kisförekomsten nära Övre Glamsarvet (s. 197). Med all sannolikhet är Såggruvan samma gruva som i HISINGERS Minerographie benämnes Sågberget (Åls socken). Om denna säges: »Omkring år 1769 upptogs vid foten af detta Berg några skärpningar af gul Kopparkis, blandad med lefverfärgad Svafvelkis, hvaraf några skeppund utsmältes vid Insjö Hytta.»

I leptiten SV om Såggruvan har jag på två ställen sett små skärpningar på sulfider. I det ena fallet föreligger ett metersbrett band av granat, grönt hornblände och kvarts, med svavelkis, i det andra fallet kisimpregnerat hornbländeskarn.

Cordieritrika bergarter träffas ej blott i sulfidmalmstrecken, utan även inom andra delar av leptitområdet. Dessa bergarter överensstämma mycket nära med de malmförande, men sakna alldeles sulfidmineral. De uppträda huvudsakligen V om bäcken från Övre Vallsan till Mellan-Vallsan. I en grupp hällar V om Mellan-Vallsan uppträda utom normal leptit också hällar av en mörkt smutsgrå bergart med »fingrade» cordieritindivid synliga å vittrad yta. Under mikroskopet visar sig denna bergart bestå av kvarts och cordierit i ungefär lika mängd, samt underordnad biotit och några pseudomorfoser troligen efter antofyllit. Strukturellt överensstämmer den med likartat sammansatta bergarter från andra delar av kartområdet. En bergart av grågrön färg, med små granater och rosetter av grönt hornblände, sammanhänger nära med den cordieritrika formen. Deras förhållande till den normala leptiten döljes dels av de intrusioner av serarkäisk granit och pegmatit, som genomsvärma berggrunden, dels också av jordbetäckningen.

På toppen av berget Issklack återfinner man samma typ, en gråbrun biotitskiffer med talrika fingrade cordieritindivid. Ett slipprov genom en mer än tumsstor cordieritkristall visar

att den är alldeles frisk och, i motsats till förhållandet å föregående lokal, fri från kvartsinneslutningar, däremot innehåller den talrika biotittavlor, cummingtonitstänglar och små svarta malmkorn. Förhållandet till leptiten är här något tydligare: cordierit-biotit-skiffern bildar två band, vardera 2—3 m brett, i leptiten. Bergartsgränserna, en föga markerad bandning i leptiten, och skiffrigheten gå parallellt.

Även i leptiten längre åt NO, Ö om 278-m-toppen, finnas två band av liknande bergart, ungefär lika breda som på Issklack. Bergarten är där mycket cordieritrik, granat- och antofyllitförande. Också V om Övre Vallsan (utanför kartans gräns) anstå cordieritförande bergarter. På bergssluttningen ned mot sjön ligga mycket talrika block av en grå biotitrik leptit, med spridda, högst tumsstora cordieritkörtlar ävensom ofta granat av almandinfärg. Mera sällan ses större, »fingrade» cordieritindivid. Bergartens huvudmassa har karaktär av en natronleptit, bestående av kvarts, natronrik oligoklas och biotit.

I ingen av de nu uppräknade förekomsterna av cordieritrika bergarter ha sulfidmineral observerats. Det må emellertid erinras om, att exempelvis stora delar av det analogt sammansatta området vid Roland äro lika fria från dylika.

Järnmalmer.

De järnmalmsfyndigheter, som finnas inom det undersökta området, äro samtliga mycket obetydliga, och ingen av dem är för närvarande under arbete. Samtliga äro svartmalmer, åtföljda av hornbländeskarn och litet granat.

Störst är den s. k. Korsnäsgruvan, belägen strax N om gamla landsvägen Falun—Korsnäs. Utom ett par smärre skärpningar finnas här tre timrade schakt, samtliga nu vattenfyllda. Över ett av dessa finnes en år 1887 upprättad gruvkarta, som visar ett 30 m djupt schakt utan några vidare arbeten. Malmen skall, enligt den åtföljande beskriv-

ningen, ha varit från några dm till 1 à 2 m mäktig och ha hållit 60 % Fe. Enligt samma källa äro de båda andra schakten troligen lika djupa.

Malmen är en finkornig, svart magnetit och åtföljes av ett svartgrönt, medelgrovt hornbländeskarn. Sidostenen är en gråvit leptit med mörkare strimmor, rika på hornblände och biotit. Under mikroskopet visar den en pflaster av plagioklas oeh kvarts samt kloritiserad biotit, stänglar av grönblå amfibol och enstaka korn av guldbrun, dubbelbrytande ortit. Plagioklasen är till stor del sericitvandlad. Frånvaron av lamellering försvårar bestämningen. Ett snitt $\perp \alpha$ ger $-6°$ utsläckning, varav erhålles $Ab_{83}\,An_{17}$. Sericitiserade korn visa en vida lägre ljusbrytning än detta — möjligen har här en albitisering gått hand i hand med sericitiseringen. Någon likhet med de egentliga albitleptiterna med deras schackbrädesalbit har bergarten dock icke. Mera underordnat uppträder en rödgrå, kvartsfattig form med stora, delvis poikilitiska hornbländestänglar och talrika små korn av blekgrön diopsid.

I västra delen av 197-m-höjden N om Korsnäsgruvan ses talrika skarnband i leptiten, inbördes parallella och högst 1 till 2 dm breda. Skarnet är ett mörkt hornbländeskarn, ofta med rundade, ett par mm stora, vita korn, som vid mikroskopisk undersökning befinnas vara plagioklas, eller oftare ett aggregat av färglös glimmer och epidot med rester av ett ursprungligt plagioklaskorn. Plagioklasen kan ej bestämmas, men har tydligen varit kalkrik. Även diopsid ingår rikligt i skarnet. Hornbländet är starkt färgat i den vanliga skalan: a ljust brungul; b brunaktigt grön; c blågrön; dess optiska axelvinkel är liten. Även små ortitkorn ses.

I den västra sluttningen av denna höjd är en liten skärpning anlagd på ett meterbrett skarnband med magnetitmalm lik gruvans.

I den pegmatitgenomvävda berggrunden NO om Finnbo, nära gränsen till gnejsgraniten, finnes ett c:a 10 m^2 stort, av pegmatit omgivet parti av skarnrandig leptit samt skarn

med insprängd magnetit. Skarnet består av mörkgrönt hornblände och små rödbruna granater. Även denna minimala malmförekomst har undersökts med en skärpning.

En mycket gammal, vattenfylld skärpning N om Nästjärn är anlagd på finkornigt grönsvart hornbländeskarn med magnetit och fläckvis kvarts. Sidostenen är leptit, typiskt kvartsporfyrisk några få meter från skärpningen, men närmast skarnet till synes silicifierad. Ett block i varpen visar en pflasterkornig kvartsit, genomvävd av fina, anastomoserande ådror av hornblände och, mera underordnat, en mycket lågt ljusbrytande, starkt epidotiserad fältspat. Hornbländet är kraftigare färgat än det nyss beskrivna, men i övrigt likt detta.

Nära kartområdets nordvästra hörn ligger en liten järngruva, vars namn är mig obekant. Gruvan, som är vattenfylld, mäter i dagen 4×3 m. Den lilla varphögen täckes av ett tjockt mosstäcke, i vilket växa stora granar och tallar, angivande en ganska hög ålder för gruvan. Bergarten är här en grå, tämligen grov leptit, med talrika parallella, sällan mer än ett par cm breda strimmor av mörkgrönt hornbländeskarn och röd granat. Gruvan är anlagd på dylikt skarn med insprängd magnetit. Förekomsten liknar sålunda de förut beskrivna. Även litet svavelkis och magnetkis uppträda i skarnet.

Järnmalmsskärpningarna vid Roland äro redan omnämnda (s. 201).

Kort karakteristik av de geologiska förhållandena vid ett antal mellansvenska sulfidmalmfyndigheter.[1]

Floberget (Åls s:n, Dalarna).

Flobergets gruva, även kallad Flodberget eller Flogberget, ligger S om sjön Gopen, nära gränsen mellan Åls och Bjursås socknar. CRONSTEDT[2] uppgiver, att gruvans 5 schakt äro anlagda på 3 olika »kopparmalmgångar» med strykningsriktning NNO. Deras läge synes bekräfta denna uppgift. Det största djupet skall vara 67 m, och malmen har varit »grön kopparmalm», d. v. s. kopparkis, jämte svavelkis och »leverfärgad kis» (magnetkis). Gruvorna ha nu länge stått öde och vattenfyllda, men några smärre skärpningar ha nyligen upptagits intill dem. De gamla varpen torde uppgå till några tusen ton.

Några hundra meter från gruvan anstår leptit med ränder av kalksten. Bergarten vid gruvan åter är finkornig, mörkt grå, tydligen kvartsrik och ofta med en fin randning. Slipprov visar, att beståndsdelarna äro kvarts, biotit, staurolit och

[1] Man jämföre det s. 5 anförda angående denna undersöknings karaktär.

Några fyndigheter ha ej besökts av den anledning, att över dem beskrivningar nyligen publicerats (detta gäller bl. a. Åmmeberg och Sala, som båda finnas beskrivna i de till geologkongressen 1910 publicerade guiderna). En eller annan under arbete varande gruva, såsom Kalvsbäcken, har ej medhunnits. Detsamma gäller naturligen ett stort antal gamla gruvförsök, som ej nått över skärpningsstadiet. Slutligen har jag, för att undvika kollision med en pågående undersökning, ej kunnat besöka Riddarhyttefältet.

[2] Mineralgeschichte, Nürnberg 1781, s. 153.

andalusit, jämte en mindre mängd muskovit. Fältspat saknas alldeles. En del av biotiten är ansamlad i skikt, som bilda de även i stuff framträdande ränderna, varvid dock biotittavlorna stå vinkelrätt mot skiktningen — sålunda samma egendomliga företeelser, som vi redan mött i flera bergarter av analog sammansättning. Andalusiten och stauroliten äro båda poikilitiskt utbildade och ligga utsträckta i rader parallella med biotitränderna och kvartsmassans otydliga kristallisationsskiffrighet.

I varpen ses också enstaka stycken av biotitfels, i ett fall med mer än tumsstora granater av almandintyp, i ett annat med rosetter av en fint fibrös, ljusbrun amfibol, troligen antofyllit. Biotitfelsen för litet kopparkis. Dessa bildningar likna ju närmast en del skölbildningar i Falu gruva.

Malmen synes väsentligen ha haft karaktären av en sulfidimpregnation i grönskarnartade strimmor i andalusit-staurolit-kvartsiten. De prov, som nu kunde erhållas, visa i allmänhet ett smutsgrönt skarn med svavelkis, kopparkis, magnetkis, zinkblände och litet blyglans. Detta malmhaltiga skarn visar oftast en egendomlig struktur: det bildar ärtstora korn, vanligen rundade men ibland begränsade av otydliga plana ytor (kristallytor?), mellan vilka malmmineralen och en grönaktigt brun amfibol bilda en utfyllnad. Ett slipprov av zinkmalm med denna utbildning visar följande. Kulorna bestå av en finfjällig massa av blekgrön klorit med penninens låga dubbelbrytning. I flera av dem finnas i centrum stora stycken av en blekt blågrön spinell, med all sannolikhet gahnit. Denna spinell genomdrages av kloritådror på ett sådant sätt, att det är tydligt att den är stadd i omvandling till klorit. Troligt är, att hela kornet varit spinell, detta så mycket mera som man ibland ser antydan till oktaederbegränsning hos pseudomorfosen. Mellan kulorna av gahnit och klorit ligger zinkblände och litet blyglans, ställvis även kvarts eller en (i slipprovet) färglös till svagt blågrön monoklin amfibol. Zinkbländet inträngер längs amfibolens genomgångar och mellan kloritfjällen i kloritkulornas yttre delar.

I Bergscollegii samlingar (Riksmuseum) finnas tre malmstuffer från Floberget; en tillhör den nu beskrivna typen, en annan visar kopparkis insprängd i en blandning av biotit och brun amfibol (erinrar sålunda om den ovan beskrivna biotitfelsen), den tredje åter kopparkis i kvartsådror med litet flusspat.[1]

Omkring 5 km V om Floberget, V och SV om Sågmyra järnvägsstation, ligga några små ödegruvor, som på TÖRNEBOHMS Bergslagskarta äro angivna som koppargruvor. De synas vara anlagda på malmförande partier av ett finkornigt hornblände-skarn i leptiten. På ett par ställen konstaterades en fattig impregnation av kiser i dylikt skarn, vid en gruva sågs en starkt kvartsig magnetitmalm.

Insjögruvan (Åls s:n, Dalarna).

Insjöns gamla koppargruva är belägen c:a 6.5 km rakt västerut från det nordvästra hörnet av kartan, tavla 1. Gruvan har länge legat öde, blott i fältets sydöstra ände ha en del mindre försvarsarbeten utförts.

Fältet stryker i NV—SO och har en längd av omkring 200 m. Stupningen är flack mot NO, enligt BILLOW[2] ej mer än 35 1/2°. Block i varpen visa en starkt utpräglad stänglighet, men på grund av bristande blottningar i fast berg kunde denna struktur ej närmare bestämmas till sin riktning. De olika gruvorna torde ej vara anlagda på samma malmrand: den längst i NV, i Bäckgruvan brutna malmen ligger sannolikt något V om den, som brutits i Storgruvan (jfr i det följande citatet ur BILLOWS beskrivning). HISINGERS uppgift, att en »malmgång» går rakt i N—S, således i 45° vinkel mot huvudgången, förefaller osannolik.

---

[1] CRONSTEDT (l. c.) uppgiver även gedigen vismut från denna gruva.

[1] JON. BILLOW: »Insiö Koppar-Grufva . . . år 1769», karta med beskrivning, i Kommerskollegii gruvkartekontor. Korta beskrivningar finnas hos CRONSTEDT (Mineralgeschichte, s. 159) och HISINGER (Minerographie, s. 154). CRONSTEDT uppgiver stupningen till 45°.

Gruvans bergart är en mörkgrå, tät kvartsit, med tydlig bankning, men utan skiktning. Under mikroskopet befinnes den bestå av kvarts, biotit och cordierit, den sistnämnda till stor del omvandlad i kloritiska eller glimmerliknande produkter.

I fältets sydöstra ände är berggrunden, tack vare några nyare undersökningsarbeten, bättre blottad än inom fältet i övrigt. Där uppträda i kvartsiten flera konforma inlagringar av några decimeters mäktighet, bestående av biotitskiffer och granatbiotitskiffer, ofta kishaltiga. Liknande bergarter måste förekomma genom hela fältet, ty stycken av dem äro ej ovanliga i varpen. Utom biotit och granat (av typisk almandinfärg) ingår ibland en blågrå, frisk cordierit och stundom en brun amfibol.

I de nya blottningarna träffas också en vit, medelgrov kalksten med gula korn av kondrodit, ordnade i skikt, samt med en obetydlig impregnation av kiser och blyglans. Kalkstenens mäktighet uppgår åtminstone till 0.5 m. Tillsammans med den uppträder ett finkornigt, ljusgrönt malakolitskarn med fläckar av mörkgrönt hornblände och enstaka blekröda partier av plagioklas (att döma av ljusbrytningen ungefär bytownit).

Beträffande malmens utseende är man här, liksom vid flertalet öde gruvor, huvudsakligen hänvisad till att av de bitar, som händelsevis finnas kvar på gruvbacken, bilda sig en föreställning om detsamma. Tack vare den hjälp man har i erfarenheter från andra fyndigheter med mer eller mindre likartad geologi, går detta säkrare än man skulle vänta sig. Vid Insjögruvan har man också en god ledning av Billows ovan citerade gruvbeskrivning, som gör ett mycket vederhäftigt intryck. Billow skriver om Bäckgruvan, den nordligaste i fältet: »Malmgången träffades i dagen allenast 1 q mägtig, men har sedan småningom på djupet tilltagit både i godhet och bredd. *Liggandet* består af allmänna bergel. Ställstensarten, som dock här är mera qvarts-rådande, och invid gången isprängd med goda kesgnistor, hvarföre den

brytes att nyttjas såsom hårdmalm til hjelp uti smältningen. Närmare gången ökar sig glimmerblandningen, hvarpå til Salband vidtager en ljusgrön, hal och groffjällig glimmer, stundom 5 q:, stundom alenast 3 à 6 tum mägtig, och tunnast då hvita qvarts hällar med goda malmgnistor öfver honom infalla, af högst 7 al:s längd 1/2 al:s tjocklek och 3 à 4 al:s bredd. Därpå vidtager *Gångarten*, el. en mindre groffjällig men mera vågig glimmer, som stundom är blandad med strålskörl, och blände, och hvaruti *malmen* på et besynnerligt vresigt sätt faller uti täta goda kes-körtlar,[1] merendels til 1 à 2 tum och en del til 1 qr. tjocke. Denne gångart är nu 2 1/2 al. stundom 3 1/2 al. mägtig, något smalare emot N än mot S, men ombytelig, och på et el. annat ställe funnen merendels tom. *Hängandet* består efter ren släppning åter af ställstensarten, men mera lös, skifrig, och glimmerblandad . . . Man har nu all anledning at tro, det denna Grufva nu för tiden afdrifves på en ny gång, som i V åtföljer, och ligger under den man innehaft i Stor Gr:, samt äger lika fallande på djupet men är i öfrighet till art och mägtighet vida därifrån skilder, hvilket af följande ytterligare beskrifning kan intagas. *Stor Grufve malmgången* har bestådt af en mägtig svafvel och jernbunden koppar kes, som stådt samlad utan synnerlig blandning af bergart, och i dagen varit något bättre och mera lönande, men på djupet blifvit alt mer och mer blöt och til slut så försämrats, at han ej kunnat draga kostnaden. Efter nu varande Grufvefogdens intygande, som innan sista ödesmål arbetat i denna Grufva — — — har malmens bredd på bottnen varit goda 3 f:r som tvärt på salbanden gör en mägtighet af mer än 5 al.» Storgruvan uppgives ha ett donlägigt djup av 50 famnar.[2]

BILLOWS beskrivning av Bäckgruvans malm visar alldeles

[1] BILLOW begagnar tydligen »kes» i betydelsen kopparkis, under det att samma ord nu för tiden i Falu gruva användes för svavelkisen.

[2] BILLOWS beskrivning innehåller ytterligare en del uppgifter om de olika gruvornas dimensioner m. m.

tydligt, att denna uppträtt i ett biotitrikt band likartat med dem, som nu kunna ses blottade i fältets sydöstra ände. Kopparkisens förekomstsätt i körtlar erinrar om skölmalmerna i Falun, med vilka ju även i övrigt likheter föreligga. Beskrivningen visar också, att de »hårdmalmsrum», som gruvkartorna upptaga, ej innehållit malm lik Falu gruvas hårdmalm, utan en till sin mineralsammansättning annan typ. Av denna ha emellertid inga prov erhållits. Däremot träffar man i varpen rikligen stycken från den brutna blötmalmstocken. I allmänhet bestå dessa stycken av grovkristallin svavelkis, tämligen ren eller något biotitblandad eller med en jordig svart vittringsprodukt, mot vilken pyriten är idiomorf. Andra stycken bestå av magnetkis med rikligt svavelkis, eller av brunt zinkblände. Det enda kopparkisförande stycke jag funnit består av magnetkis med korta stänglar av brun amfibol samt kopparkisfläckar, övergående i en zinkbländemalm. Denna blötmalm liknar således vissa varieteter av Storgruvekisen i Falun.

Av dessa provstycken och av Billows beskrivning får man den bilden av Storgruvan vid Insjön, att den brutits på en stock av svavelkis (övervägande), magnetkis och zinkblände, med insprängd kopparkis, och att orsaken till att brytningen upphört varit den att kopparkishalten avtagit mot djupet.

Serarkäisk muskovitpegmatit bildar ett mycket stort massiv S och V om gruvan, men är inom själva gruvfältet blott representerad av ett fåtal smärre gångar.

Mårtanberg (Rättviks s:n, Dalarna).

Bergarten vid Mårtanbergs koppargruva angives på Törnebohms Bergslagskarta (bl. 2) såsom »flasrig gneis, granitgneis». Här skulle sålunda kunna föreligga ett fall av malmbildning i en granitisk bergart. Andra möjligheter vore, att malmen tillhörde ett i gnejsen inneslutet brottstycke, eller att »granitgnejsen» här, liksom fallet visat sig vara inom nordvästra delen av det i tavl. 1 framställda området, ej alls är grani-

tisk utan i stället en leptitbergart. Min undersökning har visat, att malmen mycket riktigt uppträder i en gnejsig granitbergart — men gruvans tillstånd gör det omöjligt att avgöra, om den är ett brottstycke eller en nybildning. Fyndigheten erbjuder likväl åtskilligt av intresse.

Min väg till Mårtanberg gick från Slättbergs station, varifrån en c:a 5 km lång skogsväg för norrut över Middagsbodarna till Mårtanberg. Väster om Mörttjärn, c:a 800 m S om gruvan, är berggrunden väl blottad. Där anstår en medelgrov biotitförande grå granit, i det närmaste massformig samt rik på amfibolitbrottstycken. Vid gruvan återfinna vi samma bergarter, men med starkare sekundär parallellstruktur; ytterligare några hundra meter norrut äro de gnejsiga.

Söder om gruvan är ett undersökningsdike upptaget, visande den något gnejsiga graniten med spridda amfibolitbrottstycken samt några parallella amfibolitband, som möjligen äro yngre gångar. Gruvans varphögar torde till c:a $^9/_{10}$ utgöras av samma bergarter som i detta dike, dock med den skillnad, att amfibolitbrottstyckena äro så talrika, att bergarten bör betecknas som en eruptivbreccia. Mellanmassan är här något inhomogen, växlande mellan granit och diorit (säkert till följd av resorption), samt något starkare gnejsig än i diket. Ett slipprov av denna mellanmassa visar en kvartsdioritisk bergart av plagioklas, kvarts, blågrönt hornblände och litet magnetit. Plagioklasen är oftast zonalstruerad, stundom med talrika, skarpt markerade höljen. I ett fall av enkel zonalstruktur bestämdes genom utsläckningen i symmetriska zonen (14°, resp. 4°) kärnan till $Ab_{70}\,An_{30}$ och höljet till $Ab_{77}\,An_{23}$. Kvartsen är nästan alltid granulerad. Även plagioklasen, som ursprungligen torde ha varit idiomorf mot kvartsen, visar konturer, som tyda på att de tjockt tavelformiga individen rivits mot varandra och på samma gång ordnats subparallellt. Någon murbruksstruktur förekommer dock icke. Strukturellt avviker bergarten väsentligt från den till sammansättningen ganska närstående gnejsgraniten från Falutrakten. Det förefaller sannolikt, att denna

struktur uppkommit under stelningen (således genom protoklas) och ej genom tryck på en fast, alltigenom kristalliserad bergart.

Gruvöppningarna vid Mårtanberg äro fyra: Gustavs, Karl och Johans (Jans) gruvor ligga i nära rak linje i N—S, Lundins gruva ligger SV om Johans. Gustavs, Karls och Lundins gruvor äro sammanbrutna på djupet.

Gruvorna stå nu vattenfyllda. Endast på ett ställe, vid Johans gruva, var anstående bergart i gruvans kant åtkomlig. Där anstår en något skiffrig, fettglänsande, mörkt grå kvartsit, med subparallella amfibolstänglar och litet svavelkis. Under mikroskopet befinnes amfibolen vara färglös, monoklin, sannolikt en cummingtonit. Samma kvartsit ingår i väsentlig mängd i varpen. Den för ofta små fläckar och strimmor av svavelkis och kopparkis. Utan tvivel har denna kishaltiga kvartsit utgjort huvudmassorna av den primära malmen i Gustavs, Karls och Johans gruvor (jfr nedan). Förgäves eftersöktes något, som kunde giva bestämd upplysning om kvartsitens förhållande till graniten och amfiboliten. Emellertid träffades i varpen ett par block av en massformig, tämligen finkornig, kopparkisförande granit, vilka underkastades mikroskopisk undersökning. Bergarten liknar den nyss förut beskrivna, men är något mera massformig än denna. Plagioklasen, som ofta är idiomorf mot kvartsen, visar vacker zonalstruktur (fig. 37). I ett snitt nära $\perp \alpha$ erhölls för kärnan en utsläckning av + 20°, för det mycket tjocka höljet + 10°, motsvarande ungefär Ab_{65} An_{35} resp. Ab_{72} An_{28}. Bergarten innehåller några stänglar av antofyllit samt några starkt förgrenade korn av en i slipprov blekröd granat. Ett slipprov togs av en kopparkisförande strimma, i vilken i stuffen även en gråbrun amfibol kunde urskiljas. Här befanns granitens plagioklas till större delen vara förträngd av kvarts och av amfibol. Den senare har i slipprov en svagt grågrön färg och en utsläckning c : c av 18°. Det förtjänar särskilt framhållas, att amfibolen tydligt förtränger plagioklas.

Slutligen har på varpen även träffats några stycken av

pyritimpregnerat, mycket finkornigt grönt skarn samt ett av en likaledes kisinsprängd kalksten. Rörande den sistnämnda, som blott representeras av ett litet stycke, kan man vara i tveksamhet, huruvida man har att göra med gångformig kalkspat eller med kalksten i vanlig mening.

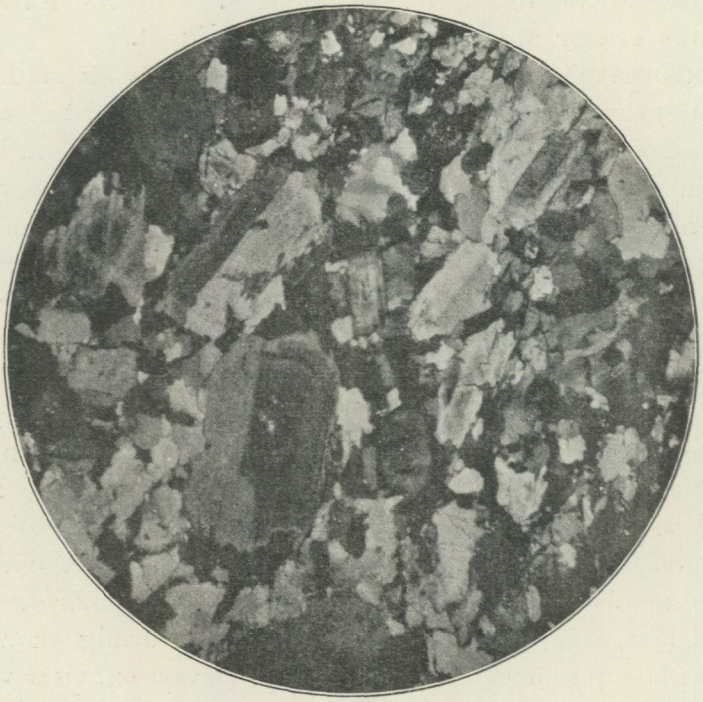


Fig. 37. Granit med zonalbyggd plagioklas, Mårtanberg. Först. 16 ggr, nik. +. [*Granit mit zonalgebauten Plagioklasen, Mårtanberg. Vergr. 16, gekr. Nik.*]

Swab säger i sin gruvkartebeskrivning av år 1783,[1] att »hällarten består här af en Grå Glimmerrådande Granit, som med Gångarten varit mer eller mindre anväxt, samt stundom hyst vacker malm. Gångarterna i dessa Grufvor, är ej en och samma. Uti Gustafs-, Carls- och Jans- Grufvor är den mycket qvarts rådande, och uti Lundins består den af gröfre och finare Glimmer, hvars fasthet har varit nog olika. Mal-

[1] »Mårtenbergs Grufvor uti Rättviks sokn och Dahlarne, Afmätte År 1783 af Anton Swab.» I Kommerskollegii gruvkartekontor.

merne, som här brytas, finnas uti större och smärre kjörtlar och strimor, hvilka mera tyckas vilja efterfölja Gångarten åt djupet än i fält.» I Lundins gruvas »Östra Gång» skall gångarten »icke allenast vist sin största mägtighet, utan ock, blifvit så lös, att Den med Spade kunnat utbrytas. Vid en sådan Gångartens förändring, har händt, att den Gröna malmen aldeles uphört, och i dess ställe, Större och Smärre obeständliga kjörtlar af Grå Kopparmalm och Lazur infallit.»

»Lundins Grufva upfants år 1776, och anlades efter 2:ne lösa Glimmerskiölar, som hade sin strykning S:V: och N:O:. Malmen var i början svag, med mycket Svafvelkis och Blände blandad, men efter djupets tilltagande har den blifvit alt mer och mer förädlad.» Med orten Odelberg i denna gruva »fant man inom några få skott, kiesig Gul Kopparmalm, som efter 1 f:ms indrifvande, förvandlades till en ganska vacker klump af Grå koppar malm till 1/2 f:ms mägtighet».

»Carls Grufva, som är den först arbetade, har alt ifrån dagen visat 2:ne paralella Gångar bestående af qvartsrådande Skifvig Ställsten, med en mellanstående Bergsmittel af fin grå Granit — — —.» »Malmen skall i början varit mycket samlad; men på djupet mera spridd.»

»Gustafs Grufva skall i början gifvit en rik och samlad malm, som på 8:de f:m aldeles uphördt. Jans Grufva är anlagd efter flera smärre malmstrimor och kjörtlar, hvilka dock alltid varit så obeständiga, att i bland visat sig anledning till mycken malm, och åter als intet. Då den efter 8 f:ars afsänkning ödelemnades, visade sig endast på ett ställe af Bottn, en tums mägtig malmstrima, som med Lazur var omgifven.»

Av denna beskrivning framgår ju tydligt, att den förut beskrivna kopparkisförande kvartsiten utgjort malmen i Carls, Gustavs och Johans gruvor. Däremot få vi ej heller av den någon klarhet i kvartsitens förhållande till graniten. Rikedomen på amfibolitbrottstycken i graniten talar obestridligen i viss mån för att även den malmförande kvartsiten skulle utgöra brottstycken. Å andra sidan skulle man i

detta fall förväntat att i graniten finna även smärre kvartsitbrottstycken, av en storlek jämförlig med amfibolitinneslutningarnas. Positiva skäl för att antaga malmbildningen vara yngre än graniten givas av det ovan beskrivna uppträdandet av kvarts, amfiboler (cummingtonit och antofyllit) och granat jämte kopparkis som nybildningar i graniten. Då härtill kommer, att vi redan i Falu gruva gjort bekantskap med en likartad omvandling av en granitisk porfyrbergart, torde det få medgivas, att den sannolikaste tydningen av Mårtanbergs geologi är den, att den malmförande kvartsiten förträngt granit.

I varpen vid Lundins gruva träffas ganska talrika stycken av »skölberg» av finfjällig grön klorit, ibland också med glimmer och något hornblände. Dessa stycken härröra tydligen från de »glimmerskölar», som skola ha innehållit malmen i Lundins gruva. Dessutom finner man talrika stycken, där graniten genomsättes av ända till nära decimetertjocka gångar av vit grovkristallin kalkspat, ofta med kopparglans, samt ibland med kvartskristaller och bergbeck.

Mårtanbergs gruva skiljer sig från flertalet mellansvenska kopparfyndigheter genom de sekundära processernas omfattning. Swabs ovan citerade beskrivning skildrar ju, hur kopparkisen övergår i kopparglans och bornit samt huru kisranden i botten av Jans gruva var omgiven av bornit.[1] Ett par stuffer i Bergscollegii samlingar (Riksmuseum) visa denna sistnämnda företeelse — sannolikt från Lundins gruva, eftersom malmen sitter i »skölberg» av klorit och hornblände. Fig. 38 återgiver ett fall, där en kopparkiskörtel av den i skölmalmer vanliga formen är omgiven av bornit, som även sänder in fina ådror i kisen. Här föreligga sålunda vackra exempel på sekundära omflyttningar av kopparhalten inom en fyndighet. Kopparglansens uppträdande, synnerligast dess förekomst i kalkspatgångarna, visar på samma sak.

[1] Som bekant användes fordom ofta beteckningen »grön kopparmalm» för kopparkis, och alltid »(koppar)lazur» för bornit. »Gråkoppar» är ju en ännu brukad benämning på kopparglansen.

HISINGER[1] beskriver från Mårtanberg en grön kromockra, med stänk av cuprit, som skall ha träffats såsom sprickfyllnad i Lundins gruva.

Några hundra meter N om Mårtanbergs gruvor är en

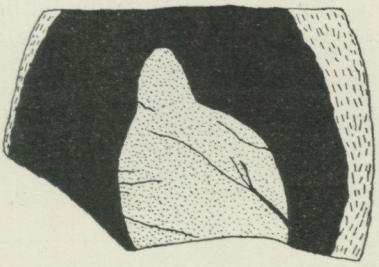


Fig. 38. Kopparmalm ur sköl, Mårtanberg. 3/4 nat. st. Visar huru kopparkis (prickad) förtränges av bornit (svart); streckning betecknar »skölberg» av hornblände och klorit. [*Kupfererz aus »Sköl», Mårtanberg. 3/4 nat. Gr. Zeigt, wie Kupferkies (punktiert) durch Bornit (schwarz) verdrängt wird; Strichelung bezeichnet »Sköl» aus Hornblende und Chlorit.*]

skärpning på ett ungefär halvmeterbrett band av svavelkis, zinkblände och »grönskarn», i eruptivbreccia av samma slag som den vid Mårtanberg anstående, men starkare skiffrig.

Tomtebo (St. Skedvi s:n, Dalarna).

Tomtebo gamla koppargruva ligger N om Dalälven, i norra kanten av ett område av moränmark och blottat berg, som något höjer sig över mjälslätten. Inom samma område ligger en liten järnmalmsfyndighet, en annan finnes strax SV därom. Berggrunden tillhör leptitformationen, men 4 km Ö om Tomtebo, intill Stora Skedvi kyrka, anstår en medelgrov, föga gnejsig granit, som på TÖRNEBOHMS Bergslagskarta föres till urgraniterna. Serarkäiska pegmatitgångar av ungefär samma typ som vid Falun äro ej ovanliga i Tomtebotrakten.[2] Även några smärre diabasgångar ha iakttagits.

Tomtebo gruva omnämnes redan av CRONSTEDT såsom gammal. Efter en period av livlig brytning under mitten

[1] Afhandl. i Fysik etc., IV, s. 350.

[2] På en av dessa gångar är det s. k. Österby kvartsbrott anlagt, bekant såsom fyndort för thalénit.

av 1800-talet låg den öde till 1914, då den återupptogs. Under de senaste årens arbete har den mera brutits på svavelkis än på kopparmalm.

Österby järngruva (tecknet SO om namnet Österby å kartan fig. 38) ligger utanför hällområdet; fasta berget är täckt av mäktig mjäla, kanske även av morän under denna. Som gruvan vid tiden för mitt besök låg öde, kunde endast varphögarna undersökas. Man finner i dem huvudsakligen en mycket finkornig, ljusgrå leptit, i vilken ofta en brungrå cordierit uppträder som tumsstora fläckar, stundom åtföljd

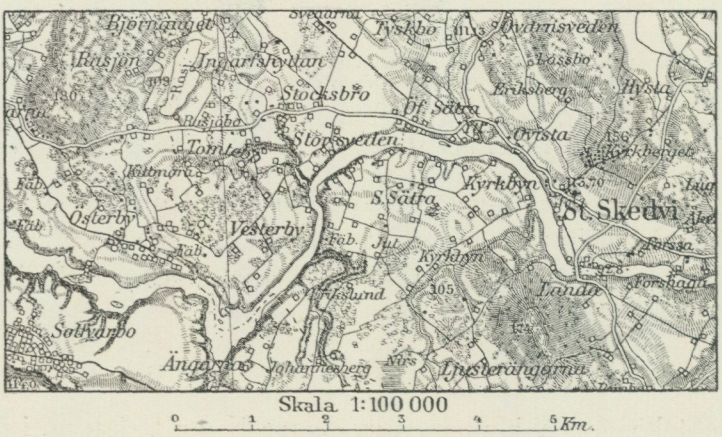


Fig. 38. Topografisk karta över trakten kring Tomtebo. Skala 1 : 100 000 (efter topogr. bladet »Hedemora»). [*Topographische Karte der Umgegend von Tomtebo. Massst. 1 : 100 000 (nach dem topogr. Blatte »Hedemora»).*]

av granat. En annan bergart, som utgör en icke oväsentlig beståndsdel i varpen, är ljust blågrå, sannolikt kvartsitisk, med inströdda korta prismor av en svart amfibol, delvis i radiell gruppering. Mera ovanlig är en grov cordieritkvartsit, med ända till decimeterstora regelbundna solar av en glänsande svart amfibol (troligen gedrit) samt enstaka granater av almandintyp. Järnmalmen är magnetit, svart och finkornig, ibland rik på kvarts i flammor och fläckar (aldrig i skikt) och ofta åtföljd av ett mörkgrönt, medelgrovt till finkornigt hornbländeskarn. Inga kismineral kunde iakttagas, vilket är så mycket mera påfallande, som de malmfö-

rande bergarternas mineralsammansättning snarare skulle låta förmoda en kismalm än en järnmalm.

I den lilla höjden 600 m ONO om gruvan (där sockengränsen går) anstår i södra kanten en biotitskiffer, med gråblå cordieritindivid om decimeterlängd samt grova stänglar av en svartgrå amfibol, vilka ligga inströdda i biotitmassan och i cordieriterna. Inom övriga delar av denna höjd, och inom skogsmarken närmast NO om densamma, anstår en bergart, som lämpligast kan betecknas såsom en finkornig och tämligen glimmerfattig glimmerskiffer, ofta (kanske alltid) cordieritförande. Glimmern är biotit, stundom även muskovit; i det senare fallet plägar bergarten vara mera grovkornig. Cordieriten är i stuff gråbrun, och visar i slipprov tydlig gul pleokroism; den är full av kvartsinneslutningar. Små solar av antofyllit iakttagas mera sällan. Bergartens skiffrighet stryker i N 30° O.

I glimmerskiffern ligger en liten järnmalmsfyndighet (se fig. 38), på vilken skärpningar upptagits. Malmen är finkornig, blåsvart magnetit, uppträdande som strimmor i ett medelgrovt, granathaltigt, svartgrönt hornbländeskarn. Skarnet och malmen bilda flera skilda, med bergartens strykning och vertikala stupning konforma, högst 2.5 m breda band.

I skogen S om Tomtebo anstår samma glimmerskiffer. Några hundra meter SV om gruvan är en liten skärpning på svavelkis, som förekommer rikligt insprängd i en glasig, i den omgivande glimmerskiffern övergående kvartsit.

Strax S om gruvan, vid det gamla rödfärgsverket, anstår en delvis cordieritkörtlig glimmerskiffer med strykning rakt Ö—V. I denna bergart kan man iakttaga en egendomlig vittringsföreteelse: till ett djup av 1—3 cm från hällytan är bergartens biotit ersatt av en sidenvit glimmer. Denna vittring kan ej gärna bero på annat än inverkan av SO_2, sannolikt huvudsakligen i form av roströk. Vid flera andra gamla sulfidgruvor kan antydan till liknande företeelser iakttagas, men aldrig så tydligt som här.

Nära rödfärgsverket övergår glimmerskiffern norrut i en

mörkgrå biotit-cordierit-kvartsit. I denna förekomma några smärre, till sin strykning skäligen oregelbundna strimmor av kvartsig svavelkis, på vilka två brända schakt äro anlagda. Här ses också en liten amfibolitgång. Kvartsiten här torde direkt sammanhänga med den i Tomtebogruvan.

Tomtebo gruvas bergart är en grå kvartsit med en ganska hög halt av biotit — i form av tavlor om c:a 5 mm — och av andalusit, som ger bergartens färg en fläckvis rödlätt anstrykning. Även litet muskovit ses, och pyrit är en tämligen konstant beståndsdel. Strukturellt överensstämmer denna bergart fullkomligt med biotit- och andalusitrika former av kvartsiten vid Falun. Muskoviten är med all sannolikhet primär. Cordierit är, påfallande nog, ej alls så allmän som andalusiten. Den uppträder dock ställvis i större mängd, då vanligen tillsammans med biotit, i form av bandformiga partier i kvartsiten. Antofyllit har observerats i varpen, men ej bland det under de senaste åren brutna berget. Den har lika litet här som vid Falun träffats tillsammans med andalusit. Flusspat har iakttagits som sprickfyllnad, såväl i kvartsit som i kis.

Kopparkis och svavelkis förekomma insprängda i kvartsiten, och äro särskilt gärna samlade i strimmor, alldeles såsom fallet är i vissa hårdmalmer i Falun (t. ex. Hönan), med vilka kopparmalmen vid Tomtebo synes i allt väsentligt överensstämma. Liksom i Falun uppträda i kvartsiten krosszoner med gångkvarts och med rik kopparkismalm.

Svavelkismalmen vid Tomtebo är finkornig, ofta med en viss kopparkishalt men utan andra sulfider. Den innehåller ofta ganska rikligt med cordierit i form av ungefär centimeterstora korn, än frisk, än omvandlad till klorit (falunit). Däremot synas både biotit och antofyllit vara sällsynta, och ej heller kvarts förekommer i någon större mängd i den samlade svavelkisen. Kismalmens mineralsammansättning avviker sålunda ganska väsentligt från Falukisens. Detta förhållande står tydligen i samband med det geologiska uppträdandet, i det kisen vid Tomtebo uppträder som band i kvartsiten, analoga med

kopparkisränderna (ehuru av större dimensioner än dessa) och oftast utan skarp gräns mot sidostenen. Tomtebo kismalm är sålunda geologiskt snarast att jämställa med Falu gruvas halvhårda malm, ej med dess kisstockar. Härför talar också frånvaron av gränsskölar jämförliga med dem, som omkläda kisstockarna i Falun: i Tomtebo är kisen »fastvuxen» vid kvartsiten, eller begränsad av släppor, utan skölmineral.

I den s. k. Oscarsgruvan, längst i NO inom Tomtebofältet, har zinkmalm brutits. Denna gruva har ej arbetats på senare tid. Materialet i varpen tyder snarast på, att malmen liknar den zinkrika halvhårda malm, som förekommer ställvis inom Lovisaområdet i Falu gruva. Det är emellertid ej uteslutet att även den zinkmalmtyp, som förekommer vid Öster-Silvberg (jfr nedan sid. 222), kan uppträda även här.

Öster-Silvberg-strecket (Silvbergs s:n, Dalarna).

Öster-Silvbergs gruva ligger i den nordöstra änden av ett c:a 6 km långt, i SV—NO strykande »streck», markerat av en serie gruvor och skärpningar. Någon genom hela »strecket» sammanhängande malmzon existerar ej alls, ej heller någon oavbruten glimmerskifferzon, såsom TÖRNEBOHMS Bergslagskarta angiver, i det stora delar av zonen, synnerligast i SV, utgöras av leptit utan någon dragning åt glimmerskifferbildning. »Strecket» som sådant synes, så långt en mycket hastig granskning av delar av detsamma tillåter ett bedömande, sammansättas av en serie malmfyndigheter, som ligga *ungefärligen* i rad efter varandra, i leptitformationens strykningsriktning.

Vid Öster-Silvberg är strykningen något buktande och stupningen nära vertikal. Fyndigheten har fältstupning mot NO. Gruvöppningarnas bredd i dagen är i allmänhet, inom det några hundra meter långa fältet, 3—8 m, men under jord äro, åtminstone i nordöstra delen, rum brutna även på sidorna om den från dagen uttagna malmen. Vid mina besök har gruvan varit under länsning, vilket arbete

senast (sept. 1916) framskridit så långt, att den djupaste, nordöstra delen var tillgänglig till 120 m djup.

Den vid gruvan anstående bergarten är dels en medelgrov, oskiktad grå leptit, dels en glimmerskiffrig, fint skrynklad form, som emellertid synes sakna cordierit. Den omedelbart malmförande bergarten är av annat slag, en grov kvartsit, bestående av gråvit, halvt glasig kvarts samt stora biotitfjäll; dess struktur är flasrig.

Den malm, som nu är tillgänglig i fältets nordöstra ände, är svavelkis och zinkblände, uppträdande tillsammans såsom breda band i kvartsiten, anvuxna vid denna eller skilda från densamma av en släppa, således på ett sätt analogt med kisens uppträdande vid Tomtebo. Den kvarlämnade malmens bredd uppgår inom de hittills länsade delarna till ungefär samma storleksordning som där, nämligen c:a 5 meter. Däremot är malmens mineralogiska karaktär en annan: inga andra föroreningar än något kvarts ha iakttagits. Zinkbländet och svavelkisen förekomma till stor del väl skilda från varandra inom samma malmkropp, men delvis i blandning. I det senare fallet plägar svavelkisen ligga som spridda större kristaller i en mellanmassa av blände. Längre åt SV i fältet har på ringa djup zinkmalm anträffats, i allt väsentligt likartad med den i nordöstra fältet anstående.

I varpen finnas också block av kvartsit med blyglans samt av blyglans-zinkbländemalm med inströdda svavelkiskuber. I ett fall sågs en blandning av svavelkis och grovkristallin, blekt gulgrön flusspat. I fältets sydvästra ände kvarstå mellan gruvöppningarna band av en vit, finkornig glimmerskiffer med 1—2 mm stora, grågröna knölar samt strimmor av blyglans. Under mikroskopet befinnas huvudbeståndsdelarna vara kvarts och muskovit, de grågröna knölarna äro en starkt ljusbrytande spinell — sannolikt gahnit, som uppgives vara funnen här.

Öster-Silvbergs gruva plägar anses ha varit vårt lands mest givande silvergruva.[1] Det är nu för tiden ej lätt att

[1] Om dess historia, se CARLBERG, Svenska Bergverkens uppkomst och utveckling, Stockholm 1879.

bilda sig någon föreställning om silvrets förekomstsätt. Att det varit »silverhaltig blyglans», som utgjort den egentliga malmen, är dock klart. Enligt CRONSTEDT,[1] på vars tid den rikaste silverfyndigheten väl för länge sedan var utbruten, har i östra fältet gångarten, särskilt »kvartsen», fört grov blyglans med 6 till 14 lod silver pr centner och blekröd(!) svavelkis, men i väster fattigare blyglans och »ståltätt, grovbladigt blände». CARLBERG[2] konstaterar, huvudsakligen med ledning av gruvans produktion under olika tider, att »malmtillgången i detta gruffält — — liknat våra svenska blymalmsfyndigheters i allmänhet, så att den der varit temligen ymnig i dagen; men sedan på ett obetydligare djup börjat aftaga och sedermera allt mer och mer sinat ut».

Gruvorna SV om Öster-Silvberg producera huvudsakligen zinkmalm, men även koppar. Vid *Lilla Lobergsgruvan* anstår en finkornig mikroklinleptit, mycket rik på zinkblände och flusspat, vilka äro samlade i vissa skikt, så att bergarten får en regelbunden, fin skiktning. Även den samlade zinkmalmen innehåller flusspat jämte kvarts och kalkspat. Malmen skall, enligt gruvkartan av 1904 och dess beskrivning (N. BRANDBERG) bilda »korta linser med 60 ° sidostupning mot sydost och ett starkt fallande i fält mot nordost».

I *Stora Lobergsgruvan*, NO om föregående, skall enligt gruvkartebeskrivningen (TH. DAHLBLOM 1902) brytas »en stor lins af magnetkis och något flusspat och kopparkis, inlagrade i granulit. Närmast fyndigheten utgöres bergarten af en hornblendegranulit med kopparkis och svafvelkis, men öfvergår så småningom från dylika lagerarter till ljus granulit. Omkring 40 à 45 meter åt liggandet från kopparfyndigheten finnas några skärpningar, hvari något zinkblende anträffats. I en af dessa har det uppfordrade berget hufvudsakligen bestått af flusspat.»

Om övriga gruvor i denna ände av »malmstrecket» (Vallbergsfältet) är mig ej annat bekant, än att prov av malm

[1] Mineralgeschichte, s. 135.
[2] L. c., s. 19.

från Mellangruvan, där zink-bly-malm brytes, visa en blandning av zinkblände och blyglans med kulor av biotit.

Inom hela Öster-Silvberg-strecket äro diabasgångar mycket vanliga. För gruvdriften äro de besvärliga även därigenom, att bergarten är starkt förklyftad och sålunda föga hållfast.

Svartviksgruvan (Svärdsjö s:n, Dalarna).

Svartviksgruvan ligger c:a 17 km NO om Falun, i ett 2—3 km brett leptitformationsbälte mellan gnejsgraniter. Den återupptogs under hösten 1915, men var ännu vid mitt besök (juli 1915) vattenfylld, varför mina uppgifter rörande själva fyndigheten grunda sig blott på undersökning av varpen och av blottat berg kring gruvan.[1]

Bergarten i trakten kring Svartviksgruvan är av något växlande karaktär, men kan i allmänhet betecknas såsom en på granat och cordierit rik glimmerskiffer eller glimmerskiffrig leptit. Särskilt vanlig är en form som är nära nog identisk med den i Skyttgruve-Näverberg-fältet uppträdande vita glimmerskiffern med stora cordieritkörtlar — enda skillnaden är att de sistnämnda här pläga vara något mera tillplattade. Också ses former lika den cordieritglimmerskiffer, som träffas som lokala block vid Norslund SO om Falun. Bergarterna visa ofta skrynkling och »drag folding».

Ett par nya skärpningar giva en god bild av berggrundens växlingar. I en anstår en mörkgrå, cordieritförande glimmerskiffer, i vilken finnas ränder av andra former, särskilt av en bergart med stora ljusröda granater (tydligen med kvartsinneslutningar) i en sockerkornig kvartsmassa med biotit och amfibol, ävensom biotitskiffer med granat. En annan visar en på granat och cordierit rik, finkornig glimmerskiffer, med ett några dm brett band av tätt grönt hornbländeskarn och omedelbart intill detta ett bredare band

[1] CRONSTEDT (Mineralgeschichte, s. 88) ger en ganska utförlig skildring av detta fält, varav dock ej erhållits mycket för denna beskrivning användbart material.

av ljusgrönt malakolitskarn med flammor av medelgrovt, mörkgrönt hornbländeskarn (samma typ som vid Insjögruvan, jfr s. 209), samt rödbrunt granatskarn. På varpen hittades litet kalksten, som väl förekommit som rest i skarnet. I denna skärpning har träffats kopparkis och blyglans, insprängda i hornbländeskarnet.

Intill själva Svartviksgruvan anstår leptit, ljusgrå, tät, nästan flintig, utan skiktning. Under mikroskopet visar den ett slags porfyrstruktur: sammansatta kvartssträkorn i en något oroligt pflasterstruerad grundmassa av fältspat (sur plagioklas), kvarts och kloritiserad glimmer. I varpen ses några stycken av denna leptit, ävensom några av amfibolit, men huvudmassan utgöres av kalksten, jämte tremolitskarn och en del malmblock. Materialet är tillräckligt för att klart och tydligt visa, att fyndigheten synnerligen nära överensstämmer med Skyttgruvans: man möter alldeles samma kalkstenstyper med serpentiniserad kondrodit i karakteristisk inväxning, samma vitgröna tremolitskarn, zinkblände med underordnad kopparkis ersättande kalksten eller insprängt i tremolitskarnet, ävensom kopparkis i mörkare strålstensskarn. Även ses stycken av en steatitsköl.

Lövåsen (Stora Skedvi s:n, Dalarna).

Lövåsens gamla silvergruvor, av vilka en del numera ofta kallas Nyberget, föra silverhaltig blyglans, zinkblände och kopparkis, uppträdande i kalksten.[1] Ett tämligen finkornigt hornbländeskarn tyckes ställvis åtfölja malmen.

I den enda gruva, som jag haft tillfälle att se i arbete (1915), bröts en medelgrov zinkbländemalm med ringa halt av blyglans och kopparkis, stundom med flusspat och lokalt med arsenikkis[2]. Den sistnämnda är delvis utbildad som kristaller inneslutna i zinkbländet. Litet finkornig magnetit-

[1] Om dessa gruvors historia, se CARLBERGS ovan anförda arbete. Deras geologi beskrives av CRONSTEDT (Mineralgeschichte, s. 103).

[2] Arsenikkis och flusspat anföras redan av CRONSTEDT.

malm är ställvis mycket intimt förbunden med zinkmalmen, däremot iakttogs ej något skarn i samband med denna.

Mineralogiskt och geologiskt visar fyndigheten vissa likheter med Väster-Silvberg och Ryllshyttan.

Väster-Silvberg (Norrbärke s:n, Dalarna).

Under det gamla namnet Väster-Silvberg[1] sammanfattas de fyndigheter, som bilda ett väl markerat, i N—S strykande »malmstreck», med nordändan vid Schisshyttan och omfattande (från S mot N) Stollbergs-, Dammbergs- och Svartbergsgruvorna, m. fl. fyndigheter.

Väster-Silvbergs mineralogi har varit föremål för studier av WEIBULL,[2] som även meddelat några uppgifter om de geologiska förhållandena. I den följande beskrivningen kommer jag att till väsentlig del stödja mig på de av WEIBULL publicerade uppgifterna. Jag har dock — ehuru min undersökning av detta område endast hade karaktären av en översiktsexkursion — i några viktiga punkter kommit till en annan uppfattning än WEIBULL, väl mest beroende därpå, att nu södra delen av strecket (Stollberget och Dammberget) är bäst blottad, under det att WEIBULLS iakttagelser huvudsakligen gälla Svartberget.

Bergarten närmast Stollbergsgruvan är en väl bandad leptit eller leptitisk gnejs, mycket rik på granat, som uppträder i vissa skikt och sålunda accentuerar bandningen. Granaten är blekröd, sannolikt en av kvartsinneslutningar uppfylld almandin. Även vid Dammbergsgruvan anstår närmast fyndigheten en dylik granatrik skiktad bergart, under det att bergarten på längre avstånd från densamma är en likaledes skiktad, men granatfri, ljusgrå leptit. Mellan dessa båda gruvor träffas, utom de nämnda bergarterna, även amfibolit samt en bergart med cordieritkörtlar, biotit och amfibol. WEIBULL beskriver en gedritskiffer från trakten av

[1] Om gruvfältets äldre historia, se CARLBERG, l. c., s. 20.

[2] G. F. F. Bd 6, s. 499, och Bd 18, s. 377, samt Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 7, s. 108.

Dammbergsgruvan m. fl. punkter inom fältet, dock alltid Ö om malmstrecket, och sluter av rikedomen på block av denna bergart att den måste ha stor utbredning. Enligt WEIBULL är bergarten starkt kvartsig, men något fältspathaltig (med albit och kalifältspat).

Dessa uppgifter giva oss, trots sin skäligen fragmentariska natur, en så pass god föreställning om traktens berggrund, att vi kunna sluta oss till, det Väster-Silvberg-streckets fyndigheter ligga i en zon, där leptitformationen till större delen sammansättes av mer eller mindre kvartsrika, granat-, gedrit- och cordieritförande bergarter. Uppenbarligen föreligga i detta avseende ganska stora överensstämmelser med Falun, Näverberg-Skyttgruvan, Vargbergstrecket, Tomtebo-Österby och Svartviksgruvan.

Närmast intill Stollbergsgruvans fyndighet är bergarten ännu granatrikare än den ovan beskrivna formen, och skiktningen otydlig. Detta »granatberg» innehåller alltid tumsstora fläckar av blekröd granat, av det utseende som är karakteristiskt för almandin genomvuxen med kvarts. Massan mellan granaterna är ibland finkornig, mörkt grå med gula staurolitfläckar, och består då enligt mikroskopisk undersökning av kvarts, biotit, staurolit och spinell, ävensom smärre granater. Stauroliten, granaten och spinellen äro poikilitiskt utbildade, men delvis idiomorfa. Spinellen är starkt blågrön, sannolikt en relativt järnrik gahnit. I andra fall är mellanmassan biotitfri och består huvudsakligen av grövre, kornig kvarts, jämte granat, staurolit, gedrit, magnetit och järnglans. Gedriten, som i slipprov är blågrå, liknar till sin habitus monoklint »vanligt hornblände», och visar ej alls de rombiska amfibolernas annars vanliga anordning i radialstråliga aggregat. »Granatberget» synes nästan alldeles sakna sulfidmineral. Själva malmfyndigheten består till väsentlig del av kalksten, och mycket talar för att denna bergart ursprungligen upptagit även det rum, där man nu finner diverse skarnformer, flusspat, kvartsit m. m., som jämte kalkstenen bilda gångart till malmerna. Såvitt jag

kunnat finna, har kalkstenen en klar gräns mot omgivande bergarter, om ock dess förträngande genom skarn m. m. i stor utsträckning beslöjat detta förhållande. WEIBULL däremot angiver för Väster-Silvberg-strecket övergång mellan »kvartsrik glimmerskiffer» och »magnetitförande karbonat». Motsättningen kan antagligen förklaras därmed, att WEIBULLS iakttagelser huvudsakligen gälla de nordligare gruvorna.

Kalkstenen är medelgrov, vit; å vittrad yta visar bergarten den brunvioletta färg, som är karakteristisk för starkt manganhaltiga karbonatbergarter. WEIBULL anför för karbonat från Slädbobergsgruvan en MnO-halt av 24.89 %, jämte en del FeO. Flusspat uppträder i kalkstenen i riklig mängd; i varpen kan man finna stora block, som nästan enbart bestå av detta mineral. Skarn förekommer i stor myckenhet. Den vanligaste formen består av en grön, vanligen något tovig amfibol med det »vanliga hornbländets» optiska egenskaper, samt en rödbrun granat, tydligen den av WEIBULL beskrivna manganrika järn-lerjords-granaten; genom växlingar i hornbländets storlek, i granatens utbildning som därb eller som idiomorfa kristaller, samt i de båda mineralens relativa mängd, uppkomma olika varianter av detta skarn. Ibland tillkommer biotit, i andra fall ett olivinmineral, tydligen WEIBULLS igelströmit. Något mindre vanlig synes en annan skarnform vara, bestående av en brungul, finstänglig amfibol samt rödbrun granat i idiomorfa kristaller. Denna amfibol är WEIBULLS silverbergit. WEIBULLS analyser resultera i formeln $Fe(MgMn)SiO_3$, med atomförhållandet Fe:Mg:Mn = 4:2:1 till 5:2:1. Då mineralet är monoklint, med en vinkel c:c om 20°, är det tydligt, att det ej skall föras till antofylliten, utan till den monoklina kupfferit-cummingtonit-grünerit-serien, i vilken den bildar ett manganrikt led. En grå kvartsit kommer rätt nära skarnet i mängd. Mikroskopisk undersökning visar en avsevärd halt av flusspat, samt av ett mycket starkt färgat blågrönt hornblände, med liten optisk axelvinkel, sannolikt en järnrik och alkalihaltig form (tillhörande noralitgruppen).

Zinkblände, blyglans och magnetit äro Stollbergsgruvans tekniskt viktiga malmmineral. År 1915 förekom ingen brytning, under de närmast föregående åren erhölls huvudsakligen järn- och blymalm, förr mera zink. Även förekommer kopparkis, svavelkis, magnetkis och arsenikkis. Järn-, zink- och blymalmen träffas också i ren kalksten, men är i allmänhet associerad med flusspat eller granat-hornblände-skarn. Särskilt zinkbländet och blyglansen pläga gärna åtföljas av flusspat. I kvartsitfläckarna ha kiser och zinkblände iakttagits, under det att silverbergit-granat-skarnet synes vara mera rikt på arsenikkis än övriga gångarter. Gångarterna äro ganska intimt blandade om varandra, man kan t. ex. ofta nog i ett handstycke av zinkmalm utom bländet se rester av kalksten samt fläckar av flusspat och av granat-hornblände-skarn.

Alla iakttagna fakta, och särskilt det förhållande mellan kalkstenen och de olika malmerna och gångarterna, som kan iakttagas överst i gruvan, peka med den största bestämdhet därpå, att samtliga malmer och dem åtföljande silikatmineral, samt kvartsit och flusspat, bildats genom en förträngning av kalkstenen, vars halt av mangan, kalk och järn åtminstone delvis ingått i de nybildade mineralen.

Gamla skärpningar visa en direkt fortsättning av Stollbergsgruvans fyndighet några hundra meter mot N, d. v. s. i riktning mot Dammbergsgruvan, med granat-amfibol-skarn och flusspat.

Vid Dammbergsgruvan äro de geologiska förhållandena i stort sett desamma som vid Stollbergsgruvan. Blyglans och zinkblände, åtföljda av granat-hornblände-skarn och massor av flusspat, bilda i kalkstenen en typisk »förträngningsbreccia». Gruvan producerar huvudsakligen blymalm.

Även i de nordligare delarna av Väster-Silvberg-strecket återfinnas samma förhållanden; bland malmerna dominerar där järnmalmen, för övrigt ses blott något blyglans. Bland de av Weibull beskrivna mineralen må, utom de redan nämnda, även manganhedenbergiten anföras.

I samband med denna beskrivning av Väster-Silvberg förtjänar en i dess nära grannskap uppträdande bergart att omnämnas, vilken erbjuder vissa likheter med de malmstrecket närmast omgivande bergarterna.

Vid Hillbo, SSO om Stollbergsgruvan, anstår en finkornig mörkgrå biotitskiffer med intill tumsstora ljusgrå andalusitkristaller. Mikroskopisk undersökning visar, att skifferns huvudmassa består endast av biotit och kvarts, och har regelbunden kristallisationsskiffrig struktur; andalusiten innesluter poikilitiskt en mängd kvarts och något biotit.

En med denna glimmerskiffer identisk bergart anstår S om Hellsjön, 14 km SSV om Hillbo.[1] Även glimmerskiffern vid Ställdalen, över en mil SSV om Hellsjön,[2] och den vid Mårshyttan, mellan sjöarna Usken och Rossvalen,[2] överensstämmer fullständigt med denna typ.

TÖRNEBOHM har parallelliserat dessa identiska glimmerskiffrar Mårshyttan—Ställdalen—Hellsjön, och på grund av vissa malmtypers uppträdande utdragit strecket åt S till sjön Älvlången, åt N mot Väster-Silvberg; dock var han tydligen okunnig om glimmerskifferns förekomst vid Hillbo. Även om det ej är troligt, att zonen är sammanhängande på hela denna sträcka, är det likafullt att antaga, att man här verkligen har rätt att antaga en *nivå* i leptitformationen, liksom längre i V och NV kvartsitiska bergarter troligen tillhörande denna formation beteckna en viss horisont. Däremot kan jag ej ansluta mig till TÖRNEBOHMS uppfattning, att glimmerskiffern är att sammanställa med Saxå- och Grythyttefälten.

Andalusitglimmerskiffern är homogen, aldrig associerad med några sulfidförekomster — ej ens av de blygsammaste dimensioner — och visar, så vitt känt är, ingenstädes övergång till de bergarter, som åtfölja sulfidmalmerna. Det fin-

[1] TÖRNEBOHM, *Bergslagskartan*, bl. 1. TÖRNEBOHM uppgiver i beskrivningen (s. 19) att glimmerskiffern vid Hellsjön för körtlar av *kvarts*. Emellertid visar ett slipprov därifrån i den Törnebohmska samlingen (S. G. U.) en andalusitförande bergart fullkomligt lik den vid Hillbo anstående. Etiketten visar, att redan TÖRNEBOHM identifierat andalusiten.

[2] TÖRNEBOHM, *Bergslagskartan*, bl. 4, beskr. s. 44.

nes icke någon anledning antaga annat, än att den är en till sin kemiska sammansättning väsentligen oförändrad sedimentär bergart. En bergart med en, bortsett från en stundom förekommande staurolithalt, identiskt lika utbildning förekommer (enligt stuffer i Riksmuseets samlingar) vid Kulmala, Sukula i Finland, nära Tammela.

Garpenberg och Ryllshyttan (Garpenbergs s:n, Dalarna).

Det leptitformationsbälte, i vilket Garpenbergs kopparmalmfält och Ryllshyttans zinkfyndighet ligga, sammansättes av ett flertal olika bergarter, bland vilka några erbjuda ett särskilt intresse genom de upplysningar de giva ifråga om leptitformationens natur.

I hällar invid Garpenbergs kyrka för bergarten tämligen sparsamt intill decimeterstora, mer eller mindre kantiga leptitfragment i en leptitisk grundmassa. Fragmenten äro än ljusare, än mörkare än grundmassan, stundom t. o. m. amfibolitiska. De äro ganska starkt tillplattade parallellt med grundmassans tydliga skiffrighet. Inom en några dm bred zon, gående i bergartens strykningsriktning, är mellanmassans material amfibolitiskt.

I en järnvägsskärning c:a 1 km längre söderut är bergarten mycket fragmentrikare, så att mellanmassan är helt underordnad. Med sin blandning av blekröda, bruna och grå leptitbollar erinrar bergarten i mycket hög grad om ett starkt pressat och omkristalliserat porfyrkonglomerat, som förekommer såsom block vid Ekströmsbergs malmfält i Lappland.

Det kan ej betvivlas, att dessa bergarter verkligen utgöra klastiska sediment — sannolikast vulkaniska explosionsbreccior — och ej några genom breccierings i fast berg uppkomna pseudokonglomerat. Detta bevisas bl. a. av de former, där fragmenten ligga så långt skilda från varandra, att de alldeles icke kunna utgöra delar av ett sönderbrutet lager, samt av uppträdandet av isolerade bollar av karakteristiska bergarter, t. ex. i leptiten i järnvägsskärningen ett flera dm stort stycke av väl skiktad leptit.

I närheten av Garpenbergs kyrka uppträda flera kalkstenslager, däribland ett av stor mäktighet. För övrigt synes leptitformationen övervägande bestå av jämnkorniga, delvis skiktade leptiter.

Det fyndiga området vid Garpenbergs gruvor,[1] V om Gruvsjön, har en längd av c:a 1 km, och en bredd som uppgår till ungefär 200 m. Inom denna zon äro de viktigaste gruvorna ordnade på två parallella streck, som efter sitt läge i sluttningen mot Gruvsjön benämnas Överberget och Underberget. Malm finnes dock även i området mellan dessa huvudstreck.

Leptitformationen har inom malmstrecket en glimmerskifferartad utbildning, utan att dock visa någon större petrografisk överensstämmelse med t. ex. cordieritglimmerskiffrarna vid Falun eller Näverberg. Dess habitus är oftast den av en leptitisk gnejs med en av talrika biotitfjäll framhävd skiffrighet, men även verklig biotitglimmerskiffer förekommer. Ett prov av en grågrön form med måttlig biotithalt samt röda fläckar av granat och gulbruna av staurolit befanns vid mikroskopisk undersökning vara fältspatfritt, huvudbeståndsdelarna äro kvarts, biotit, granat (sannolikt almandin), andalusit och staurolit. Denna bergart övergår ställvis i rent kvartsitiska former, stundom med flusspat.[2]

I dessa bergarter uppträder kopparkis insprängd i smala ränder, såväl i glimmerskiffern som i de kvartsitiska formerna och särskilt gärna i små gångkvartsstrimmor.

Inom malmzonen uppträder flerstädes kalksten, och ännu oftare ett av denna uppkommet amfibolskarn — antingen bestående av en ljusgrön, något tovig aktinolit, eller ock av tremolit (grammatit), i radialstråliga aggregat och delvis serpentinvandlad. Den sistnämnda skarntypen erinrar i hög

[1] Dessa gruvor benämnas numera ofta, oegentligt nog, efter sin järnvägsstation Gruvgården. Om deras historia, se CARLBERG (l. c., s. 156). Den viktigaste äldre skildringen av geologien torde vara HAUSMANS (Reise durch Skandinavien, 4, s. 331).

[2] Det var i flusspat från Garpenberg, som SCHEELE upptäckte grundämnet fluor.

grad om den, som uppträder i Falu gruva NV om Storgruvekisen. Tillsammans med dessa skarnbildningar, kanske företrädesvis med den förstnämnda typen, uppträder zinkblände i ränder och långsträckta körtlar, starkt påminnande om vissa malmvarieteter vid Digertägt. Stundom förekommer en inblandning av svavelkis och litet kopparkis. I somliga fall finnas större partier av blymalm. I denna uppträda glimmerkulor, sådana som observerats i ett flertal förekomster av bly- eller zinkmalmer.

Vid Ryllshyttegruvorna anstår en leptit, som vanligen är tät och av en ljust rödlätt eller rödaktigt grå färg. Ett mikroskopiskt undersökt prov från 80 m avvägning består av albit och kvarts jämte ett par små titanitkorn, och är i strukturellt hänseende ganska inhomogent.

Malmen inom fältet är dels järnmalm (magnetit), dels zinkmalm jämte smärre mängder blyglans och kopparkis. Den första gruvan skall ha varit upptagen på silverhaltig blyglans.

De gamla Mässings- och Silvergruvorna, N om huvudfyndigheten, äro anlagda på magnetit och zinkblände, vilka — i stort sett skilda åt — åtföljda av något hornbländeskarn uppträda i ett kalkstenslager, som bildar ett V-formigt veck, öppet mot ONO och stupande mot detta håll. Kalkstenen är vit, medelgrov. Malmmineralen synas än hålla sig företrädesvis längs ena sidan av kalkstenen, än upptaga lagrets hela bredd; det är därför tydligt att de förtränga karbonatbergarten.

Även inom huvudfyndigheten har kalksten iakttagits, men blott som några smärre partier. Fyndighetens huvuddrag äro följande: järnmalmen, som är magnetit med skarn av hornblände och pyroxen (diopsid), omsluter på sidorna och upptill den i form av några delvis tillplattade linser uppträdande zinkmalmen. Mot djupet tilltager sålunda zinkmalmens mängd i förhållande till järnmalmen. En blandning av de båda malmerna förekommer ställvis, men blott i ringa utsträckning.

Järnmalmen är en finkornig svartmalm, som förekommer såsom klumpar i ett »grönskarn» och innehåller smärre fläckar och strimmor av detsamma. Skarnet är vanligen ett tämli-

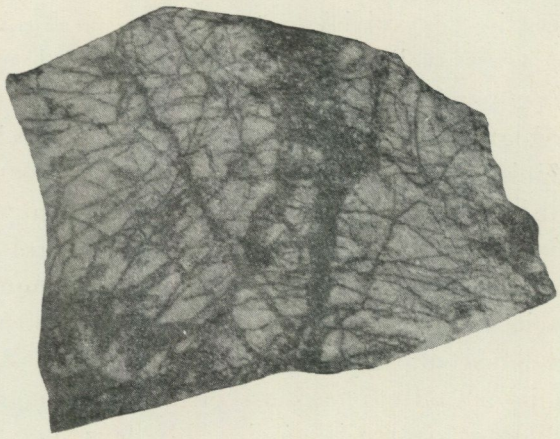


Fig. 40. Hornbländeskarn (mörkgrått) förträngande diopsidskarn (ljusgrått). Ryllshyttan. Nat. st. [*Hornblendeskarn (dunkelgrau), Diopsidskarn (hellgrau) verdrängend. Ryllshyttan. Nat. Gr.*]

gen finkornigt, grönt hornbländeskarn. Stundom är det ljusare grönt och mera finkornigt; det består då, såsom framgår av mikroskopisk undersökning, av diopsid i stället för hornblände. Ibland kan man även med blotta ögat tydligt se, huru diopsidskarnet omvandlas till hornblände (jfr fig. 40). Det är sålunda att antaga, att diopsidskarnet är den ursprungliga formen, av vilken sedan hornbländeskarnet framgått, ett förhållande som konstaterats i flera andra förekomster av denna ytterst vanliga skarnmalmtyp.

Zinkmalmen är i allmänhet av en ganska hög renhetsgrad; den består av en medelgrov massa av svartbrunt zinkblände, stundom med fläckar av flusspat eller kvarts. Malmens flusspathalt är ett i ögonen fallande drag; mineralet är mycket utbrett, om det också endast är mera lokalt som det uppträder i större mängd. Blyglans och kiser förekomma också i zinkmalmen, men äro vanligen underordnade. En kvantitet utskrädd kopparmalm, som jag undersökt, bestod av koppar-

kis, nästan gräsgrön pyroxen och rödbrun granat. Pyroxenens ljusbrytning bestämdes genom immersionsmetoden approximativt till $\gamma = 1.720$, vilket enligt WÜLFINGS data skulle motsvara en halt av 14 % FeO i mineralet.[1]

Kallmora (Norbergs s:n, Västmanland).

I Norbergstrakten har järngruvan Kallmoragruvan varit den enda, som under de senaste åren producerat sulfidmalmer. I denna bröts under år 1915 utom järnmalm även c:a 1,500 t kopparmalm, med en uppgiven medelkopparhalt av 8.4 %. Gruvan besöktes av mig[2] vid två olika tillfällen under sommaren 1915, varvid uppmärksamheten särskilt riktades på sådana drag i kopparmalmens uppträdande, som kunde belysa dess förhållande till gruvans olika järmalmer. Då en del av det insamlade stuffmaterialet gick förlorat under transporten, har jag ej kunnat företaga mikroskopisk undersökning av mera än ett par prov.

Huvuddragen i Norbergstraktens geologi äro kända genom W. PETERSSONS undersökningar, till vilka hänvisas.[3]

Utom i Kallmoragruvan träffas sulfidiska malmer även annorstädes i Norbergstrakten, nämligen i den nedlagda s. k. Kallmora silvergruva strax VSV om Kallmoragruvan, vid Stripåsen längre åt Ö, samt i ringa mängd på ett ställe i Risbergsfältet.

Den lilla förekomsten i *Risbergsfältet*, som fullkomligt saknar praktiskt värde, uppträder mellan tvenne gamla gruvor på kvartsrandig blodsten. Där är till några meters bredd blottad en blågrå till vit, halvt glasig kvartsit, som innehåller flusspat, och som strimmvis övergår i vit flusspatfels.

[1] Granaten i denna malm är troligen andradit. Däremot finner man en granat av almandinens karakteristiska färg invuxen i en biotitmassa, bildande »glimmersköl» eller »glimmerskarn».

[2] Bergsingenjören Dr G. LINDROTH fäste min uppmärksamhet på denna intressanta kopparmalmsfyndighet.

[3] Geol. Atlas öfver Norbergs Bergslag, S. G. U. ser. Bb n:r 9, och Die Erzfelder von Norberg, guide, 11. intern. geol. kongressen, Stockholm 1910.

Kopparkis ses insprängd både i kvartsiten och i flusspaten.

Den i *Kallmoragruvan* uppträdande järnmalmen är dels skarnmalm (magnetit), dels kvartsrandig blodsten. Skarnet är ett grönt hornbländeskarn. Kalksten har stor utbredning inom det fyndiga området. Kvartsitiska bergarter med gedrit och cordierit uppträda flerstädes.[1]

Fig. 41, en profil längs en ort på 230 m avvägning, ger en ganska god föreställning om den brokiga växlingen av bergarter och malmer i denna gruva:[2]

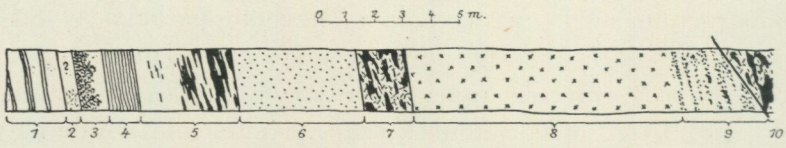


Fig. 41. Profil genom en ort i Kallmoragruvan, å 230 m avv. (se texten). [*Profil längs einer Strecke in der Kallmora-Grube in 230 m. Tiefe. 1 Kalkstein mit Lagen von quarzgebändertem Magnetit; 2 »Skarn»; 3 Kalkstein, z. T. durch Schwefelkies verdrängt; 4 quarzgebändertes Glanzeisenerz; 5 Kalkstein mit Magnetitstreifen; 6 Leptit; 7 Magnetit mit Hornblende-»Skarn»; 8 Quarzit mit Andalusit oder Cordierit und Anthophyllit, und Resten von Leptit; 9 Kupfererz (Kupferkies), durch eine Verwerfung von (10) Magnetit mit Hornblende-»Skarn» getrennt.*]

1. *Kalksten* med smala ränder av kvartsrandmalm, mest magnetit.
2. *Hornbländeskarn.*
3. *Kalksten*, till stor del förträngd av grov *svavelkis* (svart i fig.). Gränsens förlopp och det förhållandet, att kisen än upptager blott en del av lagret, än nästan hela bredden, visa att här måste föreligga ett fall av metasomatisk förträngning, analogt med den kalkiga kisens uppträdande i Falun.
4. *Kvartsrandig blodsten*, fint skiktad, med alldeles konform kontakt mot kalkstenen på båda sidor.

---

[1] Dessa bergarter äro omnämnda av PETERSSON (l. c., s. 19), som företagit en detaljerad geologisk undersökning av gruvan, vid en tidpunkt då kopparmalmen ännu icke påträffats.

[2] Genom ett förbiseende blev stupningen ej exakt uppmätt vare sig i bergartserien eller på förkastningen.

5. *Kalksten*, först tämligen ren, sedan med flammor och strimmor av *magnetit*.
6. *Leptit*, nästan tät, rödlätt (ej undersökt mikroskopiskt).
7. *Magnetitmalm*, med hornbländeskarn.
8. *Kvartsit*, fullständigt oskiktad, med cordierit, gedrit, granat, andalusit. Gedriten uppträder ibland mycket rikligt, i form av små solar. Ett slipprov av andalusitrik kvartsit visar också ganska mycket fältspat (en sur oligoklas). Denna är dels utbildad som strökorn, dels bildar den med kvarts en mera finkornig pflasterartad massa. Även kvarts uppträder som strökorn. Det är sålunda att antaga, att bergarten ursprungligen varit en natronrik kvartsporfyrisk leptit. Andalusiten, som vanligt utbildad i skelettlika aggregat, ersätter fältspaten, i det denna saknas i de andalusitrikare partierna av preparatet, och omvänt. Kvartsiten övergår i
9. *Kopparmalm*, som här genom en förkastning skiljes från
10. *Järnmalm* (magnetit) med hornbländeskarn.

Kopparmalmen (alltid kopparkis) uppträder ingenstädes direkt i den cordierit-, gedrit- eller andalusitförande kvartsiten, vilken däremot, såsom Petersson framhållit, ibland är magnetitrik. Likväl finnes det i den nyss skildrade profilen ingen tydlig gräns mellan kvartsiten och kopparmalmen. Malmen är vanligen en flusspatkvartsit, där än kvartsen, än flusspaten överväger, och kopparkisen (jämte något svavelkis) bildar strimmor, liksom i vissa av hårdmalmerna i Falun. I andra fall sitter kopparkisen i ett flusspatrikt hornbländeskarn, som övergår i gruvans typiska skarnmalm.

Kallmoragruvan är i flera avseenden mycket belysande för järn- och sulfidmalmernas geologi. Vi återfinna där sambandet mellan kopparmalm och cordierit-gedrit-andalusitkvartsit, men ej så direkt som t. ex. i Falun. Ehuru kalkstensrester icke observerats i kopparmalmen, är det av analogien mycket antagligt, att denna malm ersätter kalkstenen, möjligen delvis också leptit. Detta gäller både om den kopparkis, som sitter i flusspatkvartsit (jfr Stollberget i Väster-

Silvberg), och om den, som åtföljes av magnetit, hornblände-skarn och flusspat. Det ytterst nära sambandet mellan skarn-järnmalm och kopparmalm är också påfallande, och torde svårligen tillåta någon annan tydning än den, att dessa båda malmtyper uppkommit samtidigt och av samma orsaker.[1] Skarnjärnmalmens uppkomst genom förträngning av kalksten är inom Norbergstrakten bäst illustrerad vid Östanmossa.[2]

Kallmora silvergruva ligger c:a 500 m VSV om Kallmora-gruvan. Den är nu nedlagd. Dess geologi har utförligt skildrats av Beck.[3] Någon kvartsit förekommer ej här, men Beck har iakttagit cordierit i den fyndigheten omgivande leptiten. Sulfidmineralen äro blyglans med 0.015 % Ag^3, kopparkis, svavelkis och arsenikkis, samt åtföljas av granat och flusspat, och uppträda huvudsakligen i kalksten men del-vis i leptit. Beck anser sig av sina iakttagelser kunna draga den slutsatsen, att den i gruvan förekommande järn-malmen, såväl blodstenen som magnetiten och det skarn som åtföljer den senare (granat, pyroxen), äro äldre än sulfiderna och samtidiga med leptiten, under det att sulfiderna och flusspaten skulle invandrat senare, efter det vissa tektoniska rubbningar försiggått.

De bevis, Beck anför för denna uppfattning, förefalla skäligen svaga, då de beskrivna fallen gälla lokala »kokard»-och drusbildningar, som med största sannolikhet representera sekundära omflyttningar inom fyndigheten. Betecknande är också, att Beck anför kalkspat och bergbeck tillsammans med sulfiderna och flusspat såsom en yngre mineralparagenes jämförd med leptiten, järnmalmen och granaten.

Det material, som jag haft att tillgå, har endast bestått av varphögarna vid gruvan; det ger en ganska väsentligt annan bild av fyndigheten. I kalkstenen, kanske också till

[1] Däremot finnes det ingen anledning att hänföra kvartsrandmalmerna till samma bildningssätt — lika litet som kalkstenen.

[2] Se G. T. Lindroth, Den järnmalmsförande formationen omkring Ramhäll (S. G. U. ser. C, n:r 266), s. 99 och fig. 36.

[3] Über einige mittelschwedische Eisenerzlagerstätten, Z. f. prakt. Geologie, 1899, s. 1, samt Lehre von den Erzlagerstätten (1. uppl.), s. 468.

en del i leptiten, uppträder ett granat-flusspat-skarn, med sulfider och magnetit. Granaten och flusspaten bilda en massa av isometriska korn, i vilken intetdera mineralet är tydligt äldre än det andra. Därest, som BECK antager, granaten skulle vara bildad långt före kalkspatens förträngning genom flusspat, borde den ha varit idiomorft utbildad; nu tyder i stället förhållandet mellan granat och flusspat på att de uppkommit ungefär samtidigt. Även sulfiderna måste tillhöra samma bildningsperiod, likaså åtminstone en del av magnetiten, såsom framgår av genomväxningsstrukturer mellan granat och magnetit.

Då det syntes önskvärt att erhålla en närmare kännedom om granatens sammansättning, har en analys av densamma utförts på S. G. U:s laboratorium av R. MAUZELIUS. Det analyserade provet, som, då gruvan ej var tillgänglig, måste tagas från varpen, bestod av en tämligen homogen blandning av rödbrun granat och nästan färglös flusspat, till lika mängd och i c:a 2—5 mm stora korn, jämte något blyglans. Analysmaterialet utplockades och renades från flusspat genom behandling med metylenjodid.

Granat ur flusspat-granat-skarn, Kallmora silvergruva.

SiO_2	36.18	0.5990	0.5990	RO : R_2O_3 : SiO_2 = 3.07 : 1 : 3.03
Al_2O_3	4.60	0.0467	0.1976	
Fe_2O_3	24.14	0.1509		
FeO	1.82	0.0253	0.6058	
MnO	2.80	0.0394		
MgO	0.08	0.0020		
CaO	30.19	0.5391		
TiO_2	0.05			
H_2O+	0.27			
H_2O-	0.04			
Na_2O, K_2O, BaO, P_2O_5, S	—			
	100.17			

Granaten är således en andradit, med jämförelsevis små isomorfa inblandningar av övriga granatmolekyler.

Svavelberget (Skinnskattebergs s:n, Västmanland).

Svavelberget vid Kärrbo i Skinnskattebergs socken är en rad skärpningar och smärre gruvor, anlagda på en några hundra meter lång, kisförande zon. Den omgivande bergarten är dels en randig kvartsit, dels biotitkvartsit, lik Falu gruvas »fula kvarts» och övergående i en grov, ljusgrå amfibolfels (sannolikt antofyllit). Kisen bildar en falbandsartad fattig zon, i vilken finnas större och mindre rikare partier, vanligen av en bredd av en eller ett par meter,[1] och en längd av tiotals meter.

Kisen är huvudsakligen magnetkis, med svavelkis insprängd som kristaller eller smärre körtlar, stundom även litet kopparkis. Amfibolstänglar ses ofta rikligt i kisen och samla sig ibland till större kompakta massor. Också kvarts förekommer, bl. a. i blandning med svavelkis på ett sätt som mycket erinrar om den kvartsiga kisen vid nordvästra kanten av Storgruvekisen i Falun.

I streckets västligare del finnas några partier grovkristallin, ren svavelkis, dock sällan mer än 1—1.5 m breda.[2] Denna kis påminner om en del av den i Insjögruvan uppträdande, liksom Svavelberget även i övrigt erbjuder vissa likheter med denna fyndighet.

I en gruva i »streckets» östra ände förekommer starkt kvartsig och något kisblandad magnetitmalm i kvartsiten.

Yxsjö (Ljusnarsbergs s:n, Västmanland).

Yxsjö nedlagda koppargruva ligger i nordvästligaste delen av Ljusnarsbergs socken, nära Nittkvarns station å järnvägslinjen Hörken—Annefors. Malmen uppträder i kalksten, som

[1] WITT (Sveriges ädlare malmer, s. 62) uppgiver för ett ställe en bredd av 5 m, vilket är riktigt, men en del av denna malmbredd är ganska rik på gångarter.

[2] Gruvan var vid mitt besök endast delvis tillgänglig, så att måttuppgifterna kunna endast anföras med reservation.

bildar flera parallella, ungefär i Ö—V strykande lager i leptit. Leptiten är tät, rödlätt eller grå, stundom småflammig. Även ses konkordanta band av finkornig amfibolit. Kalkstenen är gråvit eller ljusröd, medelgrov. Utom den större Yxsjögruvan finnas ett flertal andra gruvor på de olika kalkstenslagren.

Malmen är kopparkis, uppträdande tillsammans med skarn av mörkgrön pyroxen, brun till rödbrun granat, flusspat och kvarts, samt mindre ofta svart hornblände och ibland epidot. Mindre mängder svavelkis och magnetkis åtfölja kopparkisen. Det vanligaste skarnet är ett medelgrovt pyroxenskarn med större och mindre granatpartier, bådadera rikligt insprängda med flusspat. Flusspaten är då vanligen violett; den uppträder också i grovspatiga massor och är då oftast färglös eller ljust vingul. Mjölkvit eller gråblå kvarts är mycket vanlig som smärre klumpar, däremot är hornbländeskarnet helt underordnat. Även plagioklas förekommer, fläckvis t. o. m. i ganska stor mängd. Den har sammansättningen $Ab_{85}An_{15}$ (enl. utsläckningen i snitt $\perp a = -7\,^1/_2°$). Vid en av de mindre gruvorna är scheelit ej sällsynt. Också molybdenglans ses ibland.

Skarngranaten liknar till färg och övrigt utseende i hög grad den från Kallmora silvergruva beskrivna och torde därför liksom denna vara en andradit. Pyroxenen visar en ljusbrytning $\gamma > 1.730$, således innehåller den enligt Wülfings data minst 18 % FeO, och närmar sig hedenbergit.

Storfallsberget och Fagerled (Grangärde s:n, Dalarna).

Vid *Storfallsberget* finnes en liten zinkgruva samt ett flertal små gruvförsök och skärpningar. Berggrunden består av leptitisk gnejs samt vit kalksten och en dem genomsättande, mycket starkt gnejsig, medelgrov grå granit. De flesta av de smärre gruvförsöken synas vara anlagda på mycket fattiga impregnationer av svavelkis och zinkblände i den leptitiska gnejsen eller i små skarnpartier i denna, som bestå av horn-

blände och ljusgrön pyroxen. Den största gruvan åter är i ren, vit, tämligen grovkristallin kalksten, jämte skarn av rödbrun granat och ljusgrön pyroxen samt stundom flusspat. Zinkblände är det enda malmmineralet. Det är av mörkbrun färg, och sitter insprängt i skarnet eller samlat till renare klumpar.

Pyroxenens ljusbrytning bestämdes enligt immersionsmetoden till $1.725 > \gamma > 1.720$, motsvarande c:a 15 % FeO. Den är således tydligt järnfattigare än skarnpyroxenen vid Yxsjö.

Vid *Fagerleds* gruva V om Storfallsberget har kopparmalm brutits. Bergarten är en starkt kvartsig leptitisk gnejs med strimmor av gångkvarts, i vilka iakttages svavelkis och någon gång flusspat. Troligen har även kopparmalmen uppträtt på samma sätt, men då gruvan nu är nedlagd och det brutna berget tydligen blivit mycket grundligt skrätt, saknar man möjligheter till ett bestämt avgörande. Stupningen är flack.

Digervåla (Ludvika s:n, Dalarna).

SUNDHOLM omnämner i sin beskrivning över Ludvika sockens gruvor[1] en magnetkisförande zon mellan Burtjärn i S och Södra Gusjön i N. Av denna ganska starkt jordtäckta zon har jag sett två partier, nämligen SV om Burtjärn och omkring Digervåla koppargruva. På den förstnämnda platsen anstår en magnetkis med ganska mycket kvarts (i små kulor) och biotit samt något kopparkis. Sidostenen är en kvartsig, hälleflintliknande leptit. Vid Digervåla koppargruva anstår en leptitisk gnejs; fyndigheten, som nu är mycket litet blottad, synes vara likartad med den nyss beskrivna, men har förmodligen varit rikare på kopparkis. Strax S om gruvan ligga några nyare skärpningar, anlagda på zinkbländeimpregnationer i den leptitiska bergarten.

Här föreligger sålunda ett »streck», med falbandsartad impregnation av magnetkis och andra sulfider, delvis samlade

[1] Jernkontorets Annaler, 1898, s. 85.

till rikare partier. Detta är också SUNDHOLMS uppfattning av de geologiska förhållandena.

Saxberget (Grangärde s:n, Dalarna).

Saxbergets gruvor, som stundom pläga benämnas efter Långfallsgruvan eller Rävåla, ha beskrivits av BECK,[1] som besökte dem år 1897. Sedan dess har gruvarbetets framsteg blottat nya fakta, som giva en ganska annan bild av fyndighetens geologi, vilken visat sig vara ovanligt komplicerad. Det torde därför vara motiverat att här anföra vad jag genom tvenne besök i denna gruva kunnat utröna beträffande de geologiska förhållandena, ehuru denna framställning nödvändigtvis måste bli mycket ofullständig.

Saxbergets malmer och åtföljande gångarter bilda en lagerliknande kropp av omkring 350 m längd och starkt växlande bredd, inlagrad i en väl bankad ljusgrå leptitisk gnejs, som består av mikroklin, kvarts, biotit och litet plagioklas. Närmast malmen övergår gnejsen i kvartsitiska former. BECK beskriver en sådan, som består av kvarts, biotit och sillimanit. Själv har jag undersökt en mera lokalt uppträdande varietet bestående av kvarts, stora fläckar av almandingranat samt något cummingtonit.

Själva malmens huvuddrag äro följande. Närmast liggandet är ett band av zinkmalm. Inom fyndighetens västligare hälft utgör detta hela malmzonen, men österut uppträder i dess hängande mäktiga amfibolfelsmassor samt kalksten, båda dera med zink-, bly- och kopparmalm.

Zinkmalmbandet består huvudsakligen av zinkblände, med inblandning av blyglans, magnetkis och svavelkis. Svavelkisen uppträder i form av idiomorfa kuber, såsom fallet nästan alltid är då den förekommer i blandning med zinkblände, men de övriga sulfiderna bilda en synnerligen finkornig blandning, i vilken proportionerna äro något växlan-

[1] Tscherm. Min. Petrogr. Mitteil. 20, 1901, s. 382.

de. Endast undantagsvis iakttages mera grovkristallina zinkbländepartier med långa amfibolstänglar. Den täta zinkmalmen är oftast uppfylld av större och mindre rundade kulor av glimmer, amfibol m. m. I det föregående ha beskrivits flera exempel på att sulfidmalmer innehalla dylika kulor eller rundade kvartskorn, men ingenstädes är företeelsen så påfallande som vid Saxberget. Kulorna nå där storlekar från mindre än en millimeter upp till en decimeter; de äro väl rundade, med glatta, harneskartade ytor, stundom med antydan till räffling. De flesta kulorna bestå av biotit, därnäst är amfibolfels vanligast, men även kvartsit och t. o. m. finkornig kalksten ses. Biotiten är svart, i slipprov mycket ljust brungul, alldeles enaxig. Amfibolen är brun, i slipprov färglös, med parallell utsläckning och positiv optisk karaktär; den står antagligen nära den amfibol, som finnes i den kvartsiga kisen i Falun (jfr s. 158). Små kulor kunna bestå blott av ett enda biotit- eller amfibolindivid. I de större förekomma ofta båda dessa mineral. Under mikroskopet kan man ej sällan se, att sulfidmineralen från sidorna inträngа i silikatkulan. De kvartsitiska kulorna visa ibland en perifer omvandling i biotit eller amfibol. Även gahnit förekommer i kulorna.

I mycket nära samband med denna zinkmalm torde en kopparmalm stå, som med mycket begränsad utbredning förekommer i zinkmalmens hängande, ungefär mitt på malmkroppens längd. Malmen är kopparkis jämte något magnetkis, förande smärre mängder av biotit och amfibol samt rikligt kulor av blåsvart, frisk cordierit. Även i denna malm torde gahnit förekomma, i det Becks omnämnande av detta mineral sannolikt syftar på kopparmalmen i fråga. Gränsen mot typisk zinkmalm iakttogs i ett stycke bruten malm och befanns visa en mycket tvär övergång. Anmärkningsvärt är, att de båda malmerna intill några cm från gränsen bevara sina vanliga karaktärer: zinkmalmen är tät, med små kulor av glimmer och amfibol, kopparmalmen för cordieritkulor.

I zinkmalmens hängande inom malmzonens östligare del

uppträda stora massor av dolomit och kalksten, med serpentinpseudomorfoser efter kondrodit. Karbonatbergarten förtränges i stor utsträckning av kopparkis, blyglans, zinkblände, magnetkis och svavelkis, varvid serpentinkornen förbli oberörda. Åtminstone huvudmassan av den malm, som skrädes till bly-koppar-malm, kommer härifrån. I kalkstenen ses ibland en gråvit malakolit. I mycket nära samband med karbonatbergarten uppträda även stora massor av malmimpregnerat amfibolskarn. Beck har funnit dels en cummingtonitisk amfibol, dels partier av grönt »vanligt hornblände». Cummingtoniten (Beck använder beteckningen amfibol-antofyllit) skall ha en utsläckningsvinkel om 6° och optiskt positiv karaktär. Beck omnämner också dess förekomst i den kulförande zinkmalmen. Tydligen avses samma amfibol som ovan beskrivits. Den skillnaden, att Beck funnit sned utsläckning hos amfibolen, men jag parallell, är icke ägnad att förvåna, då liknande variation konstaterats hos cummingtonitiska amfiboler från Falun (s. 158) och Bersbo (s. 251). En av Beck publicerad analys gav:

Si_2O	52.89
Al_2O_3	1.59
Fe_2O_3	7.10
FeO	12.60
MgO	22.17
K_2O	2.23
H_2O	0.71
PbS (föroren.)	0.17
	99.46

Det är onekligen mycket förvånande att finna en fullständigt kalkfri amfibol i så nära samband med dolomit och kalksten. Ännu egendomligare är dock en paragenes, som t. v. endast är känd ur lösa stycken från gruvan. I dylik förekommer en i slipprov färglös rombisk amfibol, med antofyllitens vanliga utbildning i radialstråliga aggregat, genom-

växande en i stora tvillinglamellerade individ utbildad, frisk och starkt pleokroitisk kondrodit. Om man blott tager hänsyn till de båda mineralens kemiska sammansättning, kan associationen förefalla naturlig, men en granskning av kondroditens bildningsbetingelser ger ett annat intryck. Detta mineral är nämligen uteslutande känt från dolomiter och kalkstenar, och det är ju — om också hittills blott i form av pseudomorfoser — även träffat som en mycket vanlig beståndsdel i dessa bergarter i just denna malmfyndighet. Vid Skyttgruvan har jag sett tremolit på samma sätt som här den rombiska amfibolen genomväxa kondrodit. Det hittills insamlade iakttagelsematerialet från Saxberget tillåter dess värre icke några slutsatser beträffande dessa egendomliga mineralassociationer.

Den malm, som förekommer i amfibolfelsen, är ytterligt fint insprängd i amfibolstänglarna. Beck avbildar några typiska exempel härpå. Beck beskriver även grovkristallina körtlar av kvarts, fältspater, cordierit, biotit, spinell och sulfider.

Ljusnarsberg och Kaveltorp (Ljusnarsbergs s:n, Västmanland.)

De båda malmfälten Ljusnarsberg och Kaveltorp ha ganska utförligt skildrats av B. Santesson.[1] Jag kan därför inskränka mig till att särskilt betona de drag i deras geologi, som äro av intresse såsom belysande sulfidmalmernas geologiska problem i allmänhet.

Bergarten inom *Ljusnarsbergsfältet* är en grå kvartsit, som enligt Santesson åt sidorna övergår i leptit. Kvartsiten är ej skiktad, men för strimmor av amfibol eller biotit. Amfibolen är ofta finstänglig och bildar kärvar. Granat av almandinfärg är en mycket vanlig beståndsdel i kvartsiten och kan lokalt utgöra mera än hälften av dennas massa. Somliga varieteter av granat-amfibol-kvartsiten likna nära nog full-

[1] S. G. U., ser. Bb, n:r 4, s. 156—164.

ständigt den malmförande bergarten vid Vargbergsgruvan (s. 198). I kvartsiten äro granaterna rundade, men då bergarten mera lokalt övergår till en biotitmassa med inströdda amfibolrosetter, uppträda de i form av väl idiomorfa, men starkt förskjutna rombdodekaedrar (»appelberg»). Smärre gruvhål N om Storgruvan äro anlagda i en bergart huvudsakligen bestående av amfibol, möjligen cummingtonit.

Malmen i Storgruvan har varit kopparkis, åtföljd av svavelkis, magnetkis och magnetit, och synes mestadels ha bildat strimmor och avlånga körtlar såväl i kvartsiten som i de mera amfibol- och biotitrika bergartsvarieteterna. Samma malmer anstå även i gruvorna Ö och SO om Storgruvan. I det från dessa gruvor, som relativt nyligen arbetats, uppfordrade berget ses dels kopparkisförande kvartsit lik Storgruvans, dels också ett starkt magnetitimpregnerat skarn av finstänglig, gråvit amfibol. Helt underordnat förekommer ett magnetkis- och kopparkisförande, mörkgrönt hornblände-skarn.

Gångar av pegmatit av den vanliga serarkäiska typen, jämte aplit, genomsätta i stort antal det fyndiga området.

Kaveltorpsfältet ligger knappt 1 km S om Ljusnarsbergsfältet i dettas strykningsriktning. Dess malmfyndigheter äro bundna vid en kalkstensförekomst, som uppträder i en grå, flintig leptit. På grund av intensiv veckning äro de tektoniska förhållandena ganska komplicerade.

Kalkstenen är ibland grovspatig, men i andra fall finkornig (då dolomitisk). Anmärkningsvärd är dess halt av frisk kondrodit, men ofta nog är detta mineral även här serpentiniserat. I några arbetsrum kan man i kalkstenen iakttaga en bandning av rena kalkstensskikt och andra, som äro rika på serpentinvandlad kondrodit. Bredden på banden är i allmänhet 1—3 dm.

Kaveltorps malmmineral äro zinkblände, blyglans och kopparkis, av vilka de båda förstnämnda äro viktigast. Zinkbländet bildar impregnationsmassor, som i den bandade kalkstenen huvudsakligen följa bandningen, men delvis övertvära den-

samma. Oftast åtföljes zinkbländet av stora massor av ett sidenvitt eller grönvitt tremolitskarn. En ljust grågul malakolit uppträder mera underordnat. Blyglansen synes i sitt uppträdande i stort sett likna zinkbländet. Kopparkisen kan sitta i kalksten eller tremolitskarn, men synes särskilt föredraga ett mörkgrönt hornbländeskarn, som uppträder på många ställen inom gruvorna men aldrig i större mängd. I detta skarn finnes även magnetkis.[1] Flusspat har jag ej sett in situ, utan endast i varpen. SANTESSON uppgiver, att Ängggruvans lagerarter äro amfibol, flusspat och klorit.

Fyndigheten genomsättes av talrika eruptivgångar av olika slag: serarkäisk granit (utlöpare från ett i närheten beläget massiv) och pegmatit, samt på ett ställe diabas.

Lejagruvan (Lindesbergs s:n, Västmanland).

Den s. k. Lejagruvan — namnet lär ursprungligen varit Leijelgruvan efter bergsrådet LEIJEL — har även gått under namnet Mårtanshytte, Mårtshytte eller Mårshytte koppargruva. Efter ett längre ödesmål återupptogs gruvdriften här i betydande skala år 1915.

Gruvan är anlagd på en stockformig massa av kopparkisförande malakolitskarn, som uppträder i medelgrov, gråvit kalksten. I själva kalkstenen ses blott obetydligt malm, huvudsakligen svavelkis.

Malakolitskarnet innehåller spridda små kalkstensfläckar, som oftast äro grovkristallina. Malakoliten är vanligen av en mörkt grön färg, men stundom ljust rödgrå. I allmänhet uppgår kornstorleken till några eller högst 5—6 cm, men inom stora partier är den mer än 1 dm, inom andra åter blott ett par mm. Ett mörkgrönt hornblände uppträder helt underordnat, troligen uteslutande i små kalkstens-

[1] Man måste göra denna modifikation av SANTESSONS uppgift (l. c., s. 162), att »något visst regelbundet förhållande mellan de särskilda malmslagen och lagerarterna har icke kunnat spåras, utan förefinnas dessa kombinerade med hvarandra på än ett, än ett annat sätt».

fläckar i malakolitskarnet. Flintlikt tät, gråvit kvarts uppträder i skarnet som fläckar och klumpar om ända till flera meters längd.

Malmmineralet är kopparkis, åtföljd av något svavelkis och magnetkis. Kiserna sitta i skarnet, vanligen utfyllande mellanrummen mellan malakolitindividen. Även ses smärre mängder av kis i kvartsen. På ett ställe observerades molybdenglans i ej ringa mängd, invuxen i malakolitskarnet ungefär på samma sätt som kopparkisen.

Ervalla (Ervalla s:n, Västmanland).

I Ervallatrakten anstår en homogent grå, tät leptit, ofta alldeles massformig, men ib'and med fina skiktränder. Ställvis uppträda gångar av pegmatit och av en finkornig grå granit.

Svavelkis har påvisats på ett flertal ställen mellan Avdala, Sandtorp och Ervalla gård. Den gamla Ervallagruvan (nu kallad Sandtorpsgruvan) är vattenfylld; den i gruvöppningens gavlar kvarstående malmen består av kvartsiga impregnationsband av svavelkis. Övriga gruvförsök i trakten äro alldeles nyupptagna. I den s. k. Avdalagruvan är en 6—8 m bred malmzon i massformig leptit. Svavelkisen bildar där strimmor och körtlar, som omsluta smärre partier av ofyndig leptit. I några av de nya skärpningarna ses rätt mycket magnetkis med svavelkisen. I en dylik förekomst, som tyckes visa stor överensstämmelse med Avdalagruvan, ses i kisen ett mineral som med all sannolikhet är cordierit. På ett annat ställe befunnos kismineralen uppträda i ett litet kalkstensparti i leptiten.

Geologiskt likartade med dessa fyndigheter torde de av gammalt kända kisförekomsterna vid Dylta vara, vilka äro belägna c:a 5 km S om Ervalla.

Åtvidaberg och Bersbo (Östergötland).

De geologiska förhållanden vid Åtvidabergs och Bersbo koppargruvfält ha beskrivits av TÖRNEBOHM, till vars skildring hänvisas beträffande detaljer.[1]

Om de större fyndigheterna i *Åtvidabergstrakten* säger TÖRNEBOHM, att de ligga »på skiffriga mellanlager mellan linsformiga partier af den urgranit, hvilken utgör den rådande bergarten kring grufvorna». Min korta undersökning har bekräftat detta och samtidigt lett till det väntade resultat, att de »skiffriga mellanlagren» befunnits vara mylonitiserade och kvartsdränkta zoner i själva gnejsgraniterna, noga följande dessas skiffrighet.

Då för närvarande ingen av gruvorna var under arbete, grunda sig de här meddelade uppgifterna om själva malmzonerna till stor del på TÖRNEBOHMS och NORDENSTRÖMS[2] material och beskrivningar. Vid Mormorsgruvan, den största fyndigheten i denna grupp, är gnejsgraniten delvis mylonitiserad och kvartsdränkt. Stundom iakttages litet kopparkis i den så förändrade bergarten. Liggande delen i själva malmzonen utgöres av en finkornig bergart av kvarts, magnetit, grönbrun biotit och turmalin, jämte kopparkis och pyrit samt enstaka fältspatfragment; längs hängandet åter anstår en likaledes finkornig bergart av epidot, grönbrun biotit och kvarts. Mellan dessa bergarter låg den rikaste malmen, som bestod av kopparkis, svavelkis och något bornit, och som hade en konglomeratliknande utbildning med runda kvartskorn samt bollar av den magnetit- och turmalinförande bergarten, av magnetit och i ett fall av gnejsgranit. Vid Hag-, Varp- och Garpagruvorna äro förhållandena i allt väsentligt analoga med dem vid Mormorsgruvan. Åtminstone vid de båda förstnämnda har den magnetit- och turmalin-

[1] G. F. F. 7, s. 562.

[2] Uppgifter av NORDENSTRÖM angående gruvornas geologi anföras av TÖRNEBOHM (l. c.).

förande bergarten träffats. Även gångkvartsstrimmor ingå i malmzonerna.

De flesta av de smärre gruvförsöken i Åtvidabergstrakten ligga i amfibolitiska bergarter, på impregnationer av kopparkis och svavelkis, med eller utan åtföljande kvarts. Ett undantag utgör Gomåttagruvan, där bergarten är en grov, vresig glimmerskiffer med stora andalusitkristaller och kvartsstrimmor med kopparkis.

Under det att de större fyndigheterna vid Åtvidaberg till sin geologiska natur avvika från alla de i det föregående behandlade sulfidmalmförekomsterna, stå de i *Bersbotrakten* uppträdande mycket nära åtskilliga av dessa. Vid Bersbo ligga alla fyndigheterna i leptitformationen, de större bilda ett »streck», som i en mot V konkav båge går från Bersbo station till Björkeledsgruvan i N. Vid den sistnämnda lilla gruvan anstå bergarter av cordierit, cummingtonit, almandin och kvarts i mycket växlande proportioner, ävensom lokalt mycket biotit. Amfibolen beskrevs av Törnebohm som aktinolit, dess sannolika natur av cummingtonit har påpekats av Eskola[1]. Till färg och utbildning liknar den fullständigt cummingtoniten i den »grå trappen» i Falun. I Törnebohms prov är den mycket tydligt monoklin, med en vinkel c : c = 20°, och visar ofta lamellär tvillingbildning. I ett av mig taget prov av något avvikande mineralsammansättning är amfibolen till utbildning och färg alldeles lika den förra och olik antofyllit, men visar städse parallell utsläckning. I detta fall skulle man sålunda kunna misstänka, att ett fall av submikroskopisk polysyntetisk tvillingbildning föreligger.

Vid Björkeledsgruvan finnes kopparkis insprängd i små strimmor — delvis tillsammans med kvarts — i de nämnda bergarterna. I ett parti kvarts sågs också molybdenglans.

Av de egentliga Bersbogruvorna var ingen vid mitt besök tillgänglig, varför jag huvudsakligen refererar den framställning Törnebohm givit efter egna och H. v. Posts iakttagelser.

[1] L. c., s 248.

I de nordligare gruvorna har brutits ett smalt, skiktliknande band av en bergart, som består av kvarts, spinell och sulfider. Spinellen beskrives av TÖRNEBOHM som pleonast, men är tydligt blågrön och torde med all sannolikhet vara gahnit. Den synes ibland vara förträngd av zinkblände. Magnetkis är den vanligaste sulfiden, men även kopparkis, svavelkis och blände ingå. Kvartsen visar krossfenomen. I streckets sydligare del (Storgruvan) skall ha brutits en mäktig malm, till stor del med konglomeratliknande utbildning, bestående av en grundmassa av svavelkis, kopparkis och zinkblände samt ibland magnetit och strålstensstänglar, och inneslutande stora runda kvartskorn samt smärre korn av fältspat, hornblände och granat.

Intill Bersbo station är blottad en starkt veckad och sönderbruten leptit med en liten rand av »konglomeratisk» malm. Den brutna malm vid Bersbogruvan, som nu kunde undersökas på gruvbacken, utgöres till stor del av zinkblände med mer eller mindre riklig inblandning av andra sulfider, synnerligast svavelkis och magnetkis, samt kvarts. »Konglomeratisk» utbildning är synnerligen vanlig.

IV.

De mellansvenska sulfidmalmernas bildningssätt och omvandlingar.

Rådande åsikter om malmernas uppkomst.

Det äldsta uttalande om sulfidmalmernas bildningssätt, till vilket vi här behöva taga hänsyn, är TÖRNEBOHMS om Falumalmerna (*Falun*, s. 683): »Vi skulle då kunna tänka oss, att den öfversta delen af den aflagring, af hvilken den grå gneisen sedermera uppkom, vid eller snart efter sin afsättning blef lokalt impregnerad med svafvelmetaller, under det att samtidigt dess halt af kali och lerjord förminskades. Orsaken till dessa förändringar är det naturligtvis ej möjligt att med bestämdhet uppgifva, men gissningsvis skulle kunna framkastas, att den kunde vara varma källådror, som stodo i samband med framträdandet af någon eruptiv bergart, möjligen traktens äldsta diorit, då det ju är ett mycket vanligt förhållande, att kisförekomster stå i genetiskt samband med grönstenar.» Enligt denna uppfattning skulle sålunda malmbildningen vara förorsakad av termal omvandling av leptitformationen före densammas veckning, en omvandling analog med den silicifiering och alunitisering m. m., som ofta uppträder i vulkaniska formationer.

H. JOHANSSON har ej direkt uttalat sig om uppkomsten av de sulfidmalmer, som utgöra föremål för denna undersökning, men har mera i förbigående omnämnt dem i sin diskussion av järnmalmerna:[1] »formationens sulfidmalmförande zoner — — — äro — — med påfallande regelbundenhet markerade

[1] G. F. F. 29, s. 157.

af en säregen serie kvartsiga bergarter, utmärkta af *anthofyllit, cordierit, ljus granat* (almandin?) m. fl. karakteristiska mineral».[1]

Om Falun säger A. G. Högbom 1910,[2] att den malmförande kvartsiten torde uppkommit genom metasomatiska processer, som ersatt leptitens fältspat med kvarts och åstadkommit impregnation av sulfider. I samma riktning uttalar sig Sjögren vid samma tidpunkt,[3] i det han anser kvartsiten vara bildad genom omvandling av »den grå gnejsen» i samband med malmbildningen, och jämför processen med greisenbildning.

Beträffande de sulfidmalmer, som, med eller utan åtföljande skarn, uppträda i kalksten, torde väl den uppfattningen vara skäligen allmän, att de uppkommit genom metasomatiska och snarast kontaktmetasomatiska processer. Bristen på observationsmaterial har dock gjort, att sulfidmalmerna aldrig kunnat diskuteras så grundligt som järnmalmerna.

Den uppfattning av Falumalmernas bildningssätt, som framförts av Sjögren och Högbom i de ovan citerade arbetena, kan sägas vara i huvudsak bekräftad genom Eskolas undersökning av Orijärvitrakten i Finland. Med avseende på jordbetäckningen synes detta område vara vida gynnsammare för en berggrundsundersökning än vad fallet är med flertalet svenska fyndigheter av denna art, vilket giver ytterligare värde åt resultaten av Eskolas arbete. Här är ej anledning ingå på något detaljerat referat av denna monografi, så mycket mindre som var och en, som önskar skaffa sig närmare kännedom om denna malmtyps geologi, torde komma att studera beskrivningen i original. Blott en mycket kort sammanfattning må här medtagas.

[1] Senare har Johansson, i anslutning till ett föredrag av förf., i vilket samma synpunkter utvecklades som här i det följande, i viss mån preciserat sin ställning (G. F. F. 38, s. 296).

[2] Pre-Cambrian Geology of Sweden, Bull. Geol. Inst. Upsala, 1910.

[3] The Falun mine. Guide, 11. int. geol. kongr., Stockholm 1910.

Leptitformationen vid Orijärvi består huvudsakligen av kvartsporfyriska och av jämnkorniga leptiter, de senare ofta väl skiktade, samt därjämte av amfiboliter (både lavabäddar och sediment) och av kalkstenar. Agglomeratisk utbildning är mycket vanlig i lavabergarterna, såväl i de leptitiska som i de amfibolitiska. Metamorfosen synes i allmänhet vara något svagare än i Falutrakten, bl. a. är förekomsten av bevarad »pillow»-struktur i en amfibolitisk bädd ett mycket anmärkningsvärt drag. Leptitformationen genomsättes av flera batoliter av mer eller mindre gnejsig oligoklasgranit, delvis åtföljd av dioritiska och gabbroida bergarter. Slutligen uppträder en serarkäisk granit, åtföljd av rikligt pegmatit, som delvis för en myckenhet sällsyntare mineral.

Om vi undantaga, att Orijärviområdet saknar någon motsvarighet till granitgnejsen vid Runn, så är tydligen överensstämmelsen mellan de geologiska huvuddragen där och i Falutrakten alldeles fullständig.

I leptitformationen vid Orijärvi uppträder en serie bergarter karakteriserade av cordierit och antofyllit, än i kombination med kvarts och fältspat (t. ex. cordierit-leptit eller -gnejs), än med kvarts (cordierit-antofyllit-kvartsit), än utan nämnvärd inblandning av andra mineral (cordierit-antofyllitfels). Dessa bergarter överensstämma alldeles med de malmförande bergarterna vid Falun och Näverberg. Sulfidmineral, särskilt kopparkis, uppträda i de kvartsitiska formerna såsom väsentliga beståndsdelar, bildande malmer lika Falu hårdmalmer. En mindre del av sulfidmalmen är associerad med kalksten och skarn. På ett ställe har guld träffats tillsammans med en selenhaltig bly-vismut-sulfid (lillianit). Eskola har kunnat visa, att de nämnda cordierit- och antofyllitförande bergarterna uppkommit genom omvandling av leptit. Denna omvandling är företrädesvis inskränkt till grannskapet av en viss oligoklasgranitbatolit, vars kontaktfacies delvis genomgått analoga förändringar. Eskola drar därav den slutsatsen, att de malmförande bergarterna och deras malmer bildats genom en kontaktpneumatolytisk omvandling från

granitens sida. Där amfiboliter förekomma inom den påverkade aureolen, visa de partiell cummingtonitisering av hornbländet. ESKOLA har framhållit Orijärviområdets stora geologiska likheter med Falun m. fl. mellansvenska sulfidmalmfyndigheter. I det följande komma vi att närmare ingå på den betydelse, hans iakttagelser äga för tydningen av dessa svenska förekomster.

Översikt av de olika mellansvenska sulfidmalmtyperna och deras sannolika bildningssätt.

Om vi tills vidare undantaga de i granit uppträdande fyndigheterna vid Åtvidaberg, ävensom Mårtanberg, så visa alla de här behandlade sulfidfyndigheterna så stora inbördes likheter, att de måste vara bildade på i allt väsentligt samma sätt och sannolikt tillhöra en och samma bildningsperiod, geologiskt talat.

Alla de fyndigheter vi nu avse, uppträda i bergarter tillhörande leptitformationen, men likafullt kan man med avseende på sidostenens natur urskilja två typer: i det ena fallet uppträder malmen i kalksten eller dolomit, och åtföljes då vanligen av kalksilikatgångarter, i det andra är sidostenen vanligen en i leptit övergående bergart, karakteriserad av kvarts och Al-Fe-Mg-silikat. I åtskilliga fält finnas malmer av de båda olika slagen i ett mycket intimt inbördes samband, men för bättre översikts skull vilja vi till en början behandla vartdera slaget för sig.

De sulfidmalmer, som uppträda i kalksten och dolomit, kunna med avseende på malmens och gångarternas karaktär indelas i en serie genom övergångar förbundna typer:

1. Svavelkis jämte smärre mängder andra sulfider (magnetkis, kopparkis, zinkblände, blyglans), åtföljda av en ringa mängd aktinolitisk amfibol. Typ: Falu kalkiga kisstockar. Vissa faser av denna typ kunna övergå i typ 2.

2. Zinkblände och blyglans (den senare vanligen mera

underordnad), vanligen med tremolitskarn, men fläckvis utan direkt association med detta. Andra sulfider, särskilt kopparkis, förekomma också, men pläga vara åtföljda av ett mera järnrikt hornblände. Typ: Kaveltorp; andra representanter: Skyttgruvan, Digertägt, Svartviksgruvan (Svärdsjö), en del zinkmalm i Garpenberg. Ibland förekommer även en ljus malakolit såsom gångart, varigenom övergång uppstår till typ 3.

3. Zinkblände och blyglans, åtföljda av malakolit och tremolit. Typ: Sala. Även turmalin har iakttagits därstädes.

4. Kopparkis i malakolitskarn. Typ: Lejagruvan.

5. Zinkblände och blyglans (ibland även arsenikkis), åtföljda av flusspat, hornblände och granat. Typ: Väster-Silvberg; mycket närstående äro Lövåsen och Ryllshyttan. Kallmora silvergruva intager en mellanställning mellan denna typ och den följande.

6. Sulfiderna åtföljas av andraditisk granat, hedenbergitartad pyroxen och flusspat; malmen kan vara övervägande kopparkis (Yxsjö) eller zinkblände (Storfallsberg).

Det torde av denna översikt framgå, att de olika malmtyperna så övergå i varandra, att gränserna bliva tämligen godtyckliga.

Vid många av dessa fyndigheter är det alldeles uppenbart, att sulfiderna metasomatiskt förträngt karbonatbergarten, d. v. s. denna har »volym för volym» utlösts och ersatts av malmmineralen. I många fall föreligga metasomatiska eller förträngningsbreccior i utomordentligt tydlig utbildning, bäst i svavelkisen i Falun (s. 155) och i zinkmalm i Sala.[1] I andra fall framgår detta malmens bildningssätt av dess oregelbundna fördelning i karbonatbergarten. Det är vidare tydligt, att de skarnarter (huvudsakligen amfibol, pyroxen, granat), som åtfölja sulfiderna, tillhöra samma bildningsperiod som dessa, ehuru de vanligen kristal-

[1] HJ. SJÖGREN, The Sala mine (G. F. F. 32, s. 1363, och guide, 11. int. geol. kongr.).

liserat tidigare, så att malmmineralen utfylla mellanrummen eller impregnera silikatmassan. Bevis för denna samtidighet kunna erhållas bl. a. i Falun, ävensom i Sala, där detta förhållande konstaterats av SJÖGREN; i båda fallen framträder det tydligt, att malmmineral och gångarter *tillsammans* förtränga karbonatbergarten. Ett annat bevis utgör det förhållandet, att i fyndigheter, tillhörande ovanstående typer 1 och 2, zinkblände och blyglans åtföljas av ljus tremolit, men de järnrika kismineralen av en mera järnrik amfibol (aktinolit eller t. o. m. mörkgrönt hornblände).

Då det sålunda är tydligt, att såväl sulfidmalmerna som deras gångarter bildats genom metasomatisk förträngning av karbonatbergarten, så uppstår därnäst frågan, huru mycket av materialet till de nybildade mineralen, som utifrån tillförts kalkstenen. Först och främst är det av malmernas förekomstsätt klart, att malmmineralens beståndsdelar, såväl metallerna som svavlet, tillkommit utifrån. Vi känna således tillförsel av S, Fe, Cu, Zn, Pb och Ag. Att även annat järn tillkommit än det vid svavel bundna, framgår av det som nyss ovan anfördes beträffande den växlande järnhalten i amfibolskarnet, ävensom av uppträdandet av järnrikt granatskarn, t. ex. vid Kallmora silvergruva. Huruvida även mangan »adderats», är mera ovisst, men det synes föga sannolikt att så skett annat än möjligen i liten skala. Den höga manganhalten i Väster-Silvbergs skarnmineral torde, såsom redan i beskrivningen framhållits, alltigenom bero på manganrikedomen i den ursprungliga karbonatbergarten, och det synes sannolikt att detsamma är fallet med den manganhaltiga granaten vid Kallmora. Däremot är den undantagsvis, t. ex. vid Väster-Silvberg, påvisade järnhalten i karbonatbergarten alldeles för obetydlig för att kunna förklara skarnets järnrikedom, som tydligen måste bero på addition av Fe. Vidare är det uppenbart, att all den i skarnmineralen ingående SiO_2 tillförts utifrån. Beträffande den i allmänhet helt låga Al-halten kan ovisshet råda, men ej osannolikt är, att även denna är adderad. En svår fråga erbjuder Mg, som i

betydande mängd ingår i de vanligaste skarnmineralen, tremolit och diopsid (malakolit). Frågan om dess härkomst är omedelbart knuten till dolomitiseringsproblemet. Här föreligga flera möjligheter: magnesian kan ha tillförts vid själva skarnbildningen eller kan ha upptagits ur dolomit på samma sätt som manganen ur den manganrika karbonatbergarten; i det senare fallet kan dolomiten ha varit bildat långt före skarnet och malmen, eller den kan tillhöra samma bildningsperiod som dessa. Ett definitivt utredande av denna fråga kräver sålunda ett ingående studium av dolomitiseringen i urkalkstenarna, vilket försvåras av denna företeelses mycket oregelbundna uppträdande. Emellertid har SJÖGREN beträffande dolomitiseringen vid Sala kommit till det resultat, att den är starkare inom det fyndiga området än utanför detsamma, och att den är äldre än malm- och skarnbildningen. Vid Persbergs järngruvfält har samme författare[1] funnit dolomitiseringen ha varit förbunden med skarn- och malmbildningen. Det är anmärkningsvärt, att de forskare, som studerat vissa metasomatiska bly-zink-fyndigheter utan skarngångarter, funnit enahanda förhållanden mellan dolomitisering och malmbildning.[2] Tydligen måste vi vid diskussionen av de mellansvenska sulfidmalmerna i karbonatbergarter räkna med, att även magnesium torde hört till de grundämnen, som i väsentlig mängd tillförts utifrån i samband med malmbildningen. Till samma resultat har ESKOLA kommit vid Orijärvi.[3] Kondroditens förhållande till dolomiten (jfr s. 190) och till sulfidmineralen tyder på, att den till sin bildningstid faller emellan dolomitiseringen och själva malmbildningen. I kondroditen ingår också fluor (omkr. 5 %). Att även detta grundämne hör till dem, som plägat tillföras vid malmbildningen, visas av det rikliga uppträdandet av flusspat vid ett flertal fyndigheter. Slutligen märkas smärre

[1] The Persberg mining field (G. F. F. 32, s. 1327, och guide, 11. int. geol. kongr.).

[2] Jfr BEYSCHLAG, KRUSCH, VOGT, Die Lagerstätten, II, s. 211.

[3] L. c., s. 252.

mängder av arsenik (mest vid Väster-Silvberg och Lövåsen), molybden (Lejagruvan, Yxsjö), wolfram (Yxsjö), kvicksilver och antimon (mest vid Sala) samt bor (Sala).

Beträffande härkomsten av de malm- och skarnbildande lösningarna, och de fysikaliskt-kemiska förhållanden, under vilka förträngningen av karbonatbergarten skett, gå resultaten av min undersökning alldeles bestämt i riktning att bekräfta den uppfattningen, att malmbildningen skett genom vad man med en — i detta fall — ej lyckligt vald term kallar *kontaktmetamorfos*. Denna uppfattning är ju redan gammal. Vid en jämförelse mellan våra sulfidmalmer och fyndigheter av erkänt kontaktmetamorft ursprung framträda dock flera olikheter i mineralassociationerna, om man bland de senare alltför ensidigt betraktar något visst område. Sålunda sakna våra fyndigheter, på grund av urkalkstenarnas renhet, de genom omkristallisation (utan substanstillförsel) av kalkstenen uppkomna silikatmineral, som utmärka somliga typiska kontaktförekomster, såsom kalk-lerjord-granat och wollastonit. Även gäller att, bland dessa senare, olika distrikt karakteriseras av olika kombinationer av »adderade» substanser. Taga vi hänsyn härtill, så skola vi finna, att inga som helst olikheter finnas mellan de här behandlade sulfidfyndigheterna och de klassiska exemplen på malmer uppkomna genom kontaktmetamorfos, i vad som rör malmernas och gångarternas sammansättning, struktur och förhållande till den förträngda karbonatbergarten.

De för kontaktmalmer typiska sulfidmineralen äro kopparkis, svavelkis, magnetkis, zinkblände och molybdenglans; av dessa är kopparkisen vanligen det ekonomiskt viktigaste av de primära mineralen. Oxidiska malmer äro magnetit och mera sällan järnglans. De gångarter, som helt eller delvis bildats genom substanstillförsel, äro, såsom nyss framhållits, ingalunda de samma vid alla de fyndigheter, som pläga betraktas såsom klassiska exempel på denna grupp. Kalk-järngranat, andradit, är kanske det mest utbredda bland dessa mineral. Inom vårt område är den ej särskilt vanlig, men

är dock karakteristisk för fyndigheterna av typ 6 samt för den närstående Kallmora silvergruva. Tillsammans med andraditen uppträder ofta kalk-järn-pyroxen, hedenbergit, som även hos oss synes huvudsakligen hålla sig till samma lokaler som andraditen. De järnfattigare leden i diopsid-hedenbergit-serien, som också äro vanliga vid många typiska kontaktfyndigheter, ha hos oss större utbredning än de hedenbergitartade leden. Vanligen visa de den utbildning med utpräglade genomgångar efter basis, som plägar benämnas malakolit.[1] Samma utbildning kan för övrigt iakttagas även hos hedenbergiten inom vårt område, t. ex. vid Yxsjö. Den torde bero på tryckinflytanden efter mineralets bildning. Tremolit, som är det för vår typ 2 karakteristiska gångartsmineralet, omnämnes från ett mycket stort antal kontaktfyndigheter och synes vid flera av dem uppträda i stor mängd. Sålunda beskriver BUTLER från San-Francisco-distriktet i Utah[3] grovkristallin tremolitfels, och omnämner att den är besvärlig att borra och bryta, vilket ju visar att där föreligga verkliga skarnmassor av tremolit. Återstår så flusspaten, som är karakteristisk för våra typer 5 och 6. Detta minerals sammansättning för genast tanken på att emanationer från en eruptivbergart bidragit till dess bildning. Likväl är flusspaten sällsynt vid många typiska kontaktfyndigheter, såsom i västra Nordamerika. I stället är den så mycket vanligare vid andra, t. ex. i Kristianiafältet.[3] Fyndigheterna vid Yxsjö, Storfallsberg och Kallmora silvergruva erbjuda stora likheter med detta fälts sulfidmalmer.

Det framgår redan av den ovanstående uppräkningen av de för kontaktfyndigheter karakteristiska malmmineralen, att

[1] Namnet *salit* (efter Sala) var ursprungligen synonymt med malakolit, men har börjat användas för mellanleden i diopsid-hedenbergit-serien, varför det är lämpligare att använda malakolitnamnet, då man avser att betona mineralets genomgångsförhållanden.

[2] Geology and ore deposits of the San Francisco and adjacent districts, Utah. (U. S. Geol. Survey, P. P. 80, s. 101).

[1] V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet (Videnskr. Selsk. I. Kl. n:r 11, Kristiania 1911).

våra malmer även i detta avseende, liksom i fråga om gångarterna, alldeles likna kontaktmalmerna. Den enda skillnad, som man skulle kunna finna, vore den, att man på kontaktmetamorfosens klassiska lokaler knappast finner svavelkisfyndigheter jämförliga med vår typ 1, eller fyndigheter med så mycket blymalm som våra typer 2 och 3. Emellertid visar ett närmare granskande av litteraturen, att även dessa hava sina motsvarigheter bland de förekomster, som med säkerhet uppkommit genom dylik metamorfos, ehuru de ej äro så vanliga och så karakteristiska för gruppen som koppar- och zinkfyndigheterna. Sålunda består Highland-Boy-fyndigheten i Bingham-distriktet (Utah)[1] av stora kroppar av svavelkis med kopparkis, metasomatiskt förträngande en kalksten; den motsvarar sålunda mycket nära Falu kalkiga kisstockar. Även vid Bisbee (Arizona) finnas likartade förekomster.[2] Kontaktfyndigheter med mycket blymalm finnas i New Mexico (Magdalena-distriktet),[3] vid South Mountain i Idaho,[4] samt i Kristianiafältet.[5] Förekomsten av smärre mängder av molybdenglans fullständigar likheten i mineralsammansättning mellan de mellansvenska sulfidfyndigheterna och de säkert genom kontaktmetamorfos bildade.[6]

Även den strukturella utbildningen är densamma i båda grupperna, sulfiderna sitta alltid åtminstone till sin huvudmassa *mellan* gångartsmineralen, utfyllande mellanrummen. Ej heller föreligger någon som helst olikhet i fråga om malmernas och gångarternas förhållande till karbonatbergarten.

Till dessa positiva bevis för våra sulfidmalmers uppkomst

---

[1] J. B. BOUTWELL, The Bingham mining district (U. S. Geol. Survey, P. P. 38).

[2] F. L. RANSOME i U. S. Geol. Survey, Bull. 529, s. 181.

[3] W. LINDGREN, L. C. GRATON, CH. GORDON, Ore deposits of New Mexico (U S Geol. Survey, P. P. 68), s. 241—258.

[4] C. F. SCHRADER i U. S. Geol. Survey, 20. Ann. Rep., III, s. 188.

[5] V. M. GOLDSCHMIDT, l. c.

[6] Även kan framhållas förekomsten av scheelit vid Yxsjö och vid vissa kontaktfyndigheter, såsom Apache No. 2 i New Mexico (U. S. Geol. Survey, P. P. 68), Toy i Nevada och Bishop i Californien (U. S. Geol. Survey i en presskommuniké 1916), samt vid ett flertal fyndigheter som därjämte föra tennmalm.

genom kontaktmetamorfos kan även läggas ett negativt sådant. Man skulle kunna tänka sig — det har åtminstone blivit gjort i fråga om järnmalmerna, ehuru blott i muntlig diskussion — att våra fyndigheter till sitt ursprung vore metasomatiska lågtemperaturbildningar, som erhållit sin mineralogiska överensstämmelse med kontaktmalmer genom en senare metamorfos under tryck- och temperaturförhållanden likartade med de vid kontaktmetamorfos rådande. Häremot kan anföras, att ingenstädes någon malmfyndighet är känd, vars mineralsammansättning är sådan, att den genom omkristallisation skulle kunna erhålla någon nämnvärd likhet med kontaktfyndigheterna.

Återstår dels den icke alldeles oväsentliga olikheten, att man vid våra fyndigheter ej såsom i de yngre, »typiska» distrikten kan direkt utpeka den malmbildande eruptivbergarten, ävensom den alternativa hypotesen, att de malmbildande lösningarna ej härstammat från en eruptivbergart, utan bildats genom omflyttningar inom leptitformationen. Till båda dessa frågor skola vi återkomma, sedan vi först behandlat dem av de här beskrivna fyndigheterna, som icke äro bundna till karbonatbergarter.

Dessa fyndigheter kunna ej lämpligen indelas i ett system av olika typer. De visa mycket stora inbördes likheter. De flesta av dem äro kopparfyndigheter, men även svavelkis och zinkblände kunna förekomma i brytvärd mängd, samt undantagsvis blyglans. Den malmförande bergarten är i intet fall skarpt begränsad mot de normala leptiterna. Inemot det fyndiga området försvinner leptitens fältspathalt, varvid, såsom Eskola påpekat beträffande Orijärvi,[1] först kalifältspaten försvinner och ersättes av biotit. Övergångsbergarten är ofta en kvartsig glimmerskiffer (gärna tvåglimrig), med cordierit eller andalusit eller mera sällan antofyllit. Denna glimmerskiffer övergår vidare i den omedelbart malmförande bergarten, som oftast är mera massformig. Den för i regeln biotit, mera sällan muskovit, huvudbeståndsdelarna äro kvarts,

[1] L. c., s. 255.

cordierit, andalusit, antofyllit (inkl. gedrit), almandingranat. I allmänhet är kvartshalten mycket hög. Med den inskränkningen, att andalusit och antofyllit ej iakttagits tillsammans, finnas dessa mineral — jämte biotit och malmmineral — kombinerade på olika sätt och i olika proportioner. Huvudtypen vid Falun är en cordierit-antofyllit-kvartsit med föga biotit; vid Näverberg en liknande bergart men med mindre kvarts, mera biotit och rikligt gahnit; vid Tomtebo en andalusit-biotit-kvartsit; vid Garpenberg en kvartsit med granat, andalusit och staurolit; vid Floberget en bergart lik Garpenbergskvartsiten, men utan granat; vid Vargberget granat-cordierit-kvartsit med antofyllit och biotit o. s. v. Ibland uppträder cummingtonit i stället för antofyllit, t. ex. i cordierit-cummingtonit-kvartsit vid Björkeledgruvan i Bersbo. Endast sällan saknas samtidigt cordierit, andalusit, staurolit, granat, antofyllit och cummingtonit. Detta är dock fallet vid Öster-Silvberg, där bergarten är en biotitkvartsit och en glimmerskiffer med gahnit, och på några få andra ställen. Samtidigt med att sålunda den rådande varieteten av den malmförande bergarten kan vara ganska olika vid olika fält, finner man vid de flesta av dem också de för andra fyndigheter karakteristiska formerna, ehuru i mindre mängd. Sålunda finna vi andalusit-biotit-kvartsit vid Falun, granatförande bergarter vid Falun och Näverberg, cordierit-antofyllit-kvartsit vid Tomtebo o. s. v.

Det fyndiga området har oftast en långsträckt form, parallellt med leptitformationens strykning. Typiska exempel härpå erbjuda Vargbergs- och Garpenbergsstrecken.

De icke kalkiga sulfidmalmernas association med bergarter rika på SiO_2, Al_2O_3, FeO och MgO, som först framhållits av H. Johansson (jfr ovan s. 253), är tydligen ett synnerligen karakteristiskt drag. Sulfidmineralens relationer till gångartsmineralen visar fullt bestämt, att de tillhöra samma bildningsperiod. Det är således tydligt, att den förklaring, man kan finna på de ifrågavarande bergarternas uppträdande, skall gälla även sulfiderna.

De malmförande bergarternas höga halt av SiO_2 och Al_2O_3 giver dem kemiskt en bestämd likhet med sedimentbergarter. På samma gång äro andra drag i deras kemi, och än mera deras geologiska uppträdande, svårförenliga med antagandet att de skulle utgöra till sin sammansättning oförändrade sediment. Redan TÖRNEBOHM, som dock betraktade hela leptitformationen som en sedimentserie, fann det nödvändigt att tänka sig malmkvartsiten vid Falun bildad genom omvandling av en normal leptit (jfr ovan s. 253). SJÖGREN och HÖGBOM (s. 254) ha givit uttryck åt samma uppfattning och ha i likhet med TÖRNEBOHM antagit, att omvandlingen skett på pneumatolytisk eller hydrotermal väg. ESKOLAS undersökningar vid Orijärvi hava givit en klarare bild av dessa förhållanden, och hava ställt det utom allt tvivel, att de malmförande bergarterna uppkommit genom omvandling av leptit. ESKOLA framhåller, att den kemiska sammansättningen visserligen i några fall är identisk med den hos vissa sediment, men i andra fall är sådan, att den saknar motsvarighet både bland sediment- och eruptivbergarter. Vidare påpekas den karakteristiska associationen med sulfidmineral samt avsaknaden av kvartsit i leptitformationen utanför »den metamorfiska aureolen», allt argument, som hava sin giltighet även vid de svenska förekomsterna. Därjämte anföras drag ur de malmförande bergarternas förhållande till de normala leptiterna, som giva positiva bevis för omvandlingen. Även från vårt område ha sådana framlagts: kvartsporfyrens i Falu gruva omvandling till cordierit-antofyllit-kvartsit (s. 142 o. följ.) och omvandlingen av leptit i Kallmoragruvan till andalusit-kvartsit (s. 237).

Problemet kompliceras emellertid i någon mån därav, att i leptitformationen också ingå bergarter kemiskt analoga med de malmförande, men sannolikt av sedimentärt ursprung. ESKOLA har beskrivit sådana från Orijärvi.[1] Möjligt är också, att en del av de cordieritförande bergarterna V om Falun,

[1] L. c., s. 148.

i den nordvästra delen av kartan tavl. 1, äro av dylikt ursprung. Med största sannolikhet gäller detta, såsom redan framhållits (s. 230), om vissa andalusitglimmerskiffrar, vilka dock obestridligen avvika från de malmförande bergarterna bl. a. genom sin homogenitet. Om det sålunda *i några fall* kan vara svårt att säkert avgöra, om en bergart med cordierit, andalusit eller antofyllit o. s. v. är ett omkristalliserat sediment eller en produkt av metasomatisk omvandling av leptit, så kan detta likväl icke på något sätt rubba de slutsatser, till vilka de ovan anförda fakta föra oss.

Beträffande substansutbytet vid omvandlingen har ESKOLA påpekat,[1] att ett ersättande av plagioklas med cordierit väl kräver tillförsel av MgO och FeO men ej av Al_2O_3. Då antofyllit tillkommer, innebär detta ytterligare addition av MgO och FeO. Bildningen av relativt rena cordierit-antofyllit-bergarter, såsom den vid Träskböle, måste kräva särskilt stor tillförsel av de sistnämda oxiderna.[2]

De malmförande bergarternas inhomogenitet och ovissheten om den ursprungliga bergartens exakta sammansättning göra det onekligen mycket vanskligt att avgöra, om någon addition av Al_2O_3 ägt rum, eller om den stegring i denna oxids procenttal, som ofta nog är tydlig även dessa osäkerhetskällor till trots, blott är relativ och beroende på utlösandet av andra substanser.

SiO_2 synes i allmänhet ha tillkommit i avsevärd mängd.

Om vi jämföra malmbildningen i leptitbergarterna med den i kalksten, finna vi i båda fallen samma malmmineral, dock något mindre blyglans och zinkblände i det förra fallet än i det senare.[3] Gångarterna vittna i båda fallen om en tillförsel av SiO_2, Fe (som ju också ingår i flera av malmmineralen), Mg, möjligen något Al.[4] Substanstillförseln ut-

[1] L. c., s. 255.

[2] L. c., s. 254.

[3] Molybdenglans har i ett fall träffats även i en fyndighet inom leptiten, nämligen Björkeled.

[4] Flusspat är också gemensam för båda grupperna, ehuru naturligen mycket vanligare i de kalkiga malmerna.

ifrån har sålunda varit densamma i båda fallen, olikheterna i fyndigheternas mineralsammansättning härleda sig uteslutande från den föreliggande utgångsbergartens kemiska karaktär, och dess därav bestämda förmåga att reagera med dessa tillförda ämnen. Vid kalkstenens omvandling genom de malmbildande lösningarna bindes blott CaO i de nybildade mineralen, under det CO_2 bortgår; vid samma lösningars sammanträffande med en bergart huvudsakligen bestående av alkalifältspat och kvarts, t. ex. en leptit, är det SiO_2 och Al_2O_3 som kvarstå, under det alkalierna — särskilt Na_2O — bortgå. Dessa resterande oxider bilda kvarts och andalusit samt med FeO, MgO och ZnO hela raden av de för fyndigheterna i fråga karakteristiska gångartsmineralen: antofyllit, cummingtonit, cordierit, staurolit, almandin, gahnit. Härtill kommer ju biotit, som kan bestå dels av resterande, dels av tillförd substans, samt, såsom nämnt, tillförd SiO_2 och möjligen också Al_2O_3.[1] I amfibolitiska bergarter synes ingen annan förändring inträda än den först av Eskola konstaterade cummingtonitiseringen av hornbländet. Den stabilitet hos de anortitrika plagioklaserna gentemot de malmbildande lösningarna, som antydes härav, bekräftas bl. a. av uppträdandet av extremt kalkig plagioklas i den cordierit-antofyllit-kvartsit, som uppstått genom omvandling av en kvartsporfyrgång i Falu gruva med en ursprunglig plagioklas om c:a $Ab_{70}An_{30}$ (jfr ovan s. 146).

Vi konstaterade nyss den fullständiga överensstämmelsen i de malmbildande lösningarnas sammansättning vid de två grupper, i vilka vi för denna översikt indelat de mellansvenska sulfidmalmerna. Ett annat bevis för dessa gruppers genetiska samhörighet finna vi däruti, att de så ofta uppträda i intimt samband med varandra. Exempel härpå erbjuda Falun (hårdmalm och kalkig kis), Näverberg-Skyttgruvan, Ljusnarsberg-Kaveltorp och Garpenberg. I ett eller

[1] Påpekas må, att tillförsel av Al_2O_3 är känd från typiska kontaksfynheter, såsom Mackay (White Knob) i Idaho (J. B. Umpleby, Ec. Geology, 1914, s. 307) och Kristianiafältet (V. M. Goldschmidt, l. c., s. 215).

annat fall, t. ex. vid Väster-Silvberg, får man det intrycket, att förekomsten av kalksten utövat ett bestämmande inflytande på lokaliserandet av omvandlingen i omgivande leptit. Som en möjlig förklaring på detta egendomliga förhållande kan man tänka sig följande. Kalkstenen torde, under i övrigt lika förhållanden, lättare än leptiten reagera med de malmbildande lösningarna; omsättningarna i kalkstenen, med frigörande av massor av CO_2, kunna sedan genom inverkan på leptiten underlätta omvandlingen av denna.

Vi komma sålunda till det resultat, att de icke-kalkiga sulfidmalmerna bildats på samma tid som de kalkiga och på samma sätt som dessa, således under samma fysikaliska och kemiska betingelser som typiska kontaktfyndigheter, med den skillnad att utgångsbergarten icke varit kalksten utan leptit. Vi borde då vänta oss, att även tillsammans med yngre kontaktfyndigheter i kalksten, t. ex. i Kristianiafältet och i västra Nordamerika, finna i kvarts-silikat-bergarter fyndigheter analoga med våra icke-kalkiga malmer, med deras karakteristiska gångarter. Så är emellertid icke alls fallet. Av sedimentära bergarter är det blott kalksten, som plägar hysa kontaktmetasomatiska fyndigheter. Lerskiffrar kunna bli metasomatiskt omvandlade vid bor- och fluortillförsel (bildning av turmalin och topas), sandstenar visa sällan någon inverkan. Vad som mest intresserar oss är emellertid att se huru eruptivbergarter, sammansatta analogt med våra leptiter, förhålla sig till en inverkan av det slag, som låter en kontaktmalmfyndighet uppstå ur en kalksten. Om vi bortse från turmalin- och topasbildning m. m., som representerar en annan art av pneumatolys än den det här gäller, vid vilken bl. a. tillförsel av järn och magnesia är att räkna med, så finna vi endast helt undantagsvis och i liten skala en högtemperaturomvandling av en dylik bergart. I de fall, som äro kända,[1] är det intrusivbergarten, som omvandlats

[1] De bästa exemplen torde vara:

A. BERGEAT, Der Granodiorit von Concepción del Oro und seine Kontaktbildungen (Neues Jahrb., Beil. Band 28, 1909, s. 421).

J. B. UMPLEBY, Genesis of the Mackay copper deposits, Idaho (Ec. Geology, vol. 9, 1914, s. 307).

bl. a. till andalusit och diopsid. Det är alldeles tydligt, att den ej påverkats av sina emanationer i deras ursprungliga tillstånd, utan först sedan de upptagit en del kalk ur angränsande kalksten.

Emellertid finner man i flertalet av de gruvdistrikt i västra Nordamerika, där kontaktfyndigheter med andradit, tremolit o. s. v. förekomma i kalksten, att eruptivbergarter undergått en omvandling som bl. a. innefattat impregnation med pyrit och kopparkis. Denna omvandling kan ha träffat den intrusivbergart, vanligen en monzonitporfyr, som givit upphov till kontaktfyndigheterna, ävensom andra eruptiva bergarter i trakten. Från kontaktmetamorfosen av kalksten och från sulfidmalmbildningen i våra leptiter skiljer sig processen i fråga däruti, att den tydligen försiggått vid betydligt lägre temperatur. Kvarts och sericit äro jämte kiserna dess mest karakteristiska produkter.

En malmbildning av denna art förekommer naturligen även i sådana distrikt, där på grund av frånvaron av kalksten inga egentliga kontaktfyndigheter kommit till utbildning. Sålunda åtföljas många stora förekomster av svavelkis med kopparkis av sericitiserade bergarter. Dit höra bl. a. Rio-Tinto-kiserna, och Mt Lyell (Tasmanien). Ett bland de klaraste exemplen torde vara kopparmalmerna i Shasta County i Californien, som beskrivits av GRATON.[1] Den bergart, som där givit upphov till malmbildningen, är en extremt natronrik, intrusiv granitporfyr, som delvis själv undergått omvandling och förträngts av malmmineralen och deras gångarter. Omvandlingen har varit grundligast inom de områden, där porfyren varit krossad och sprickig. Malmerna äro stora svavelkisstockar med kopparkis (Cu-halt 3—3.5 %), zinkblände och blyglans. De båda sistnämnda sulfiderna uppträda gärna tillsammans. Gångarterna äro kvarts, tungspat, kalkspat och möjligen anhydrit. Utanför malmstockarna är bergarten omvandlad till kvarts och natronsericit. Fyndigheterna i Shasta County överenstämma sålunda i sitt geologiska uppträdande

[1] U. S. Geol. Survey, Bull. 430, s. 71.

och i malmmineralens karaktär ganska nära med Falun,[1] medan gångarterna tyda på en lägre bildningstemperatur än där.

Endast från *ett* av de talrika gruvdistrikt, där även malmer av typiskt kontaktmetasomatiskt ursprung och ung geologisk ålder ha studerats, har jag kunnat finna uppgifter om en omvandling, som resulterat i en bergart jämförlig med de sulfidmalmförande kvarts-silikat-bergarterna i Bergslagen. I BUTLERS monografi över San-Francisco-området i Utah, ovan citerat såsom givande ett exempel på tremolitskarnbildning (av sannolikt tertiär ålder), omtalas, att omvandlingen av lavabergarter (troligen kvartslatit) bl. a. givit upphov till en andalusitkvartsit med 26 % andalusit, 56 % kvarts, samt sericit m. m.[2] I detta fall synes ingen nämnvärd addition ha ägt rum. Om också detta exempel uppenbarligen är av stort värde för vår diskussion, kan det dock ej ändra totalintrycket, att förhållandena inom kontaktmetamorfosens klassiska fält icke lett till omvandlingar av det slag, som ha åtföljt sulfidmalmbildningen i våra leptiter, ehuru tillgång funnits till samma material, såväl i avseende på de omvandlande lösningarna som på den föreliggande fasta bergarten. Man har svårt att finna någon annan rimlig förklaring härtill än olikheten i det djup under jordytan, på vilket metamorfosen försiggått. I det förra fallet har detta varit jämförelsevis ringa, såsom framgår av intrusivbergarternas stundom hypabyssiska karaktär och frånvaron av metamorfos av regional utbredning i deras sidosten, i det senare åter har det varit mycket stort. Väl visar den allmänna förekomsten av vissa av sulfidernas typiska gångartsmineral, såsom cordierit och andalusit, i hornfelser bildade genom kontaktmetamorfos på relativt ringa djup, att ett stort djup icke är nödvändigt för dessa minerals bildande genom *omkristallisation* av tjänligt sammansatta bergarter, men

[1] Förekomsten av smärre mängder vismut och selen samt underordnade guldgångar utgöra också likheter med Falun.

[2] BUTLER, l. c., s. 78—82, 102.

detta strider icke alls emot antagandet, att förhållandena på större djup äro mera gynnsamma för samma minerals bildning genom *omvandling* av alkalifältspat m. m. Det måste här lämnas osagt, vilka dessa gynnsammare betingelser på större djup varit, som väl sammanhängt med den relativa stabiliteten av gångartmineralen och alkalifältspaterna. Dessa frågor kunna endast avgöras i samband med de stora allmänna problemen i bergartsmetamorfosen.

Ett starkt stöd för antagandet, att stort djup varit ett nödvändigt villkor för de metasomatiska processer, som resulterat i bildningen av våra kvartsiga sulfidmalmer, få vi genom en jämförelse med dessa och de stora blyfyndigheterna i Cœur d'Alene i Idaho.[1] Dessa fyndigheter av silverhaltig blyglans jämte zinkblände och något andra sulfider uppträda i sedimentära kvartsiter, som genomsättas av monzonit av sannolikt postjurassisk ålder. De fyndigheter, som ligga nära monzonitintrusionerna, utgöra huvudsakligen fullkomligt oregelbundna massor, som metasomatiskt förträngt kvartsiten; längre bort från monzoniten däremot träffas typiska malmgångar, där malmmineralen och deras gångarter dels utfylla sprickor, dels ha förträngt kvartsiten utmed dessa. I fyndigheterna närmast intrusiven tyda gångarterna på en hög bildningstemperatur: granat (av beskrivningen att döma en almandin) och diopsid åtfölja i ganska stor mängd sulfidmineralen, under det att längre bort siderit är den viktigaste gångarten. Från en gruva uppgives antofyllit, genomväxande blyglans.

Likheten med våra sulfidförekomster är ju omisskännlig. Ransome[2] anser, att materialet till malmerna och en del av deras gångarter kommit från en stor monzonitbatolit, av vilken de inom gruvdistriktet blottade intrusionerna utgöra topparna. Fyndigheterna närmast dessa anser han med sä-

[1] F. L. Ransome och F. C. Calkins, Geology and ore deposits of the Cœur d'Alene district, Idaho (U. S. Geol. Survey, P. P. 62).

[2] L. c., s. 135—140.

kerhet vara bildade vid hög temperatur och under starkt tryck.

Fyndigheter med silverhaltig blyglans samt zinkblände i Kootenayområdet i British Columbia[1] ligga i samma zon inom Kordilleran som Cœur d'Alene, och visa mycket stora likheter med detta distrikt, ehuru inga intrusivbergarter äro kända inom det malmförande området, om också anledning finnes att misstänka, det de förekomma *under* detsamma. Magnetit förekommer med sulfiderna; bland gångarterna märkes »manganhaltig granat» (mera sällan almandin) samt diopsid och antofyllit.[2]

Om vi så återvända till de svenska sulfidfyndigheterna, så återstår det att besvara frågan: varifrån ha de malmbildande lösningarna kommit? I de yngre formationer, med vilka vi här upprepade gånger jämfört de svenska fyndigheterna, är den frågan i allmänhet lätt besvarad: typens namn kommer just därav, att malmen företrädesvis träffas i närheten av kontakten med en intrusivbergart. Också i Orijärvi förefaller saken klar: man kan svårligen bestrida beviskraften av de argument, som ESKOLA anför för att visa, att det är oligoklasgnejsgraniten som avgivit de malmbildande lösningarna. Helt annorlunda ligger frågan hos oss. Om vi fortfarande undantaga Åtvidaberg och Mårtanberg, så är det t. o. m. karakteristiskt för våra sulfidfyndigheter, att de ligga på stort avstånd från granitbergarter. Detta förhållande är lika utpräglat i fråga om skarnjärnmalmerna, och har föranlett somliga att betvivla deras kontaktmetasomatiska natur och andra att söka den malmbildande intrusivbergarten *inom leptitformationen*. Förf. har själv framhållit,[3] att flera ögonskenliga motsägelser inom urbergs- och malmgeologien skulle bortfalla, om

[1] S. J. SCHOFIELD, i Summ. Rep., Geol. Survey Canada, 1911, s. 158, och Geology of the Cranbrook Map-Area, Geol. Survey Canada, mem. 76.

[2] I SCHOFIELDS senare arbete kallas amfibolen aktinolit. Då den angives vara sammansatt (Mg Fe) SiO_3 och då den uppträder i antofyllitens vanliga aggregatform, är det väl att antaga att beteckningen aktinolit beror på ett förbiseende.

[3] G. F. F. 35, s. 478.

man kunde visa, att »malmbringaren» vore att söka bland de på måttligt djup intruderade motsvarigheterna till leptitformationens vulkaniska bergarter, bl. a. påpekades vissa leptitiska gnejser. Den nu slutförda undersökningen av sulfidmalmerna har på intet sätt bekräftat detta antagande, tvärtom förefaller det, som om uppslaget måste avföras ur diskussionen, åtminstone vad sulfiderna beträffar.[1] Skälen härtill äro följande. De säkert till leptitformationen hörande intrusiva led, som kunnat påvisas t. ex. i Falutrakten, äro kvantitativt alltför obetydliga för att ha kunnat giva upphov till traktens malmfyndigheter, och ligga lika långt från dessa som granitbergarterna.[2] Detsamma synes gälla de flesta andra av våra sulfidfyndigheter, kanske alla. Därjämte är denna tydning oförenlig med den ursprungliga prägel av *djupbildningar*, som våra fyndigheter ha, och som just skiljer dem från de malmförekomster, som bildats genom intrusioner på mera ringa djup.

Det återstår då intet annat än att bland urbergets *graniter* söka den malmbildande faktorn. Av dessa kunna de serarkäiska graniterna genast lämnas ur räkningen, då de genom många drag visa sig vara yngre än malmbildningen,[3] och mineralsällskapet i deras pegmatiter icke tyder på någon släktskap med sulfidfyndigheterna.[4] Det är troligt, att även graniterna av Filipstadstypen sakna samband med malmbildningen, då denna typ är mycket sparsamt representerad inom de områden, där flertalet av sulfidfyndigheterna förekomma. Det återstår då endast de äldre urbergsgraniterna, ungefär de, som av TÖRNEBOHM på Bergslagskartan betecknades som ur-

[1] Om järnmalmerna, jämför vidare ett följande kapitel.

[2] Jag bortser härvid från möjligheten av att *granitgnejsen* kan stå leptitformationen nära (jfr s. 95). Att märka är, att i närheten av övriga fyndigheter ej finnas några gnejser, som kunna misstänkas stå i ett dylikt förhållande till leptitformationen.

[3] Bl. a. genom malmernas strukturella utbildning och därigenom att graniterna och deras pegmatiter såsom tydligen mycket yngre bildningar genomsätta fyndigheterna, t. ex. vid Ljusnarsberg—Kaveltorp.

[4] Förekomsten av gahnit i Broddbopegmatiten vid Falun kan ej tillmätas någon dylik betydelse (jfr s. 88).

graniter och granitgnejs (delvis). Det är ej lämpligt att nu ingå på någon diskussion, i vad mån denna grupp kan givas en annan omfattning än den fått i nämnda framställning.[1] Otvivelaktigt är dock, att den betecknar en lång tidsrymd av granitiska intrusioner, men också att denna verksamhet sammanhängt med en orogenetisk epok, vilket här vill säga det att de krafter, som föranlett magmans uppstigande i förhållande till leptitformationen, under hela denna tid verkat i ungefärligen samma riktning och utan större avbrott.

Mot denna hypotes kan ingen annan anmärkning göras än den, som ovan anförts såsom giltig, med vilken intrusivbergartgrupp man än vill kombinera sulfidmalmbildningen, den att fyndigheterna aldrig ligga så nära graniterna ifråga som de typiska kontaktmalmerna till sina moderbergarter. Denna invändning synes mig vara utan betydelse. Säkerligen får man icke tro, att de eruptiva emanationerna skulle förhålla sig i alla avseenden lika, om de avgivas på stort djup i jordskorpan av batoliter, vilka bilda de uppstickande kupolerna på väldiga magmabassänger, som om de kommo från lakkolitiska massiv närmare jordytan. I det förra fallet är sidostenen ytterst starkt uppvärmd ännu på långt avstånd från kontakten, i det senare åter möta emanationerna helt andra temperaturförhållanden nästan omedelbart efter det de lämnat moderbergarten. Redan detta förhållande kan ju förklara, att fyndigheterna i det förra fallet företrädesvis uppstå på längre avstånd från den intrusiva moderbergarten än i det senare.[2] Det är ju också möjligt, att även andra

[1] Jfr ovan s. 97.

[2] En illustration till detta kan hämtas från ett yngre område, vars geologi visar stora överensstämmelser med vårt äldre urberg, nämligen sydöstra Alaska (se F. E. WRIGHT och C. W. WRIGHT, U. S. Geol. Survey, Bull. 347, särskilt s. 68—69). Nautanenområdet NO om Gällivare, som rekognoscerades av mig sommaren 1916, förefaller att giva en mycket god bekräftelse på de här ovan uttalade åsikterna. Emellertid är denna undersökning ännu icke slutförd, så att resultaten kunna ej betraktas som definitiva.

Man jämföre också LINDGREN, Mineral Deposits, s. 675 och 706.

faktorer än temperaturfallet i sidostenen kunnat inverka i samma riktning. Frånvaron av mineralgångar, vilka stundom, men ingalunda alltid, förekomma vid kontaktfyndigheter på mindre djup,[1] har nog sin förklaring däruti, att leptitformationen under den tid, då den genomdränktes av granitmagmans gasformiga emanationer, befann sig under sådant tryck, att malmbildning genom utfyllandet av öppna sprickor var försvårad.

Det följer av det redan sagda, att det oftast måste bliva omöjligt att peka på något bestämt granitmassiv såsom ursprunget till malmen i en viss fyndighet.

Vi kunna sammanfatta resultaten av denna översikt sålunda: De här behandlade mellansvenska sulfidmalmerna äro bildade under den tid, då de äldre urbergsgraniterna intruderades i leptitformationen på sätt som skildrats s. 98. Materialet till malmerna och till en del av deras gångarter härstammar från granitmagman, och har lämnat denna i form av gasformiga lösningar, som genomdränkt den graniten på sidorna och över omgivande, av magmans närhet starkt upphettade leptitformationen. Lösningarna ha haft samma sammansättning som de vid »typisk kontaktmetamorfos» verksamma, och ha reagerat med bergarterna på samma sätt som dessa, med den skillnad att de, på grund av det djup på vilket reaktionerna försiggått, kunnat omvandla även kvartsfältspatbergarter under bildning av anhydriska silikatmineral.

De kvartsiga malmernas ofta utpräglade kristallisationsskiffrighet synes väl förenlig med denna hypotes, eftersom leptitens omvandling måste försiggått under orienterande tryck. Malmbildningens lokaliserande till vissa »streck» eller zoner erbjuder likheter med granitintrusionernas beroende av leptitformationens tektonik.

[1] H. JOHANSSON (G. F. F. 35, s. 161) synes alltför starkt betona associationen mellan typiska kontaktfyndigheter och malmgångar. I flera trakter med kontaktfyndigheter, t. ex. Kristianiafältet, äro gångar sällsynta eller saknas.

Förhållandena vid Orijärvi, som vi hittills icke tagit hänsyn till i denna diskussion, bekräfta det resultat vi funnit, i det att oligoklasgnejsgraniten därstädes säkert är till sin ålder jämförlig med t. ex. den analogt sammansatta gnejsgraniten vid Falun. Orijärviområdets från de svenska fyndigheterna avvikande drag ligga huvudsakligen däruti, att sambandet mellan graniten och malmbildningen är så påtagligt. Detta sammanhänger antagligen därmed, att granitbatoliten vid Orijärvi stelnat på något mindre djup än de delar av de svenska urgraniterna, som kunna studeras i den nuvarande jordytan, vilket bl. a. bevisas av uppträdandet av en porfyrisk randfacies.

Malmerna i gnejsgranit vid Åtvidaberg äro uppenbarligen högtemperatur-metasomatiska bildningar på svaghetszoner i graniten. Det förefaller sannolikt, att de malmbildande lösningarna härstammat från djupare delar av samma granitmassiv. Fyndigheten vid Mårtanberg är troligen av likartad uppkomst, ehuru det ju icke är alldeles uteslutet, att den utgör ett i gnejsgraniten inneslutet brottstycke. Uppkomsten av zinkmalmen vid Digertägt kan *möjligen* vara att sätta i samband med den omgivande kvartsdioriten, detta så mycket mera som bergarten i fråga geologiskt står gnejsgraniten mycket nära.

Innan vi avsluta denna diskussion av malmernas bildningssätt, för att övergå till deras omvandlingar, måste vi till behandling upptaga den hypotesen, att de malmbildande lösningarna icke alls härstamma från någon eruptivbergart, utan bildats genom urlakning inom leptitformationen under dennas metamorfos. Sådana processer ha av LINDROTH[1] anförts till förklarande av *en del* järnmalmer i leptitformationen. Till stöd för denna uppfattning anföras ett flertal fall av substansutbyte mellan angränsande bergarter, som lett till bildning av reaktionszoner längs kontakterna, och påpekas de långa tidsrymder under leptitens metamorfos, som stått till buds. Denna hypotes rör sig väsentligt med faktorer, som till sin art äro föga kända, och vilkas kvantitativa

[1] S. G. U., ser. C, n:r 266.

betydelse ännu återstår att bevisa. Det är ett mycket långt steg från de lokala reaktionsprodukterna mellan t. ex. leptit och kalksten, till omvandlingar av sådan omfattning och så olika kemisk natur som kvartsitvandlingen av leptit vid Falun. Det vore också märkligt, om de lösningar, som uppstått genom någon urlakning av leptiten, erhållit fullständigt samma karaktär — även med avseende på underordnade beståndsdelar — som de, vilka emanera från intrusivbergarter. Vidare tillhöra de här avhandlade fyndigheterna den måttligt metamorfoserade leptitformationen, icke de djupa gnejserna, i vilka substansomflyttningarna säkerligen varit större. Det må även påpekas, att omlagringarna i leptiten förutsättas ha ägt rum under denna formations metamorfos, således, efter vad vi här funnit, under tiden för urgraniternas intrusion. Om hänsyn tages till alla dessa förhållanden och till detaljerna i malmernas sammansättning och uppträdande, så måste man komma till det resultat, att hypotesen om malmernas bildning genom omflyttningar inom leptitformationen åtminstone icke kan gälla sulfidmalmerna.

Malmernas omvandlingar, och ursprungliga ojämnheter i metallhaltens fördelning.

På grund av de förhållanden, under vilka sulfidmalmerna bildades, kommo de att sammansättas av mineral, som äro stabila under alla förhållanden utom de som råda inom zonen allra närmast jordytan. De förändringar, som ägt rum under fyndigheternas läge djupt i jordskorpan, ha därför blott bestått i obetydliga omflyttningar i samband med lokala tektoniska rubbningar, såsom bildningen av krosszoner med vit gångkvarts och rikligt kopparkis, vilken kan iakttagas i Falun och i Tomtebo. Törnebohm vill dock antaga,[1] att de »konglomeratiska» malmerna vid Åtvidaberg och Bersbo uppstått sekundärt »i sprickor eller hålrum, som upp-

[1] G. F. F. 7, s. 595.

kommit vid de dislokationer berglagren undergått». Vare sig de av TÖRNEBOHM meddelade uppgifterna om dessa fyndigheter, eller vad jag själv kunnat iakttaga, synes mig motivera denna uppfattning. Den »konglomeratiska» utbildningen är ju konstaterad vid ett flertal förekomster, såsom Roland, Garpenberg, Digervåla och framför allt Saxberget. Ehuru det faller sig svårt att lämna någon detaljerad tydning av denna företeelses ursprung, kan det dock icke betvivlas, att den beror därpå att de malmbildande lösningarna *korroderat* föreliggande fasta bergarter och tidigare kristalliserade gångartsmineral. Denna förklaring har redan av BECK anförts för Saxbergsmalmen. Det är uppenbart att en dylik korrosion är sannolikare vid den första malmbildningen genom heta, troligen gasformiga lösningar, än under mera ordinära förhållanden av mineralnybildning och omflyttningar inom fyndigheten. Kontrasten mellan de fattigare impregnationsmalmerna i Åtvidaberg och Bersbo och de rika »konglomeraten» beror sannolikt därpå, att de förra bildats under en tid, då lösningarna avsatte såväl gångarter som malmmineral, men de senare då huvudsakligen sulfider återstodo i lösningen.

Skölarna i Falun och särskilt skölmalmerna erbjuda ett särskilt problem, som vi längre fram skola behandla.

Sedan äldsta tider har det varit känt, att sulfidmineralen äro instabila i närvaro av syreförande dagvatten, så att fyndigheternas utgående i dagen omvandlas till en massa av limonit och diverse karbonat och sulfat o. s. v. Hos oss finner man emellertid nära nog intet av denna företeelse — vad som fanns färdigbildat före den kvartära nedisningen borteroderades under denna, och den postglaciala vittringen har ännu ej åstadkommit några mera märkbara resultat i detta avseende, delvis beroende på vårt kalla klimat. En intressant illustration till dessa förhållanden har man i Falun, vid Storgruvestötens nordvästra hörn, där kvartsig svavelkis med fullt tydliga glacialräfflor överlagras av en av järnockra sammankittad

morän. Av postglacial vittring synes ej annat än en ytterst tunn rostbinna, som icke ens beslöjat räfflorna.

Först på senaste tid har det blivit känt, att oxidationsprocesserna leda till nybildningar av sulfidmineral i övre delarna av den icke oxiderade delen av fyndigheten. Detta faktum, som konstaterades omkring år 1900 samtidigt av flera amerikanska forskare,[1] har ej minst på grund av processens stora ekonomiska betydelse föranlett synnerligen omfattande studier och har givit upphov till en rik litteratur. Ännu återstår mycket att utreda, men huvudpunkterna börja tydligt framträda.[2]

Bäst känd är kopparns vandring. En större eller mindre del av den kopparhalt, som bringas i lösning i oxidationszonen, vandrar nedåt och avsättes under grundvattennivån i form av sulfider, som metasomatiskt förtränga fyndighetens primära kopparsulfider eller svavelkis. Det nybildade kopparmineralet är vanligen kopparglans, stundom covellin eller kopparkis. Angående bornitens roll divergera uppgifterna: de amerikanska geologerna anse att den nästan alltid är primär, under det att KRUSCH[3] säger sig endast känna sekundär bornit. Zonen med sekundära sulfider kan vara skarpt eller vagt begränsad mot de oförändrade primära sulfiderna, den kan växla i mäktighet från mindre än 1 meter till hundratals meter, och kan visa många oregelbundenheter. Angå-

[1] S. F. EMMONS, The secondary enrichment of ore deposits (Trans. Am. Inst. M. E., 1901, s. 177).

W. H. WEED, The enrichment of gold and silver veins (samma tidskr., 1901, s. 424).

C. R. VAN HISE, Some principles controlling the deposition of ores (samma tidskr., 1901, s. 27).

[2] Förf. har huvudsakligen använt följande arbeten:

F. L. RANSOME, Criteria of downward sulphide enrichment (Ec. Geology, 1910, s. 205).

W. H. EMMONS, The enrichment of sulphide ores. U. S. Geol. Survey, Bull. 529. (En viktig sammanfattning.)

L. C. GRATON och J. MURDOCH, The sulphide ores of Copper (Bull. Am. Inst. M. E., 1913, s. 741).

W. LINDGREN, Mineral Deposits.

[3] P. KRUSCH, Primäre und sekundäre Erze, etc. Compte-Rendu, 12. int. geol. kongr., s. 275.

ende detta hänvisas till de citerade arbetena, särskilt det av W. H. EMMONS, där man också finner uppgifter om metallförflyttningarna *inom* oxidationszonen, som för oss sakna direkt intresse.

Silvrets och guldets vandringar äro ej fullt så väl kända som kopparns. För guldets bringande i lösning fordras särskilt gynnsamma betingelser, nämligen närvaron av mangan- och klorföreningar, så att fri klor kan bildas. Blyglans och zinkblände synas ej i nämnvärd grad nybildas på detta sätt.

Utan tvivel ha dessa processer pågått även i våra sulfidmalmer, med början kanske redan i prekambrisk tid, avbrutna av den kambrosiluriska transgressionen och sedan i arbete tills dess nedisningen gjorde ett slut på dem. Under mesozoisk tid och väl även under tertiär bör klimatet ha varit tillräckligt varmt för att gynna dylika omsättningar. Därmed är dock icke sagt, att sådana pågått inom alla fyndigheter. I närvaro av kalkspat, såsom i kalkstenar, kan den genom sulfidernas dekomposition lösgjorda metallhalten bindas i form av karbonat, så att transporten blir minimal. Också i vissa andra fall har den sekundära koncentrationen av sulfider uteblivit, utan att man kan säkert angiva orsaken. Likväl måste vi förmoda, att en sådan försiggått inom många av de här behandlade malmförekomsterna.

Den oxidationszon, som en gång funnits, är nu bortsopad av isen. Det återstå att se, om iserosionen varit tillräckligt djup för att fullständigt bortföra även de sekundära sulfidernas zon. VOGT[1] och SJÖGREN[2] anse att så är fallet. Jag har på ett ställe, nämligen vid Mårtanberg, funnit säkra bevis för uppträdandet av sekundära sulfider, som förtränga de primära malmmineralen. De förhållanden, som skildrats s. 215—217, visa att där föreligger ett särdeles vackert exempel härpå. Emellertid kan man med skäl kalla detta ett

[1] Problems in the geology of ore deposits (i F. POSEPNY, The genesis of ore deposits, s. 675).

[2] The localization of values in ore bodies etc. (Ec. Geology, 1908, s. 637).

undantag, som bekräftar regeln, ty i intet annat fall har jag funnit någon anledning misstänka förekomsten av dylika sekundära kopparsulfider. Jag har sålunda icke sett kopparglans och bornit i någon annan av mig undersökt fyndighet, ehuru åtminstone bornit skall ha iakttagits vid en eller annan av dem. Särskilt påfallande är, att intetdera av dessa mineral blivit funnet i Falun. Då ju även kopparkis kan vara sekundär och företrädesvis finnes *under* kopparglanszonen, är det likväl icke alldeles uteslutet, att sekundära sulfider förekomma i Falun, men det måste erkännas vara osannolikt. Allt talar sålunda för riktigheten av SJÖGRENS uppfattning, att den högre kopparhalten i de övre delarna av Falu gruva m. fl. kopparfyndigheter är ett ursprungligt drag. Icke heller skölmalmerna i Falun göra intryck av att vara bildade genom förträngning av andra sulfider. Till deras historia återkomma vi i nästa kapitel, då vi även få anledning uppehålla oss något vid guldets förhållande till de sekundära processerna.

Någon silverfyndighet har jag icke haft tillfälle undersöka, emedan de silverrika delarna av våra mellansvenska malmförekomster för länge sedan utbrutits. Det redan av CARLBERG[1] betonade förhållandet, att malmtillgången vid »våra svenska blymalmsfyndigheter i allmänhet — — varit temligen ymnig i dagen; men redan på ett obetydligare djup börjat aftaga och sedermera allt mer och mer sinat ut», gäller ju både *bly-* och silverhalten. Då visserligen sekundära förskjutningar av silverhalten blivit konstaterade i ett flertal utländska förekomster, men förhållandet är ett annat med blyhalten, så innebär det till synes likformiga avtagandet av bly- och silverhalterna ett starkt bevis för att här föreligger ett primärt drag. Inom ett fält, nämligen Åmmeberg, har dock en vandring av silverhalten konstaterats,[2] men metallen

[1] L. c., s. 19.

[2] H. JOHANSSON, The Åmmeberg zinc ore field (Guide, 11 int. geol. kongr.), s. 22—23.

har avsatts såsom sprickfyllnader och icke genom förträngning av andra malmmineral.[1]

Zinkblände anses i allmänhet icke uppkomma genom förträngning av andra sulfider. Omflyttningar av zinkblände har jag kunnat konstatera i mikroskopisk skala, exempelvis i Flobergsmalmen (jfr s. 207), men däremot icke i större skala, möjligen blott beroende därpå, att jag icke mera i detalj studerat någon zinkfyndighet. Det uppgives nämligen beträffande flera dylika, t. ex. Skyttgruvan,[2] att rik zinkmalm funnits utefter kloritskölar med klorit eller täljsten, sålunda bildningar, som kunna vara helt sekundära. Om en viss transport av zink vittnar också H. v. Posts fynd av wurzitkristaller i en kalkspatgång i Bondgruveschaktet i Bersbo.[3]

Vogts och Sjögrens åsikt, att sekundära omflyttningar av metallhalten icke kunna spåras i de delar av våra mellan- och sydsvenska fyndigheter, som återstodo efter den kvartära nedisningen, har sålunda bekräftats, om man bortser från undantaget Mårtanberg.[4] Det skulle naturligen vara synnerligen intressant, om man härav kunde erhålla några siffror för den glaciala erosionens belopp. Man möter emellertid den svårigheten, att de sekundära processerna vid olika fyndigheter kunna nå helt olika djup. Såsom ganska nära jämförbart med t. ex. Falun kan anföras Ducktownområdet i Tennessee, där magnetkis, svavelkis, kopparkis och diverse silikat ha nästan fullständigt förträngt kalksten. Utom under dalgångarna når oxidationszonen inemot 30 m djupt, koppar-

[1] Gediget silver har ju också träffats vid Skyttgruvan, men det av Witt (Sveriges ädlare malmer, s. 44) omnämnda tilltagandet av malmens silverhalt mot djupet måste vara ett ursprungligt drag.

[2] Witt, beskrivn. till gruvkartan.

[3] G. F. F. 7, s. 594.

[4] Däremot gäller de citerade författarnas omdöme icke alla *lappländska* förekomster av kopparmalm. En kopparmalmgång i Kiirunavaaras malm, som undersökts av mig, visar under mikroskopet mycket tydligt huru bornit förtränges av kopparglans. I södra Kiirunavaara, där vittringsprocessen flerstädes nått djupt, finnes även bevarad den till krysokoll oxiderade delen av en egendomlig kopparmalmgång. (Se förf:s arbete »Igneous rocks and iron ores of Kiirunavaara» etc., där dock omvandlingen av bornit till kopparglans, som först förbisågs av mig, icke angives.)

glanszonen därunder är endast en eller annan m tjock, utom där magnetkishalten är lägre, då kopparglans träffas ända till 40 m under oxidationszonens botten. Enligt denna jämförelse borde således glacialerosionen ha nått ett belopp av åtminstone 30 till 40 m vid Falun. Oxidationszonen har visserligen varit lätteroderad, men det är ej sannolikt att erosionen kunnat gå mer än högst ett par m djupare på malmerna än på de hårda och sega bergarterna omkring.

De *primära* djupolikheterna kunna taga sig olika uttryck: i somliga fall, särskilt när kopparkis är det dominerande sulfidmineralet, avtager mängden av malmmineral successivt mot djupet, så att förekomsten övergår i ofyndigt berg, i andra kan man även *inom malmkroppen* konstatera en förändring mot djupet i proportionerna mellan de olika malmmineralen. Naturligen föreligger ej någon principiell skillnad mellan dessa olika företeelser.

Såsom typiska för den förstnämnda formen kunna Falu hårdmalmer nämnas. I de fall av mineralogiskt likartade fyndigheter, där den malmförande zonen mera närmar sig tavelform, erbjuder malmens fördelning stora likheter med den i malmgångar rådande. Detta gäller t. ex. Vargbergsstrecket och Garpenberg.[1] I gångarna är det endast mycket sällan som metallhalten är lika fördelad på gångens hela längd och djup: vanligen förekomma rikare partier (»Erzfälle», »ore shoots») mellan vilka gångmassan är fattig och ofta icke brytvärd. Då denna företeelse utförligt behandlas i alla de stora malmgeologiska handböckerna, är det onödigt att här giva någon redogörelse för densamma, det kan vara nog att hänvisa på de synnerligen stora överensstämmelserna med malmfördelningen inom de nämnda »malmstrecken».[2] De

[1] En mellanställning mellan dessa fält och malmgångarna intager den i en krosszon i granit uppträdande lilla kopparfyndigheten vid »Kittlabergsgruvan» i Ångermanland, som undersökts av förf. (Tvärbanor mellan Inlandsbanan och Stambanan etc., II, s. 93.)

[2] De olika »malmfallen» behöva ej nödvändigt vara parallella, ehuru så ofta är fallet. Undantag därifrån finnas även i våra malmer, såsom vid Garpenberg (enligt påpekande av bergsingenjör E. WESTLUND).

bestämmande faktorerna pläga, vad gångarna beträffar, anses vara: uppåt avtagande tryck och temperatur, sidostenens kemiska och fysikaliska karaktär, samt sammanträffandet med andra lösningar, där sprickorna skära varandra. Av dessa faktorer har sannolikt den förstnämnda spelat en mycket viktig roll i de mellansvenska sulfidmalmerna. Detta kan förefalla egendomligt, när man betänker, under vilka förhållanden malmerna bildats, men det bevisas av de särskilt i blymalmförande fyndigheter framträdande djupolikheterna, som beskrivas här nedan. Dock kunna även de övriga faktorerna misstänkas ha influerat.

Exempel på olika proportion mellan de i fyndigheten ingående malmmineralen givas av Bersbo, där mot djupet kopparkisen avtager, men zinkbländet tilltager[1] samt Öster-Silvberg, där bly- och silvermalm avtagit och i stället zinkmalm och svavelkis dominera. Någon förskjutning av proportionerna mellan zinkblände och svavelkis synes däremot *icke* äga rum, såsom bl. a. framgår av karaktären hos Falu kisstockar på olika nivåer. Det förhållande, att bly- och silverhalten (även inom den del av fyndigheten, som ej påverkats av sekundära processer) avtager mot djupet, men zinkblände och svavelkis tilltaga, har konstaterats vid åtskilliga malmgångar,[2] och anses bero på tryck- och temperaturskillnader vid malmbildningen.

Tillämpningar på Falu gruva.

Vi ha nu behandlat sulfidmalmernas bildningssätt och omvandlingar i allmänhet, för att genom denna sammanställning av data från de olika fyndigheterna få en översikt av malmbildningsprovinsen. Det kan nu vara av intresse att se, huru de här uttalade åsikterna te sig i tillämpning

[1] HJ. SJÖGREN i Ec. Geology, vol. 3, 1908, s. 639. SJÖGREN anser företeelsen primär.

[2] R. BECK, Lehre von den Erzlagerstätten, s. 386.
W. LINDGREN, Mineral Deposits, s. 173.

på det noggrannast undersökta fältet, nämligen Falu gruva. På samma gång skola vi behandla sköl- och guldmalmerna, som vi hittills förbigått.

Malmerna i Falu gruva och de dem åtföljande kvartsitiska bergarterna och skarnen ha mer eller mindre fullständigt förträngt bergarter tillhörande leptitformationen. De kalkiga kisstockarna samt skarnen ersätta kalksten, övriga malmer och kvartsiten ersätta leptit. Om sättet för denna förträngning, dess mekanism så att säga, kan föga upplysning vinnas av fyndighetens nuvarande karaktär vad beträffar leptitens omvandling. Man har att räkna med, att de malmbildande lösningarna rört sig i sprickor i bergarten och därifrån omvandlat denna eller att de så att säga genompyrt hela massan på en gång. Det sistnämnda är fallet vid flertalet kontaktmalmer i kalksten[1] och mycket talar för att detsamma gäller även bildningen av kvartsit och dess malmer (hårdmalm och halvhård malm) i Falun. Däremot ser det ut, som skulle kalkstenens ersättande genom svavelkis företrädesvis utgått från sprickor; beträffande uppkomsten av de kvartsiga kisstockarna är detta svårare att avgöra, då rester av den förträngda bergarten saknas. Det är icke otänkbart, att malmbildningens lokaliserande just till detta område haft sin grund däri, att bergarterna där varit ovanligt sprickrika. Fyndigheterna av »kopparhaltig svavelkis» i Shasta County,[2] som synas vara bildade vid en något lägre temperatur än Falumalmerna, förtränga fullkomligt en ytterligt sönderspprucken bergart. Ibland slutar malmen med en »lerig» förkastningsgräns mot mindre sprickig, ej kisvandlad bergart. Detta förhållande kan möjligen giva en antydan om gränsskölarnas roll i Falun, som ju äro krosszoner, vilka begränsa malmbildningen, om också bergarten på andra sidan skölen kvartsitvandlats. Jag har nämligen, trots mycket sökande, icke kunnat finna något som tyder på, att dessa skölar äro *yngre* än kiskropparna. Denna uppfattning av gränsskölarnas roll

[1] LINDGREN, Mineral Deposits, s. 608.
[2] Jfr ovan s. 269.

får också ett visst stöd i förhållandet vid Storgruvekisens botten, sådana de beskrivas av SWAB: »Wid Grufwans botten eller 180 Famnars djup där Skölarne sammanstöta, bladar Liljenbergs Sköl sig emot Prins Gustafs som därefter enligt hvad förut är nämndt på djupet eller i fallandet utkilar.»

Jag har icke kunnat finna bevis för någon ålderskillnad mellan hårdmalmerna och kisstockarna, ej heller tyda dessa olika malmtypers sammansättning på någon väsentlig olikhet i bildningstemperaturen. Möjligen kan förekomsten av anhydrit i den kalkiga kisen anses tyda på en lägre temperatur än hårdmalmernas silikatgångarter, men alldeles säkert är detta icke, då frånvaron av detta sulfat i den sistnämnda malmtypen ju kan bero därpå, att kalk för dess bildning saknats. Anhydrit är, över huvud taget, sällsynt som gångart åt sulfidmalmer, och dess amplituder i tryck och temperatur vid bildningen äro föga kända.[1] I varje fall kan den bildas vid betydligt högre temperatur än t. ex. tungspaten; och en av de få malmförekomster, där den uppträder i mängd, är en typisk kontaktfyndighet.[2] Genom sekundära omflyttningar kan den ej uppstå.[3]

Guldmalmerna, som delvis ha karaktären av gångar, representera sannolikt den sista delen av de lösningar, som bildat hårdmalmerna. I de nyss nämnda kisstockarna i Shasta County förekomma kvartsgångar med kopparkis och guld till brytvärd mängd, endast obetydligt yngre än kisstockarna. Det synes vara alldeles uteslutet att guldmalmerna i Falun, med sin karakteristiska mineralsammansättning, skulle vara bildade sekundärt, t. ex. genom koncentration av guldhalten i kopparmalmerna.

Skölarnas sammansättning visar, att de bildats av lösningar med en hög halt av Mg- och Fe-föreningar, sannolikt även Al, som cirkulerat på större krosszoner. Såväl de som de

[1] W. LINDGREN, Anhydrite as a gangue mineral (Ex. Geology, 1910, s. 522) B. S. BUTLER, U. S. Geol. Survey, P. P. 80.
[2] LINDGREN och BUTLER, l. c.
[3] W. H. EMMONS, U. S. Geol. Survey, Bull. 529, s. 151.

analoga cordierit-antofyllit-bergarterna i »Deputationsgraven» och på Pilboberget torde snarast vara att beteckna som förträngningsgångar (»replacement veins»), i det de ej uppkommit genom utfyllande av en öppen spricka, utan genom metasomatiskt ersättande av sidostenen. Redan förut har påpekats att skölmalmerna icke kunna vara bildade genom förträngning av andra sulfider. Det är ej heller sannolikt, att de bildats på något annat sätt av lösningar, som cirkulerat under tiden efter den egentliga malmbildningens avslutande. De små partier av skölmalmer, som jag kunnat komma åt att se, och Törnebohms uppgifter om malmen i Knippskölen, tyda på att skölmalmerna bildats samtidigt med övriga skölmineral. Att skölarna även till tiden sammanhänga med malmbildningen i allmänhet inom området, har ju ovan visats. Holmquist[1] anser det »uppenbart, att skölmalmerna i Falun måste vara yngre än kisstockarna». Därest härmed, såsom av sammanhanget i övrigt framgår, avses att skölmalmerna skulle vara sekundära, tillhörande en helt annan bildningsperiod än kisstockarna, så saknas i själva verket faktiska stöd för denna uppfattning, som onekligen vid första påseende kan förefalla sannolik. Däremot är det icke otänkbart, att t. ex. Knippskölen och dess malm kunna vara *något* yngre än kisstockarna och hårdmalmen.

Wredegångens avskärande och delvisa omvandling genom Knippskölen visar, jämte amfiboliternas cummingtonitisering, att porfyr- och amfibolitgångarna måste förefunnits under det de processer, som stodo i samband med malmbildningen, ännu pågingo.[2] Möjligt, men knappast troligt, är, att de existerade redan innan dessa omvandlingar började. Att de ej blivit starkare omvandlade, kan delvis bero därpå, att de motståndskraftiga amfiboliterna även skyddat porfyrerna, som de omgiva, men en sannolikare förklaring är, att gångbergarternas intrusion ägt rum först under det om-

[1] G. F. F. 38, s. 298.

[2] Man jämföre också vad s. 168 säges om åldersförhållandet mellan Wredegången och den kalkiga kisen.

vandlingarna redan pågingo, då deras egen värme och den avtagande intensiteten i omsättningarna skyddat dem. Om gångbergarterna sålunda äro i stort sett samtidiga med malmbildningen, så ligger det nära tillhands att misstänka ett orsakssammanhang dem emellan. Detta får naturligen ej tagas så, att de föga betydande gångarna skulle avgivit de väldiga substansmassor, som krävts för bildningen av malmer och kvartsit m. m., utan innebär, att gångbergarterna äro utlöpare från samma stora magmamassa, som avgivit de malmbildande lösningarna. Ett dylikt samband mellan eruptivgångar och emanationer finner man flerstädes vid kontaktfyndigheter, t. ex. vid Drammen i Kristianiafältet,[1] där f. ö. gångbergarterna mycket likna dem vid Falun i deras ursprungliga skick (jfr s. 127). För detta sammanhang mellan gångarna och malmbildningen talar också det faktum, att porfyrgångar praktisk taget uteslutande träffats just inom det fyndiga området, men icke utanför detsamma.[2] Det har ovan framhållits, att porfyrgångarna sannolikt stå i samband med gnejsgraniten. Det följer då, att även malmbildningen torde stå i samband med samma granit, vars likhet med den »malmbringande» graniten vid Orijärvi giver ökad sannolikhet åt denna uppfattning.[3] Malmbildningens lokaliserande till fältet där *granitgnejsen* utspetsar skulle i så fall bero endast på tektoniska orsaker.

I beskrivningen av Falu gruvas tektonik har redan framhållits, att hårdmalmernas och vissa skölars och porfyrgångars utgående mot djupet icke kan förklaras genom TÖRNEBOHMS antagande om en »avslitning» genom tektoniska rubbningar. Möjligen kan orsaken vara den, att sprickbildningen varit starkare högre upp inom det östra hårdmalmsområdet än på större djup.

[1] GOLDSCHMIDT, l. c., s. 76.

[2] De med granitgnejsen associerade gångarna ha ju i allmänhet en annan typ och sakna basiska salbandsgångar.

[3] Enligt meddelande av Dr. E. MÄKINEN, som sett förf:s stuffer av gångporfyr från Falu gruva, skall denna bergart i hög grad likna den porfyriska gränsfasen av graniten vid Orijärvi. Man jämföre också de kemiska analyserna av graniter och porfyrer inom fälten ifråga (s. 78 och 125—126).

Förhållandet mellan sulfidmalmerna och järnmalmerna.

Vi ha här behandlat frågorna om sulfidmalmernas geologiska historia utan att taga någon hänsyn till de järnmalmer, som förekomma inom samma områden och delvis i nära samband med dem. Järnmalmernas problem är ännu mera komplicerat än sulfidmalmernas, och de ytterst obetydliga nya fakta, som här framförts beträffande dem, kunna i och för sig ej motivera ett indragande även av järnmalmerna i diskussionen. Å andra sidan är det omöjligt att alldeles förbigå dem. Den här följande korta framställningen innebär en kompromiss mellan dessa båda krav.

Flerstädes finnas sulfider och järnmalm tillsammans på ett sätt, som tvingar till slutsatsen att de bildats tillsammans, d. v. s. under en och samma malmbildningsperiod och på i huvudsak samma sätt. Att de av skarn åtföljda järnmalmerna och en stor del av kalkmalmerna bildats genom processer av kontaktmetasomatisk natur, är en allmänt utbredd åsikt. En jämförelse med malmförekomster av säkert kontaktmetasomatiskt ursprung, på samma sätt som ovan genomförts beträffande sulfiderna, skulle giva ungefär lika stora överensstämmelser. Från järnmalmerna kunna ytterligare anföras några för kontaktfyndigheter karakteristiska mineral, såsom axinit och lievrit (Dannemora),[1] vilka åtminstone hittills icke äro kända från sulfidmalmerna. Det förefaller vidare vara klart, att omvandlingen till skarn och malm kan träffa ej blott karbonatbergarter utan även leptit. Med avseende på bildningssättet är det sålunda ingen nämnvärd skillnad mellan skarn- och kalkmalmerna å ena sidan och sulfidmalmerna å den andra. Däremot återstår att se, om de tillhöra samma bildningsperiod, vilket också skulle innebära att malmbildningens orsaker varit desamma i båda fallen.

Exempel på ett nära samband mellan järnmalm och sulfider

[1] N. SUNDIUS, Lievrit från Dannemora (G. F. F. 37, s. 299).

erbjuda t. ex. Ryllshyttan, Kallmoragruvan och Väster-Silvberg. Vid Ryllshyttan är det främst rumsförhållandet mellan järnmalmen och zinkmalmen, som synes utesluta möjligheten av någon väsentlig tidsskillnad dem emellan, och mera erinrar om djupolikheter i proportionerna mellan de olika mineralen i många rena sulfidfyndigheter. I Kallmoragruvan kunde ingenting iakttagas, som tydde på en åldersskillnad mellan järnmalmen och kopparmalmen, ehuru denna fråga ägnades särskild uppmärksamhet. Sulfiderna i Dannemora anses av SJÖGREN[1] tillhöra samma malmbildningsperiod som järnmalmen.

Om sålunda skarn- och kalkmalmerna tillhöra samma bildningstid som sulfidmalmerna, så blir konsekvensen den, att även de förra måste ha de äldre urbergsgraniterna att tacka för sin uppkomst. Detta strider emot den för närvarande allmänna uppfattningen, att malmerna även genetiskt helt tillhöra leptitformationen. Det blir en uppgift för järnmalmsforskningen att utreda denna motsättning. Det må dock betonas, att förhållandet mellan järnmalmer och sulfider icke giver någon anledning att sätta även de kvartsrandiga järnmalmernas bildning i något samband med graniterna. Det är visserligen ej ovanligt, att kopparmalm och litet svavelkis uppträda i dylika järnmalmer, men de göra oftast mer eller mindre tydligt intryck av yngre bildningar, exempelvis genom att vara bundna till sprickor. Det är naturligen omöjligt att säga, om kvartsrandmalmerna mera än t. ex. leptiterna visat sig gynnsamma för sulfidmineralens avsättande, men det är mycket sannolikt att så varit fallet. Ett fullt analogt fall av att sidostenen framkallat utfällning av metallhalten i cirkulerande lösningar erbjuder förekomsten av guld i kvartsrandiga järnmalmer, t. ex. i Sydafrika (Rhodesia)[2] och Västaustralien.[3] Inom sistnämnda område är detta förhål-

[1] The Dannemora mining field (Guide, 11. int. geol. kongr., s. 12).

[2] F. P. MENNELL, The geological structure of southern Rhodesia (Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 66, 1910, särskilt s. 356).

[3] Se t. ex. E. C. SAINT-SMITH och R. A. FARQUHARSON, The Yilgarn Goldfield, I (Western Australia Geol. Survey, Bull. 49).

lande så regelbundet, att järnmalmerna länge betraktades såsom en avart av guldkvartsgångarna. Den sporadiska förekomsten av sulfider i våra kvartsrandmalmer är sålunda fullt förenlig med antagandet att dessa malmer, i likhet med de just anförda motsvarigheterna i Sydafrika och Australien, äro av sedimentärt ursprung. I de av mig anförda exemplen på association mellan skarn- och kalkmalmer samt sulfidmalmer är däremot den förklaring utesluten, vilken här anförts för sulfiderna i de kvartsrandiga järnmalmerna.

V.

Om möjligheterna att upptäcka nya sulfidfyndigheter.

Författaren torde ha rätt att hoppas, att den rent vetenskapligt anlagda undersökning, vars resultat härmed offentgjorts, även skall kunna bliva till någon nytta vid det tekniska tillgodogörandet av våra mellansvenska sulfidmalmfyndigheter. Uppgiften att av de här meddelade iakttagelserna och teoretiska slutsatserna utdraga, vad som kan få omedelbar praktisk tillämpning, måste dock i allmänhet för varje särskilt fall överlåtas på dem, vilka i egenskap av gruvingenjörer, gruvmätare eller experter syssla med dessa malmförekomster. Det är nämligen omöjligt att förutse, vilka speciella frågor, som kunna uppkomma; och att behandla alla de tänkbara praktiska problem, vid vilkas lösande de här meddelade iakttagelserna eller slutsatserna kunde få någon användning, det skulle innebära ett alldeles för stort arbete och därjämte ett överflödigt sådant, då det för vederbörande torde vara lika lätt att själv av min framställning finna ut, vad han vill veta.

Beträffande Falu gruva, den enda fyndighet som jag i detalj undersökt, kan man nog redan säga, att den här givna kompletteringen och revisionen av Törnebohms arbeten kommer att vara av värde för gruvdriften. Övriga fyndigheter ha ju granskats mera flyktigt och medtagits huvudsakligen för att få en tillfredsställande bas för diskussionen av malmernas uppkomst och omvandlingar. Däremot har jag vid dem icke kunnat upptaga rent lokala företeelser, såsom förkastningar, ehuru dessa kunna vara av största betydelse.

Likväl torde även de kortfattade notiserna om ett större antal fyndigheter kunna påräkna intresse. Detsamma torde gälla de kapitel, som ägnats malmernas bildningshistoria och omvandlingar.

Min undersökning påbörjades försommaren 1914, således innan de förhållanden uppkommo, som fört till återupptagandet av många öde gruvor. Lyckligare hade naturligtvis varit, om den kunnat föreligga färdig så tidigt, att den kunde blivit till någon ledning vid dessa arbeten. Emellertid ha resultaten redan i flera fall funnit en ej oviktig användning vid besvarandet av diverse till S. G. U. inkomna förfrågningar från statsinstitutioner eller enskilda.

Om vi också ej kunna behandla alla de praktiskt-geologiska spörsmål, som kunna framkomma beträffande sulfidmalmerna, så är det dock en fråga, som lämpligen kan närmare skärskådas, nämligen denna: finnas några utsikter att *utanför redan kända fyndigheter* genom »malmletning» finna nya sådana? Endast de sulfidmalmer, som åtföljas av större mängder magnetit (såsom Ryllshyttan) eller till någon väsentlig del bestå av magnetkis, påverka gruvkompassen i tillräcklig grad för att kunna upptäckas på detta sätt. Saxbergsmalmens magnetkishalt var nog för detta. Flertalet av de sulfidfyndigheter, som av gammalt varit kända, ha legat blottade i dagen eller under så ringa jordbetäckning, att redan ett kullblåst träds rötter visat den röda vittringsjorden. Ännu kan man av förhållandena t. ex. vid Insjögruvan och Digervåla förstå, att den sistnämnda faktorn måste ha spelat en väsentlig roll i sulfidmalmernas upptäcktshistoria, även om sägnen om bocken, som »påvisade» Falumalmerna, icke skulle vara historisk sanning. I några fall kanske även moränblock ha bidragit till att fästa uppmärksamheten på en fyndighet. Säkert är, att våra gamla bergslagsbygders befolkning sedan många århundraden tillbaka haft ett vaket öga för dessa företeelser. Det är därför ej möjligt att hoppas på några nya fynd utan omfattande kostsamma undersökningar.

Därest sådana undersökningar skulle komma i fråga, måste

de inriktas på områden, där större sannolikhet finnes för att brytvärda fyndigheter förekomma. Inom den trakt kring Falun, som omfattas av tavl. 1, finnes intet område, som uppfyller detta villkor. Utanför kvartsitområdet vid Falun finnes ingen anledning att förvänta några nya malmer. Kisförekomsterna i trakten av Finnbo och Sveden äro icke så stora, att de motivera någon kostsam malmletning. Det är nog tänkbart, att malm kan finnas i Vargbergsstreckets fortsättning, men även där gäller detsamma. Falu gruvas läge vid granitgnejsens spets kunde möjligen leda till den tanken, att malm kunde finnas även vid en liknande spets i Aspeboda, S om kartområdet, i västra änden av den gnejsudde, som är blottad i Källviksberget. Detta parti har ej karterats, och ovisst är, om tektoniken där visar några överensstämmelser med Falun. Vad som hittills är känt är således icke ägnat att ingiva några förhoppningar beträffande detta område.

Mera inbjudande till undersökningar är trakten kring Tomtebo. Den fyndiga kvartsiten uppträder där i kanten av ett hällområde, som huvudsakligen består av cordieritförande glimmerskiffer och analoga bergarter. Det är fullkomligt obekant, huru långt kvartsiten sträcker sig mot N, NO och Ö från Tomtebogruvorna, där berggrunden till flera kilometers avstånd är fullständigt täckt av lösa avlagringar. Här kunde man genom berggrundens blottande på lämpliga punkter (genom borrning eller jordrymning) bestämma den malmförande bergartens utsträckning och sedan undersöka den genom ortdrivning eller borrningar, eller bådadera.

Även Öster-Silvbergs-strecket, som sträcker sig minst 6 km mot SV från Öster-Silvberg, torde vara ofullständigt undersökt, men är såtillvida svårare, som malmerna icke åtföljas av någon karakteristisk bergart med stor utsträckning.

Beträffande undersökningsmetoder kan framhållas, att elektrisk malmletning kan förväntas giva goda resultat i fråga om svavelkisstockar, men att man på detta sätt svårligen kan finna impregnationsmalmer av det slag, som de flesta

av våra kopparmalmer tillhöra, i vilka de starkt ledande malmkornen äro mer eller mindre isolerade från varandra av gångarter. Det vore dock onekligen av intresse, om denna metod kunde provas på en dylik malm i dess ursprungliga tillstånd. Zinkblände är praktiskt taget oledande, så att för zinkmalmer kan metoden ej hava något värde.

Vid alla undersökningar genom borrning, jordschaktning eller ortdrivning måste ihågkommas, att de iakttagna geologiska förhållandena omsorgsfullt registreras, även om resultatet varit negativt så till vida, att ingen malm påträffats. Därigenom kunna stora omkostnader inbesparas.

Med möjligt undantag för de nyss nämnda områdena måste kostnaderna för varje slags uppsökande av sulfidmalmer i mellersta Sverige *utanför det omedelbara grannskapet till redan kända fyndigheter* anses bliva så stora i förhållande till den ringa utsikten att göra ett värdefullt fynd, att det såväl ur allmän som ur enskild synpunkt vore synnerligen olyckligt, om summor offrades för dylika ändamål.

Zusammenfassung.

Einleitung.

Der Zweck der vorstehenden Untersuchung ist vor allem der gewesen, eine Ergänzung zu TÖRNEBOHM's Beschreibung der Geologie der Faluner Grube[1] zu bieten. Die Arbeit hat umfasst: eine im Massstab 1 : 50 000 ausgeführte Kartierung des Gesteinsgrundes innerhalb eines Gebietes von ca. 220 km^2 in der Gegend von Falun, Detailuntersuchungen in der Faluner Grube sowie kurze Studien an einer grösseren Anzahl mittelschwedischer Sulfidgruben.

Der Gesteinsgrund in der Gegend von Falun (S. 7—105, Taf. 1).

Die Gesteine sind archäischen Alters, ausgenommen ein paar Diabasgänge, die wahrscheinlich dem jüngsten Präkambrium angehören. Die Hauptabteilungen sind, von der ältesten angefangen:

die Leptitformation,
Granitgneis,
Granit, gepresst, und Diorit,
serarchäischer Granit und Pegmatit.

Die *Leptitformation* ist zusammengesetzt aus gleichkörnigem, bisweilen geschichtetem und quarzporphyrischem Leptit, verschiedenen Arten von Amphibolit, einem quarzführenden Porphyrit mit leptitischer Struktur, und leptitischem Gneis,

[1] Geol. Fören. Förh., Bd. 15, 1893, S. 609—690, T. 34—41.

sowie Kalkstein und einer Serie eigentümlicher, glimmerschieferartiger oder quarzitischer Gesteine, die oft Sulfiderze führen.

Der gleichkörnige Leptit ist ein gewöhnlich feinkörniges Quarz-Feldspatgestein mit einem mässigen Gehalt an Biotit. Sowohl Kali- als Natronleptite treten auf, extreme chemische Typen aber fehlen. Zuweilen enthält der Leptit auch Hornblende und Granat; besonders ist dies der Fall, wenn er, wie es hier und da vorkommt, eine deutliche und regelmässige Schichtung zeigt. Die Struktur des Gesteins ist meistens pflasterartig (Fig. 3, S. 30), zuweilen aber unregelmässig. Die sekundäre Parallelstruktur (Kristallisationsschieferung) tritt gewöhnlich wenig hervor (Beispiel Fig. 4, S. 31). Sie fällt mit der Schichtung zusammen, wo eine solche vorhanden ist. Der porphyrische Leptit hat Einsprenglinge von Alkalifeldspat und Quarz in einer feinkörnigen, gewöhnlich pflasterartigen Grundmasse. Bezüglich des Verhältnisses zwischen den Alkalien ist das Gestein im allgemeinen als intermediär zu bezeichnen (Analyse I, S. 25). Schichtung fehlt vollständig. Die Quarzeinsprenglinge haben der Regel nach ihre ursprüngliche Form bewahrt, die Feldspate aber sind zu Aggregaten von einfach konturierten Körnern umkristallisiert (vgl. Fig. 2, S. 23). Die Amphibolite bilden teils Gänge und kleinere Intrusivkörper, teils konkordante Bänke in der Leptitformation. Im letzteren Falle haben sie nicht selten agglomeratische Ausbildung (Fig. 6, S. 38) oder zeigen Reste von den Strukturen eines basaltischen Lavagesteins (Fig. 5, S. 35, und Fig. 7, S. 39).

Kalkstein und Dolomit sind nur an einigen wenigen Stellen, wie in der Faluner Grube, in der Skytt-Grube, nördlich von Kårarvet, bei Digertägt (als Einschluss in Diorit) angetroffen worden. Die Vorkommen sind zu klein, als dass sie auf der Karte angegeben werden könnten.

Die Untersuchung hat gezeigt, dass die Leptitformation in der Faluner Gegend eine *suprakrustale* Formation, d. h. an der Erdoberfläche gebildet, ist. Die quarzporphyrischen,

zuweilen agglomeratisch ausgebildeten Leptite müssen alte Lavagesteine darstellen. Ein Teil der Amphibolite zeigt noch deutlicher seinen vulkanischen Ursprung. Wahrscheinlich intrusiv sind die Gesteine, die als leptitischer Gneis bezeichnet worden sind, und der Porphyrit. Die gleichkörnigen Leptite sind wahrscheinlich zum grössten Teil Tuffe oder tuffitische Sedimente.

Das nächst der Leptitformation älteste Glied im Gesteinsgrund der Gegend ist der *Granitgneis*. Dieses Gestein hat granitische Zusammensetzung, und seine Tiefengesteinsnatur tritt u. a. in dem Verhalten zwischen verschiedenen Varietäten hervor, von denen die eine intrusiv in der anderen ist (Fig. 9, S. 54). Der dominierende Typus entspricht chemisch einem quarzreichen, an dunklen Mineralien ziemlich armen Granit, mit überwiegendem (natronreichem) Plagioklas (Analyse III, S. 50). Die Struktur ist durchgehends sekundär, granoblastisch (Fig. 8, S. 52). Die Grenze des Gneises gegen die Leptitformation hat einen gezackten Verlauf, der mehrere Deutungen zulässt, indem er eine reine Intrusionserscheinung sein oder auf Faltung gleichzeitig mit der Intrusion des Gneises oder später beruhen kann.

Nächst jünger als der Granitgneis ist eine Serie Tiefengesteine, umfassend teils femische Glieder — Diorit usw. — teils, und zwar hauptsächlich, *Granite*, die durch Pressung eine mehr oder weniger gneisartige Ausbildung angenommen haben. Die Dioritgesteine dürften etwas älter als der Granit sein, denn sie scheinen in der Gegend des Sees Varpan von letzterem durchsetzt zu werden. Das Verhältnis zwischen dem Diorit-Granitkomplex und dem Granitgneis lässt sich nicht entscheiden, da sie nicht in Kontakt mit einander kommen, höchst wahrscheinlich ist es aber, dass der letztere bedeutend älter ist. Er ist nämlich vollständig umkristallisiert, während bei dem Granit bisweilen die primäre Struktur ziemlich gut erhalten ist. Der Diorit ist oft quarzführend; sein Plagioklas wechselt der Zusammensetzung nach ungefähr zwischen $Ab_{46}\,An_{54}$ und $Ab_{64}\,An_{36}$. Die kleinen Massive am

See Illingen sind offenbar jünger als der Granit. In ihnen sind auch stark femische Formen (Schillerstein), sowie auch ein eigentümlicher Aplit aus Albit, Mikroklin und Kalkspat enthalten. Der Granit ist innerhalb der östlichen Hälfte des Gebiets ein ausgeprägter Oligoklasgranit (Analyse IV, S. 77), während weiter westwärts Kalifeldspat in einer der der Plagioklase vergleichbaren Menge auftritt. Das Gestein ist im allgemeinen mehr oder weniger gneisig, indem die verschiedenen Mineralkörner zu subparallel ausgezogenen Aggregaten von kleineren Körnern umkristallisiert worden sind (Strukturbilder Fig. 12, S. 71 und Fig. 14, S. 75). Der Kontakt des Granits mit dem Leptit ist an einer Stelle (Järnlindberget, nordöstlich von Falun) angetroffen worden und zeigt völlig klar das jüngere Alter des Granits. Im grossen und ganzen verläuft jedoch auch hier die Grenze konform dem Streichen des Leptites.

Der *serarchäische Granit* kommt nur innerhalb des westlichsten Teiles des Kartengebiets vor, in der Form einer Anzahl Massive, welche Satelliten eines weiter süd- und südwestwärts sich weithin erstreckenden Gebietes aus demselben Gestein darstellen. Eigentümlicherweise sind die schwächst metamorphosierten Formen des älteren Granits im westlichen Teil des Kartengebiets sehr ähnlich dem serarchäischen Granit (Strukturbild Fig. 13, S. 74). Der grosse Altersunterschied ist gleichwohl offenbar. Der serarchäische Granit tritt in der für diese Granitgruppe charakteristischen Weise auf, den Gesteinsgrund mit einer Menge Gänge und kleinen Massiven durchwebend. Er wird von grossen Pegmatitmassen begleitet. Solche treten auch innerhalb der östlichen Hälfte des Kartengebiets auf, wo ihre Gegenwart bedeuten dürfte, dass serarchäischer Granit in grösserer Tiefe in der Erdrinde ansteht.

Gleichwie der serarchäische Granit in seinem Verhältnis zu dem älteren Gesteinsgrund typisch für seine Gruppe ist, ist der ältere Granit mit seinen konkordanten Beziehungen zur Leptitformation charakteristisch für die älteren archäi-

schen Granite (»Urgranite»). Verf. hat durch Literaturstudien gefunden, dass ein konkordantes Auftreten von Granitbatholithen gewöhnlich in den Fällen ist, wo eine suprakrustale Formation gefaltet und gleichzeitig von dem Granit intrudiert worden ist, wobei natürlich die Kuppeln der Magmamasse — die Batholithen — unter die Antiklinalen in der älteren Formation zu liegen gekommen sind. In Gegensatz zu derartigen *Antiklinalbatholithen* stehen die transgressiven (»durchbrechenden») Batholithen, die als die besten Beweise für Intrusion durch »stoping» angeführt zu werden pflegen, und die durch die serarchäischen Granite vertreten sind. Bei der Intrusion dieser letzteren scheinen mehr Verwerfungsbewegungen als Faltung mitgewirkt zu haben.[1]

In der Faluner Gegend bestätigt sich die alte Beobachtung, dass die Gesteine der Leptitformation eine kontaktmetamorphe Struktur haben, mit pflasterkörniger Masse und Granulierung von Feldspateinsprenglingen durch Umkristallisierung. Im allgemeinen fehlen deutliche Zeichen von orientierenden Druckwirkungen während der Umkristallisierung. Verf. ist der Ansicht, dass die Metamorphose unter den Verhältnissen einer kombinierten Kontakt- und Regionalmetamorphose vor sich gegangen ist, die während der Intrusion der älteren Granite geherrscht haben müssen. Die teilweise Umkristallisierung dieser Granite hat unter der Einwirkung derselben tektonischen Faktoren stattgefunden, welche die Intrusion bedingt haben.

Erzvorkommnisse in der Faluner Gegend (S. 106—205).

Die Faluner Grube. Da TÖRNEBOHM's Beschreibung der Faluner Grube sich ausführlich mehrorts[2] referiert findet,

[1] Betreffs des Intrusionsmechanismus der Granite vgl. eine ausführlichere Darstellung des Verf.'s: »On the intrusion mechanism of the Archean granites of central Sweden», Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XV, S. 47.

[2] F. M. STAPFF, Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1894, S. 186.
A. W. STELZNER und A. BERGEAT, Die Erzlagerstätten, S. 972.
R. BECK, Lehre von den Erzlagerstätten.
L. DE LAUNAY, Gites minéraux et métallifères, II, S. 656.

wird hier nur das wesentlich Neue mitgeteilt, unter Ausschluss dessen, was nur lokales Interesse hat.

Die Komponenten der gemischten Gänge, Granitporphyr (»Felsit») und Amphibolit (»Trapp»), verhalten sich zu einander wesentlich wie Porphyr und Diabas in den gemischten Gängen, die stellenweise den Nordmarkit im Kristianiagebiet begleiten.[1] Der Porphyr ist im allgemeinen ein Oligoklasgestein, das chemisch dem Oligoklasgranit der Gegend nahesteht (der Porphyr = Analyse V, S. 125, der Granit = Analyse IV, S. 77 und 125). Betreffs der »Harterze» ist wenig Neues hinzuzufügen. Golderz ist nunmehr auch westlich von dem sog. Wrede-Gang angetroffen worden. Die Schwefelkiesstöcke können in zwei Arten Erz eingeteilt werden, kalkigen Kies und quarzigen Kies. Der erstgenannte Typus wird durch die südöstlichen Kiesstöcke (siehe Taf. 3) vertreten, in welchen Reste von Kalkstein an mehreren Stellen haben nachgewiesen werden können und bisweilen sehr gemein sind (vgl. Taf. 2, sowie Fig. 22, S. 154 und Fig. 23, S. 155). Der Kies ist begleitet von kleineren Mengen von Aktinolith und bildet in dem Kalkstein eine vollständig typische metasomatische Verdrängungsbreccie. Der quarzige Kies wird am besten durch den »Storgruve-Kies» vertreten, in welchem kalkige Partien selten sind. Ausser Quarz findet sich in diesem oft Amphibol, farblos im Dünnschliff, mit einem Auslöschungswinkel von 0°—4°, wahrscheinlich ein Mg-Fe-Amphibol (Strukturbild Fig. 25, S. 159). Dagegen fehlen in dem Kies Cordierit, Andalusit und radialstrahliger Anthophyllit, die in dem umgebenden Quarzit und in den mit diesem verbundenen Harterzen so gewöhnlich sind.

Betreffs der »Skölar» hat meine Untersuchung Törnebohm's Ansicht bestätigt, dass sie umgewandelte Zerquetschungszonen in dem Quarzit sind. Verf. findet aber, im Gegensatz zu Törnebohm, dass ihr Mineralbestand nicht lediglich durch eine Umkristallisation des zerquetschten Materials erklärt wer-

[1] Siehe z. B. V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, S. 72—73.

den kann, sondern auf eine Addition von Mg, Fe und Al deutet. Von besonderem Interesse sind Beobachtungen über die Veränderungen, die der grosse Porphyrgang östlich von dem »Storgruve-Kies» (Wrede-Gang) erfahren hat, wo er von einem »Sköl» aus Cordierit und Anthophyllit (»Knipp-Sköl») abgeschnitten wird. Dort zeigt sich eine partielle Umwandlung des Porphyrs in einen Cordierit-Anthophyllit-Quarzit. Die Quarzeinsprenglinge des Porphyrs bleiben erhalten. Verf. erblickt in dieser Umwandlung einen Beweis dafür, dass die »Skölar» den Weg für Lösungen bezeichnen, welche Quarz-Feldspatgesteine in Gesteine völlig gleichartig den erzführenden haben umwandeln können.

Verf. ist zu einer von der TÖRNEBOHM's etwas abweichenden Auffassung von der Form und Tektonik des Erzvorkommens gelangt, wie aus den Bildern auf Taf. 3 hervorgeht. Etwas Neues von Interesse bringt der Nachweis, dass die beiden Porphyrgang, die unter den Namen Wrede- und Carl-Gustavs-Gang bekannt sind, wirklich die durch eine Verwerfung getrennten Teile eines und desselben Ganges darstellen (Taf. 2 und 3). Der Betrag der Verschiebung ist nahezu Null in den tiefsten Teilen der Grube, steigt aber nach oben zu (vgl. Fig. 27, S. 168).

Skytt-Grube—Näverberg (Taf. 1, und Fig. 29, S. 179). Der Leptit geht hier in eine Serie cordieritreicher Gesteine über, von denen das ausgebreitetste ein Glimmerschiefer mit quarzgespickten Cordieriten von mehreren Dezimeter Länge ist (Fig. 30—32, S. 181—183). Dieser geht ferner in Gesteine von Cordierit, Anthophyllit, Gahnit (Zinkspinell), Biotit, Quarz und Granat in verschiedenen Kombinationen über (siehe z. B. Fig. 33—35, S. 185—187). Diese Gesteine sind weit quarzärmer als der erzführende Cordierit-Anthophyllit-Quarzit bei Falun, dem sie in vielem ähneln, und können bis zu 20 und mehr Prozent Gahnit enthalten. In ihnen treten Kupferkies und andere Sulfide auf. Kupfer und unbedeutende Mengen Gold sind in der kleinen Näverberg-Grube gewonnen worden. Diese ist nun aufgelassen worden,

gleichwie auch die grössere Skytt-Grube, in der auf Zinkblende gebaut wurde, welche nebst Skarn aus Tremolit Kalkstein verdrängt.

Bei *Digertägt*, nordöstlich von Falun (Taf. 1 und Fig. 36, S. 193), findet sich Zinkerz desselben geologischen Charakters wie in der Skytt-Grube, in Form von Einschlüssen im Diorit.

Die *Vargbergsgrube* und die Grube bei *Roland* in der nordöstlichen Ecke des Kartengebiets (Taf. 1) sind kleine aufgelassene Kupfergruben. Das erzführende Gestein besteht aus Quarz, Cordierit und Granat (Almandin), bisweilen auch Anthophyllit.

Die kleinen Vorkommnisse von *Eisenerz*, die innerhalb des Gebietes angetroffen werden, bestehen aus Magnetit mit einem Skarn von grüner Hornblende, zuweilen auch Granat.[1]

Die Entstehungsweise der mittelschwedischen Sulfidlagerstätten (S. 253—257).

Törnebohm war der Ansicht, dass der Cordierit-Anthophyllit-Quarzit und die Erze bei Falun durch eine Art hydrothermaler Umwandlung von Leptit entstanden seien. Högbom[2] und Sjögren[3] sprechen sich in derselben Richtung aus, scheinen aber im Gegensatz zu Törnebohm anzunehmen, dass die metasomatischen Umwandlungen in grösserer Tiefe in der Erdrinde vor sich gegangen seien. Eskola,[4] der das mit Falun gleichartige Erzvorkommen bei Orijärvi im südwestlichen Finnland untersucht hat, ist der Meinung, dass die quarzitischen Gesteine sowie die Sulfiderze durch kontaktmetasomatische Umwandlungen der Gesteine der Leptit-

[1] Die kurzgefassten Beschreibungen einer grösseren Anzahl Sulfidlagerstätten, die sich auf S. 206—252 finden, werden hier übergangen, da die Resultate der Untersuchung derselben aus den folgenden Abteilungen hervorgehen.

[2] Pre-Cambr. Geology of Sweden (Bull. Geol. Inst., Upsala, Vol. X).

[3] The Falun mine (Führer, 11. int. geol. Kongr., Stockholm 1910).

[4] Petrology of the Orijärvi region (Bull. Comm. géol. Finl. nr. 40).

formation infolge der Einwirkung von Emanationen von einem Oligoklasgranit her entstanden seien. Die Hauptzüge der Geologie der Orijärvigegend sind ganz dieselben wie bei Falun, mit dem Unterschiede, dass sich nichts dem Granitgneise Entsprechendes findet. Nach ESKOLA sollen seine Schlüsse betreffs der Orijärvigegend in den entsprechenden Teilen auch für die Erzvorkommnisse bei Falun gelten.

Betreffs Erze, die in Kalkstein auftreten, dürfte die Auffassung ziemlich allgemein verbreitet sein, dass sie durch Kontaktpneumatolyse entstanden seien.

Das Material, das in dieser Arbeit vorgelegt worden, dürfte hinreichend sein, um eine allgemeine Erörterung der Genesis der mittelschwedischen Sulfiderze darauf zu gründen.

Nehmen wir die in Granit auftretenden Kupfererze bei Åtvidaberg und ferner das Vorkommen bei Mårtanberg aus, das infolge seiner Unzugänglichkeit nicht in befriedigender Weise hat studiert werden können, so zeigen alle die hier behandelten Vorkommnisse[1] so grosse Übereinstimmungen unter einander, dass sie auf in allem Wesentlichen gleiche Weise entstanden sein und, geologisch gesprochen, derselben Bildungsperiode angehören müssen. Sie treten alle in der Leptitformation angehörigen Gesteinen auf, man kann aber mit Rücksicht auf die Natur des Nebengesteins zwei Gruppen unterscheiden: in dem einen Falle tritt das Erz in Kalkstein oder Dolomit auf und wird dann gewöhnlich von Kalksilikatgangarten begleitet, in dem anderen Falle ist das erzführende Gestein ein in Leptit übergehendes Gestein, das durch Quarz und Mg-Fe-Al-Silikate charakterisiert ist. In verschiedenen Erzfeldern finden sich Erze der beiden verschiedenen Arten in sehr intimem gegenseitigem Zusammenhang, der Übersichtlichkeit wegen behandeln wir aber hier zunächst jede Art für sich.

Die in den Karbonatgesteinen auftretenden Erze können rücksichtlich des Charakters der Erzminerale und der Gang-

[1] Nämlich, ausser den bereits in dieser Zusammenfassung genannten, auch die auf S. 206—252 beschriebenen.

arten in eine Serie durch Übergänge verbundener Typen eingeteilt werden:

1. Schwefelkies, nebst kleineren Mengen anderer Sulfide, begleitet von einer geringen Menge Aktinolith. Typus: Faluner kalkige Kiesstöcke. Geht in Typus 2 über.

2. Zinkblende und Bleiglanz, meistens mit Tremolitskarn, andere Sulfide in untergeordneter Menge. Typus: Kaveltorp, andere Beispiele: Skytt-Grube, Digertägt, Svartviksgrube, Zinkerz bei Garpenberg. Bisweilen findet sich auch heller Malakolith, so dass ein Übergang zu Typus 3 entsteht.

3. Bleiglanz und Zinkblende, begleitet von Malakolith und Tremolit. Typus: Sala.

4. Kupferkies in Malakolithskarn. Typus: Leja-Grube.

5. Zinkblende und Bleiglanz (bisweilen auch Arsenkies), begleitet von Flussspat, Hornblende und Granat. Typus: Väster-Silvberg; sehr nahestehend sind Lövåsen und Ryllshyttan. Die Kallmoraer Silbergrube nimmt eine Mittelstellung zwischen diesem Typus und dem folgenden ein.

6. Die Sulfide sind von andraditischem Granat, hedenbergitartigem Pyroxen und Flussspat begleitet; das Erz kann überwiegend Kupferkies (Yxsjö) oder Zinkblende (Storfallsberg) sein.

Es geht aus dieser Übersicht hervor, dass die Typen so ineinander übergehen, dass die Grenzen recht willkürlich ausfallen.

Nicht nur in der Faluner Grube, sondern auch an vielen anderen Stellen finden sich die deutlichsten Beweise dafür, dass die Sulfide und ihre Gangarten metasomatisch den Kalkstein verdrängen, sowie dass die erwähnten Gangarten (Amphibol, Pyroxen, Granat, Flussspat) derselben Bildungsperiode wie die Erzminerale angehören. Die zugeführten Substanzen sind offenbar, ausser den in den Sulfiden enthaltenen, Kieselsäure und Fluor, wahrscheinlich auch etwas Tonerde gewesen. Addition von Eisen über das in den Erzmineralen enthaltene hinaus wird u. a. durch das Vorkommen von eisenreichem Granat (Andradit), z. B. bei der Kallmoraer Silbergrube

(Analyse S. 239), sowie dadurch erwiesen, dass in Vorkommnissen von den Typen 1 und 2 die eisenreicheren Kiese von Aktinolith oder Hornblende, das Zinkerz aber von eisenarmem Tremolit begleitet ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind auch beträchtliche Mengen von Magnesia addiert worden. Unter den mehr untergeordneten Substanzen verdient das Vorkommen von Molybdänglanz bei Yxsjö und der Leja-Grube sowie von Scheelit bei Yxsjö erwähnt zu werden.

Betreffs des Ursprunges der erzbildenden Lösungen und der physikalischen und chemischen Bedingungen, unter denen die Verdrängung des Karbonatgesteins geschehen ist, weisen die Resultate dieser Arbeit ganz bestimmt in die Richtung einer Bestätigung der Ansicht, dass die Erzbildung durch den Prozess geschehen ist, den man mit einem in diesem Falle wenig glücklichen Ausdruck Kontaktmetamorphose nennt. Ein Vergleich zwischen den hier behandelten Sulfidvorkommnissen und solchen sicher kontaktmetasomatischen Ursprungs, wie denen im Kristianiagebiet oder verschiedenen im westlichen Nordamerika, ergibt folgendes Resultat. Die Sulfidminerale sind dieselben (Kupferkies, Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Bleiglanz, Molybdänglanz) und ihre relative Frequenz desgleichen. Auch die Gangarten sind dieselben. Andradit, Hedenbergit und Flussspat, die z. B. im Kristianiagebiet charakteristisch sind, begleiten unsere Erze von den Typen 6 und (teilweise) 5. Diopsid und Tremolit, die eine hervorragende Rolle in gewissen amerikanischen Vorkommnissen spielen, finden wir in unseren übrigen Typen wieder. Scheelit, bei uns bei Yxsjö gefunden, ist von mehreren Kontaktlagerstätten her bekannt. Gleich der Mineralassoziation stimmt auch die Struktur überein, indem die Sulfide im allgemeinen später als die Gangartminerale kristallisiert sind und die Zwischenräume zwischen diesen ausfüllen.

Die einzige Bildungsweise ausser durch Kontaktmetamorphose, an die man für unsere Erze denken könnte, wäre die durch metasomatische Prozesse bei niedrigerer Temperatur,

mit später erfolgender Umkristallisation durch regionale oder Kontaktmetamorphose. Diese Möglichkeit wird indessen u. a. dadurch hinfällig, dass keine bekannten metasomatischen Erze von niedriger Entstehungstemperatur einen solchen mineralogischen Charakter haben, dass man erwarten könnte, sie würden durch Umkristallisation eine so vollständige Übereinstimmung mit Kontaktlagerstätten erhalten.

Die Vorkommnisse, die nicht an Karbonatgesteine gebunden sind, zeigen allzu grosse Übereinstimmungen unter einander, als dass sie in ein System verschiedener Typen eingeteilt werden könnten. Die meisten von ihnen sind Kupfervorkommnisse (Imprägnation von Kupferkies), aber auch Zinkblende, Schwefelkies und Bleiglanz können in abbauwürdiger Menge vorkommen. Das erzführende Gestein ist niemals gegen den umgebenden Leptit scharf begrenzt. Die Übergangsform hat oft den Charakter eines quarzigen Glimmerschiefers, der gern cordierit- oder andalusitführend ist. Bisweilen hat dieser grosse Ausbreitung, wie in der Faluner Gegend (Taf. 1). Die Hauptbestandteile des erzführenden Gesteins pflegen Quarz, Cordierit, Andalusit, Anthophyllit (einschl. Gedrit), Almandingranat, Biotit zu sein. Andalusit und Anthophyllit sind nicht zusammen beobachtet worden. Im übrigen finden sich diese Minerale, nebst den Sulfiden, auf verschiedene Weise kombiniert. Auch Staurolith und Gahnit können als wesentliche Bestandteile auftreten. Das erzführende Gebiet ist oft langgestreckt in der Streichungsrichtung der Leptitformation (Beispiel: Vargbergsgrube, Taf. 1).

Die Assoziation der Erze mit an SiO_2, Al_2O_3, FeO und MgO reichen Gesteinen, die zuerst von H. Johansson[1] betont worden ist, ist offenbar ein ausserordentlich charakteristischer Zug. Da ferner die Erzminerale derselben Bildungsperiode wie die Gangarten angehören, so ist es klar, dass eine Erklärung der Bildungsweise dieser Gesteine auch für die Sulfide Geltung besitzen wird. Die chemischen Übereinstimmungen der Gesteine mit gewissen Sedimenten sind nie als

[1] Geol. Fören. Förh., Bd. 29, S. 157.

Beweis für eine sedimentäre Entstehung aufgefasst worden. Schon Törnebohm, der ja doch den Leptit als eine Art Sediment auffasste, fand, dass der erzführende Quarzit bei Falun durch Umwandlung aus dem Leptit entstanden sein muss. Eskola hat in der Orijärvimonographie mehrere entscheidende Beweise für eine derartige Umwandlung geliefert. Die hier oben beschriebene Umwandlung von Granitporphyr in Cordierit-Anthophyllit-Quarzit liefert ein weiteres sehr augenfälliges Beispiel. In der Kallmora-Grube (nicht zu verwechseln mit der in der Nähe belegenen, jetzt aufgelassenen Kallmoraer Silbergrube) ist Leptit in Andalusitquarzit umgewandelt.

Ein Vergleich zwischen dem Ausgangsmaterial (Leptit) und dem erzführenden Gestein zeigt, dass die von aussen her bei der Umwandlung zugeführten Substanzen wenigstens wesentlich dieselben gewesen sind wie bei der Sulfiderzbildung in Kalkstein. Da ausserdem an mehreren Stellen[1] Erze beider Arten in intimem Zusammenhang angetroffen werden, so müssen wir den Schluss ziehen, dass die hier zuletzt behandelten Erztypen auf dieselbe Weise und zu derselben Zeit gebildet worden sind wie die in Kalkstein auftretenden, mit dem Unterschiede nur, dass das Ausgangsgestein nicht Kalkstein, sondern Leptit gewesen ist.

Indessen finden sich keine Entsprechungen zu den nichtkalkigen Erzen in den Gebieten typischer Kontaktmetamorphose, die so grosse Übereinstimmungen mit den kalkigen Erzen darbieten. Wo in diesen Bezirken Quarz-Feldspatgesteine umgewandelt worden sind, ist Quarz und Sericit das Resultat, oder auch entstehen Kalksilikate, wie Andradit, infolge davon, dass die Lösungen Substanz von angrenzenden Kalksteinen her aufgenommen haben. Eine Ausnahme bietet jedoch der San-Francisco-Bezirk in Utah,[2] wo ein quarzlatitisches Lavagestein in einen Andalusitquarzit umgewandelt worden ist. Da Cordierit, Andalusit und Anthophyllit durch

[1] Z. B. bei Falun, Näverberg-Skytt-Grube, Ljusnarsberg-Kaveltorp, Garpenberg.

[2] Butler, U. S. Geol. Survey, P. P. 80.

Umkristallisation unter den fraglichen Druck- und Temperaturverhältnissen gebildet werden können (Hornfelsminerale!), so muss man den Schluss ziehen, dass höherer Druck und höhere Temperatur notwendig sind, damit sie durch *Verdrängung* von Alkalifeldspat usw. gebildet werden können. Eine Stütze für diese Auffassung finden wir in den geologischen Verhältnissen bei den Bleilagerstätten in Cœur d'Alene (Idaho)[1] und bei den analogen Vorkommnissen in Kootenay (British Columbia),[2] wo die Erzbildung zu einem Teil durch unregelmässige metasomatische Verdrängung (von sedimentärem Quarzit) geschehen ist, wobei unter anderem Almandin oder manganhaltiger Granat sowie stellenweise Anthophyllit gebildet worden sind. Diese Vorkommnisse scheinen eine Mittelstellung zwischen unseren und den in geringerer Tiefe gebildeten einzunehmen.

Es erübrigt nun, zu entscheiden, von welchen Intrusivgesteinen die erzbildenden Emanationen hergekommen sind. Schon der Umstand, dass die Metamorphose in grosser Tiefe geschehen ist, schliesst aus, dass die fraglichen Gesteine unter den (hypabyssischen) Intrusionen zu suchen sein können, die in die Leptitformation eingehen. Hierzu kommt, dass diese im allgemeinen allzu unbedeutend sind, um so gewaltige Umsetzungen verursacht haben zu können. Es müssen daher die Granite sein, bei denen der Ursprung der Erzbildung zu suchen ist, und zwar die älteren Granite, da die serarchäischen sicherlich jünger als die Erze sind. Hiergegen kann angeführt werden, dass die Erzlagerstätten oft in einem grossen Abstande von den Graniten liegen. Dieser Einwand lässt sich jedoch auch gegen die Zurückführung der Erzbildung auf irgend eine der übrigen Intrusivgesteinsgruppen innerhalb des Urgebirges erheben. Ferner wäre es sicherlich unrichtig zu glauben, dass die eruptiven Emanationen sich in allen Hinsichten ebenso verhalten, wenn sie

[1] F. L. RANSOME und F. C. CALKINS, U. S. Geol. Survey, P. P. 62.
[2] S. J. SCHOFIELD, Geol. Survey Canada, Summ. Rept. 1911, S. 158, und Mem. 76.

in grosser Tiefe in der Erdrinde von Batholithen abgegeben werden, welche die emporragenden Kuppeln gewaltiger Magmamassen bilden, als wenn sie von Lakkolithen oder kleineren Stöcken näher der Erdrinde herkommen. Im ersteren Falle ist das Nebengestein noch in weitem Abstande von dem Kontakt äusserst stark erhitzt, im letzteren dagegen stossen die Emanationen auf ganz andere Temperaturverhältnisse fast unmittelbar, nachdem sie das Muttergestein verlassen haben. Schon dieser Umstand vermag zu erklären, dass die Lagerstätten im ersteren Falle vorzugsweise in grösserem Abstande von dem intrusiven Muttergestein als im letzteren entstehen.[1]

Aus dem oben Gesagten folgt, dass man nur in Ausnahmefällen ein bestimmtes Granitmassiv als dasjenige angeben kann, von welchem die erzbildenden Lösungen hergekommen sind. Im Orijärvibezirk ist dies möglich, was vielleicht damit zusammenhängt, dass der Oligoklasgranit daselbst einen etwas weniger abyssischen Charakter zeigt als die schwedischen Granite. Die Tatsache, dass dieser Granit geologisch den älteren schwedischen Urgebirgsgraniten entspricht, spricht ja sehr stark für die Auffassung, zu der wir hier gelangt sind, dass die letzteren zu der Sulfiderzbildung in Mittelschweden Anlass gegeben haben.[2]

Auch bei Falun scheint man bis zu einem gewissen Grade die Herkunft des Erzes erschliessen zu können. Es ist nämlich klar, dass die gemischten Eruptivgänge in irgend einem

[1] Eine Illustration für dieses Verhältnis lässt sich einem jüngeren Gebiet entnehmen, dessen Geologie grosse Ähnlichkeiten mit dem älteren Urgebirge Schwedens aufweist, nämlich dem südöstlichen Alaska (siehe F. E. WRIGHT und C. W. WRIGHT, U. S. Geol. Survey, Bull. 347, S. 68—69). Vgl. auch zu dieser Frage W. LINDGREN, Mineral Deposits, S. 675 und 706. — Die noch nicht abgeschlossenen Arbeiten des Verf.'s im Nautanengebiet bei Gällivare deuten an, dass man dort ein sehr illustratives Beispiel für das fragliche Verhältnis erhalten wird.

[2] Es liegt nahe, einen genetischen Zusammenhang zwischen dem Zinkerz bei Digertägt und dem umgebenden Diorit anzunehmen. Indessen muss dies aus mehreren Gründen unentschieden gelassen werden. Es würde das jedoch keine wesentliche Modifikation der hier ausgesprochenen Schlussfolgerungen mit sich bringen, da ja der Diorit aller Wahrscheinlichkeit nach in einem engen Zusammenhang mit dem gepressten Granit steht.

Zusammenhang mit der Erzbildung stehen. Es geht dies daraus hervor, dass sie allgemein in dem erzführenden Gebiet, dagegen so gut wie unbekannt ausserhalb desselben sind, und ferner daraus, dass sie *teilweise* Umwandlungen der Art erfahren haben, wie sie in unmittelbarem Zusammenhang mit der Erzbildung gestanden haben. Da die Porphyrkomponente dieser Gänge dem Oligoklasgranit der Gegend (dem gepressten Granit) nahe steht, so ist es wahrscheinlich, dass die Erzbildung durch diesen verursacht worden ist.[1] Hingewiesen sei auch auf die grosse Ähnlichkeit mit dem erzbildenden Granit bei Orijärvi.

Eine von den übrigen Lagerstätten in gewissem Grade verschiedene Gruppe bilden die Kupfererze in Granit bei Åtvidaberg. Sie sind u. a. von Magnetit und Turmalin begleitet und treten auf Quetschzonen in gneisigen Graniten auf. Wahrscheinlich stammt auch die Substanz der Erze und eines Teiles der Gangarten von der Granitmasse her.

Sekundäre und primäre Tiefenunterschiede (S. 277—284).

Sekundäre Tiefenunterschiede spielen eine verschwindend geringe Rolle in den mittelschwedischen Sulfidlagerstätten. Der eiserne Hut ist überall während der quartären Vergletscherung weggeführt worden. Bei der Faluner Grube findet man sogar Glazialschrammen auf Schwefelkies. Auch die Zone der sekundären Sulfide pflegt durch denselben Prozess wegerodiert zu sein. Nur an einer Stelle, nämlich in der Mårtanberger Kupfergrube, findet man Sulfide, die durch Verdrängung anderer entstanden sind. Dort tritt nämlich Bornit den Kupferkies ersetzend auf (Fig. 38, S. 217). Auch ein Teil des daselbst vorkommenden sekundären Kupferglanzes dürfte auf analoge Weise gebildet sein. Indessen bildet Mårtanberg eine Ausnahme; in den meisten Kupfergruben, auch der Faluner, fehlen Kupferglanz und Bornit vollständig, und

[1] Man vergleiche die Assoziation von Gängen mit Kontaktpneumatolyse z. B. im Kristianiagebiet (GOLDSCHMIDT, a. a. O., S. 72).

der Kupferkies gibt keinen Anlass, ihn als zu einem Teil sekundär zu deuten. Auch von keinen anderen Metallen scheint in den nach der Vergletscherung zurückgebliebenen Teilen der Erzlagerstätten eine Anreicherungszone nachweisbar zu sein. Die rasche Abnahme des Silbergehalts nach der Tiefe zu in den meisten Silberlagerstätten ist Hand in Hand mit einer ähnlichen Abnahme der Bleimenge gegangen; da Bleiglanz nicht in grösserer Menge durch sekundäre Prozesse gebildet zu werden pflegt, so ist anzunehmen, dass die Tiefenunterschiede in diesem Fall auch bezüglich des Silbers primär sind.

Primäre Tiefenunterschiede dagegen sind nicht ungewöhnlich. Teils äussert sich dies darin, dass alle Erzminerale nach der Tiefe zu abnehmen und auskeilen, teils darin, dass die Proportionen zwischen den verschiedenen Bestandteilen sich nach der Tiefe zu ändern. Ein grundsätzlicher Unterschied zwischen diesen beiden Erscheinungen liegt nicht vor. Besonders viele Kupfererze liefern Beispiele für das erstere Verhältnis. Die Verteilung des Erzes innerhalb des erzführenden Gesteins erinnert sehr an die Erzfälle an Gängen und dürfte durch dieselben Ursachen wie diese bedingt sein. Als Beispiele einer Verschiebung der Proportionen zwischen den Erzmineralen sind von SJÖGREN[1] der im grossen und ganzen nach unten zu abnehmende Kupfergehalt in der Faluner Grube und das gleichartige Verhalten bei Bersbo, wo dafür Magnetkies und Zinkblende zunehmen, angeführt worden. Verf. hat keine Änderung des Verhältnisses zwischen Schwefelkies und Zinkblende, z. B. in Falun, gefunden, dagegen scheinen bei Öster-Silvberg diese beiden Sulfide nach der Tiefe hin zuzunehmen, während der silberführende Bleiglanz abnimmt. Gleichartige Tiefenunterschiede sind an Erzgängen konstatiert worden[2] und sollen auf Druck- und Temperaturunterschieden bei der Erzbildung beruhen. Es ist daher an-

[1] Ec. Geology, 1908, S. 637.

[2] R. BECK, Lehre von den Erzlagerstätten, S. 173.
W. LINDGREN, Mineral Deposits, S. 386.

zunehmen, dass derartige Faktoren auch bei der Entstehung der mittelschwedischen Sulfiderze mitgespielt haben, obwohl dies Erstaunen erwecken kann, in Anbetracht der durchschnittlich grossen Tiefe, in welcher die Erzbildung vor sich gegangen ist.

Das Verhältnis zwischen den Sulfiderzen und den Eisenerzen (S. 289—291).

Vieles spricht für einen engen Zusammenhang zwischen den Sulfiderzen und den Eisenerzen, die der Skarn- und der Kalkerzgruppe angehören. Diese Eisenerze werden von den meisten Geologen als durch Kontaktmetasomatose, also analog den Sulfiderzen, gebildet angesehen. Dass sie wahrscheinlich derselben Bildungsperiode angehören, geht aus dem intimen Zusammenhang z. B. bei Ryllshyttan hervor, wo die Eisenerze die oberen Teile und nach der Tiefe zu den Randbezirk des erzführenden Gebiets, die Zinkerze umgebend, einnehmen. Anders liegt die Sache, wo Kiese in den aller Wahrscheinlichkeit nach sedimentären quarzgebänderten Eisenerzen auftreten. In den meisten solchen Fällen spricht alles dafür, dass die Kiese sekundäre Bildungen sind. Ihr Vorkommen gerade in den Eisenerzen dürfte auf dem vorteilhaften Einfluss beruhen, den diese Erze als Nebengestein auf die Ausfällung der Sulfide aus den Lösungen gehabt haben.[1]

Da die Skarn- und die Kalkerze im allgemeinen als auch genetisch der Leptitformation angehörig und demnach älter als die Granite angesehen werden, so kommen wir hier zu einem Widerspruch, der erst im Zusammenhang mit der weiteren Erforschung der Eisenerze aufgeklärt werden kann.

[1] Man vergleiche über das Vorkommen von Gold in quarzgebänderten Eisenerzen in Südafrika und Westaustralien:
F. P. MENNELL in Quart. Journ. Geol. Soc., 1910, S. 356.
E. C. SAINT-SMITH und R. A. FARQUHARSON, Western Australia Geol. Survey, Bull. 49.

Mineralogische Notizen.

Untersuchungen in direkt mineralogischer Absicht sind nicht ausgeführt worden; so sind die in einigen Ausnahmefällen sehr mineralreichen serarchäischen Pegmatite bei Falun (Finnbo, Kårarvet, Broddbo!) nicht näher untersucht worden. Indessen sind gleichwohl einige Beobachtungen von allgemeinerem Interesse gemacht worden, die hier mitgeteilt seien:

Gahnit. In der Faluner Grube findet sich in dem erzführenden Quarzit ausnahmsweise ein im Dünnschliff blaugrüner Spinell. TÖRNEBOHM nennt ihn Pleonast; der Farbe nach zu urteilen, muss er jedoch dem Gahnit zugehören, der ja auch in der Form grosser Kristalle im »Erik-Mats-Sköl» bekannt ist. Aus Näverberg wird Gahnit bereits von HISINGER erwähnt. Er ist dort allgemein als Bestandteil der erzführenden Gesteine, gewöhnlich in Form von Körnern von ca. 5 mm Durchschnitt (Analyse S. 189, ein Strukturbild bietet Fig. 33, S. 185). Schöne Gahnitkristalle sind bei Roland angetroffen worden (Taf. 1). Mikroskopisch ist das Mineral bei Väster-Silvberg, wo G. AMINOFF[1] es in Form von grossen Kristallen gefunden hat, sowie bei Floberget nachgewiesen worden. Der von TÖRNEBOHM beschriebene Spinell, der in Mengen in armem Imprägnationserz bei Bersbo auftritt, ist sicherlich gleichfalls Gahnit.

Granat. Granat aus Granat-Flussspat-Skarn der Kallmoraer Silbergrube ist analysiert (S. 239) und als Andradit befunden worden.

Seybertit. Seybertit ist zusammen mit Chondrodit in Kalkstein bei Digertägt sowie mit Diopsid in Kalkspatgängen in dem Kalkstein angetroffen worden (S. 194).

Cummingtonitische Amphibole. ESKOLA[2] hat darauf hingewiesen, dass monokline Amphibole von der Zusammensetzung $(Mg, Fe)SiO_3$ (Cummingtonitreihe) bei Orijärvi in

[1] Laut mündlicher Mitteilung an den Verf.
[2] A. a. O.

Finnland und in mehreren schwedischen Sulfidlagerstätten zusammen mit oder an Stelle des analog zusammengesetzten Anthophyllits auftreten. Besonders bemerkenswert ist das Vorkommen von homoaxialen Verwachsungen zwischen Cummingtonit und Anthophyllit, die von Eskola als Beweis gegen die Möglichkeit betrachtet werden, dass der Anthophyllit ein submikroskopisch verzwillingter Cummingtonit wäre.

Verf. hat an mehreren Stellen Amphibole gefunden, die die fragliche Zusammensetzung haben dürften, und die monoklin sind, ihrer optischen Orientierung nach sich aber den rhombischen Amphibolen nähern. Bedauerlicherweise haben chemische Untersuchungen noch nicht ausgeführt werden können. Zu diesen gehört der bereits erwähnte Amphibol in dem quarzigen Kiese in der Faluner Grube, mit einer Auslöschungsschiefe 0°—4°. Ferner ist ein Amphibol von Saxberget zu nennen. der parallele Auslösung zeigt, während Beck,[1] der ihn analysiert hat (die Analyse wird auf S. 245 wiedergegeben), eine Schiefe von 6° gefunden hat, also eine Amplitude ungefähr entsprechend der beim Faluner Amphibol, niemals aber Werte, die beispielsweise diejenigen bei dem Cummingtonit in den Amphiboliten der Faluner Grube (23°) erreichen. Erinnert sei daran, dass ähnliche Variationen der Orientierung auch bei den analog zusammengesetzten Pyroxenen angetroffen werden.

In einigen Dünnschliffen aus der Björkeledsgrube bei Bersbo findet sich Cummingtonit mit einer Auslöschungsschiefe von 20° und oft lamellärer Zwillingbildung, in einem Schliff aber findet man durchweg parallele Auslöschung. Hier scheint wirklich Anlass vorzuliegen, submikroskopischen Zwillingbau zu vermuten. Der rhombische Amphibol gleicht indessen der Farbe und Formausbildung nach vollständig dem Cummingtonit und nähert sich in keiner Weise dem Anthophyllit.

Anhydrit ist in der Faluner Grube beobachtet worden,

[1] T. M. P. M. 20, 1901, S. 382.

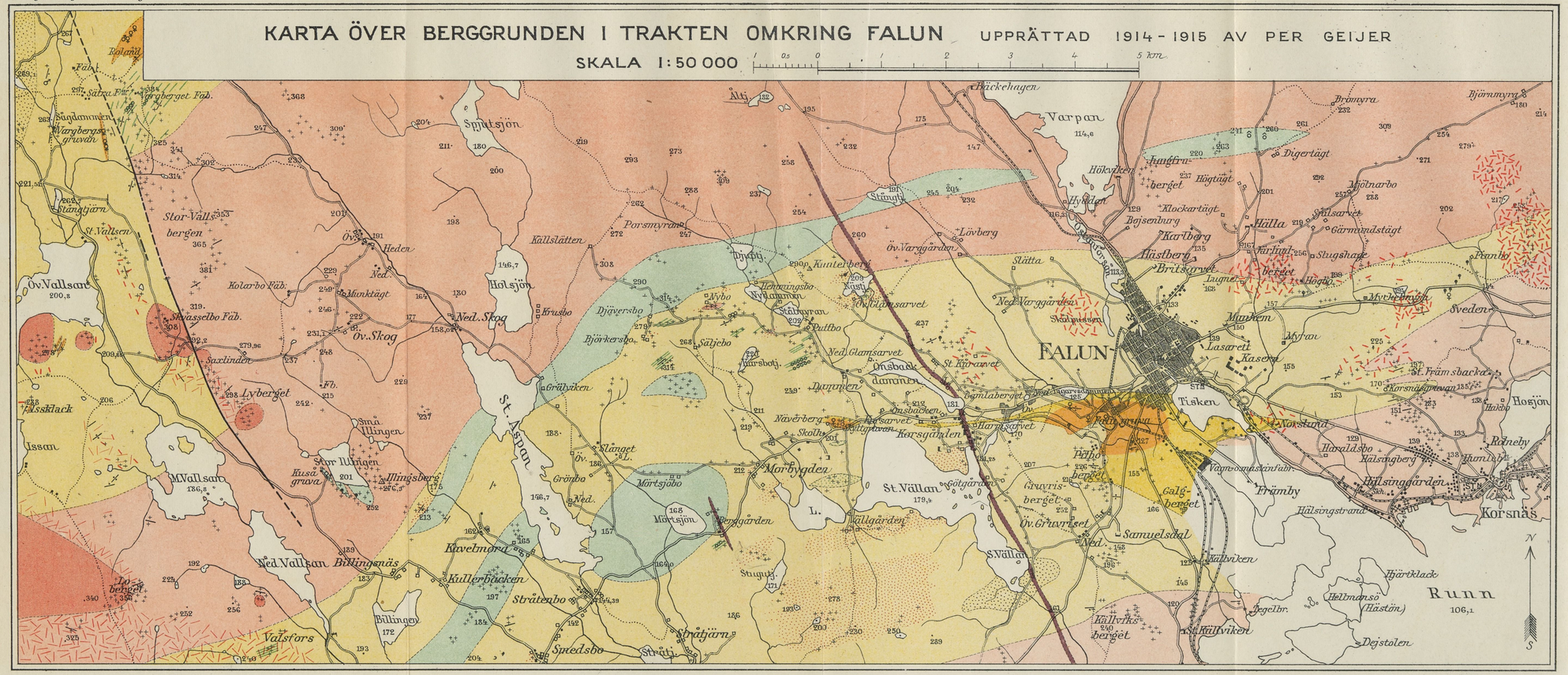
wo er dem kalkigen Kies angehört und zusammen mit Sulfiden Kalkstein verdrängt (Fig. 24, S. 156). Sein Auftreten dort ist offenbar von grossem theoretischem Interesse.[1] Alte Handstücke von Anhydrit sind als Schwerspat etikettiert. Es dürfte daher wahrscheinlich sein, dass der Schwerspat aus der Liste der Minerale der Faluner Grube zu streichen ist.

Bleichung von Biotit. In den Kupfer- und Schwefelkiesgruben von Tomtebo ist der Biotit in einem quarzitischen Gestein bis zu 1—3 cm Tiefe von der Erdoberfläche zu silberweisser Farbe gebleicht worden, aller Wahrscheinlichkeit nach durch die Einwirkung von Röstgasen.

[1] Vgl. W. LINDGREN, Anhydrite as a gangue mineral (Ec. Geol., Vol. 5, S. 522), und B. S. BUTLER, l. c., S. 120.

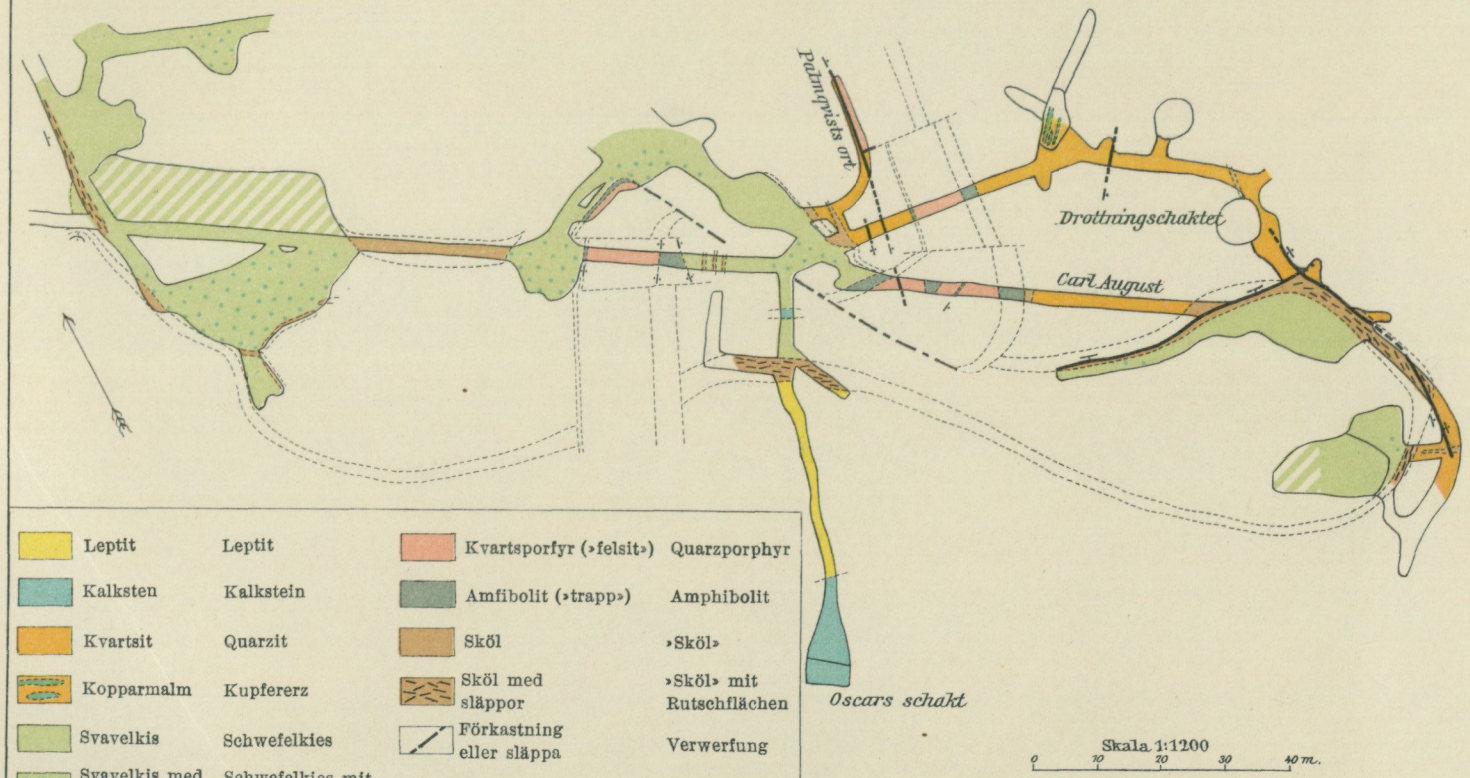
KARTA ÖVER BERGGRUNDEN I TRAKTEN OMKRING FALUN UPPRÄTTAD 1914-1915 AV PER GEIJER

SKALA 1:50 000


FALUN
Falu gruva
Stora Kopparberget
Stor-Vallbergen
Övre Heden
Ned. Heden
Övre Skog
Ned. Skog
Holsjön
Spjutsjön
Källslätten
Porsmyran
Djupdy
Kuntenberg
Hemmingsbo
Nybo
Djäversbo
Björkersbo
Säljebo
Putbo
Ned. Glamsarvet
Övre Glamsarvet
Dammen
Ornsbadsdammen
Grälvsjön
St. Aspan
Naverberg
Skolla
Morbygden
Mårtsjöbo
Grönbo
Ned.
Övre
Slänget
Kusa gruva
Stor Illingen
Illingsberg
Lyberget
Saxlinden
Skrasselbo Fäb.
Kolarbo Fäb.
Övre Vallsarn
Ned. Vallsarn
Vallsarn
Issan
Assklack
Lo berget
Billingenäs
Billingen
Kullerbäcken
Kavelmora
Stråtenbo
Stråtjärn
Spredsbo
Valsfors
Bäckehagen
Varpan
Hökvarken
Hyttsjön
Hyttan
Övre Varggården
Ned. Varggården
Löwberg
Slätta
Karlberg
Hästberg
Britsarvet
Lugnet
Klockartågt
Bajsenburg
Jungfruberget
Högtågt
Digertågt
Hälla
Gärmundstågt
Stugshage
Myrbergsbo
Sveden
Muntorp
Lasarett
Kaserna
Myran
Tisken
Norstund
Gruvplan
Pumpgruvan
Kersgården
Hamrsarvet
Pumpberget
Vagnsomlastanlbr.
Galgberget
Gruvrisberget
Övre Gruvriset
Samuelsdal
Kallviken
Hjärtdack
Helmansö (Hästön)
Runn
106,1
Jegelbr.
Dejstolen
Främby
Hälsingstrand
Hälsingården
Korsnäs
Haraldsbo
Hälsingberg
Hamnbo
Rönehy
Hosjön
Ilsbo
Korsnäsmyran
St. Främsbacka
Myrbergsbo
Björnmyra
Brämyra
Mjölnarbo
Prambo
Ryllsarvet
Gruvriset
Övre Vallen
Ned. Vallen
St. Vallen
Kallgården
Götgården
Kallviks berget
Stugudy
Ryggården
Mörtsjön
Kallviken
Tallbacken
Tallbacksdammen
Ryllsarvet
Ryllsarvsdammen
Skattmyran
Skattmyrsdammen
Ryllsarvsdammen
Lugnet
Lasarettsdammen
Kasernsdammen
Myrbergsdammen
Sågdammen
Vargbergsgruvan
Stångjärn
Stångjärnsdammen
Hyttdammen
Hyttsjön
Ryllsarvsdammen
Ryllsarvsdammen
Ryllsarvsdammen

KARTA ÖVER DE SYDÖSTRA KISSTOCKARNA I FALU GRUVA Å 234–236 M AVV., UPPRÄTTAD AV PER GEIJER 1916

KARTE DER SÜDÖSTLICHEN SCHWEFELKIESKÖRPER DER FALUN GRUBE IN 234–236 METER TIEFE



Gen. Stab. Lit. Anst. Stockh

Försök till rekonstruktion av Falu gruvas geologi. Bilder i skalan 1 : 4 000.

[*Versuche zur Rekonstruktion der Geologie der Faluner Grube. Massst. 1 : 4 000.*]

Bild 1. TÖRNEBOHMS rekonstruktion av geologien i dagen. [*Rekonstruktion an der Erdoberfläche, nach* TÖRNEBOHM.]

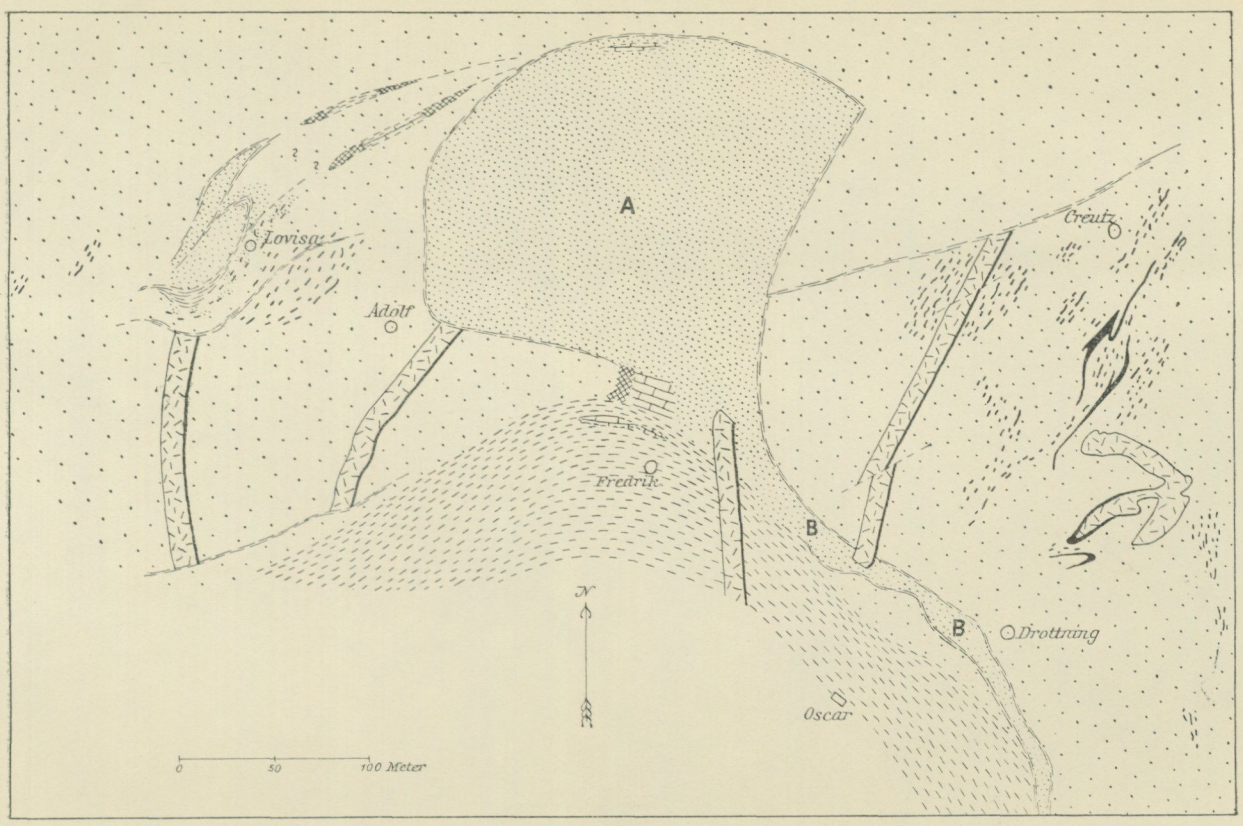
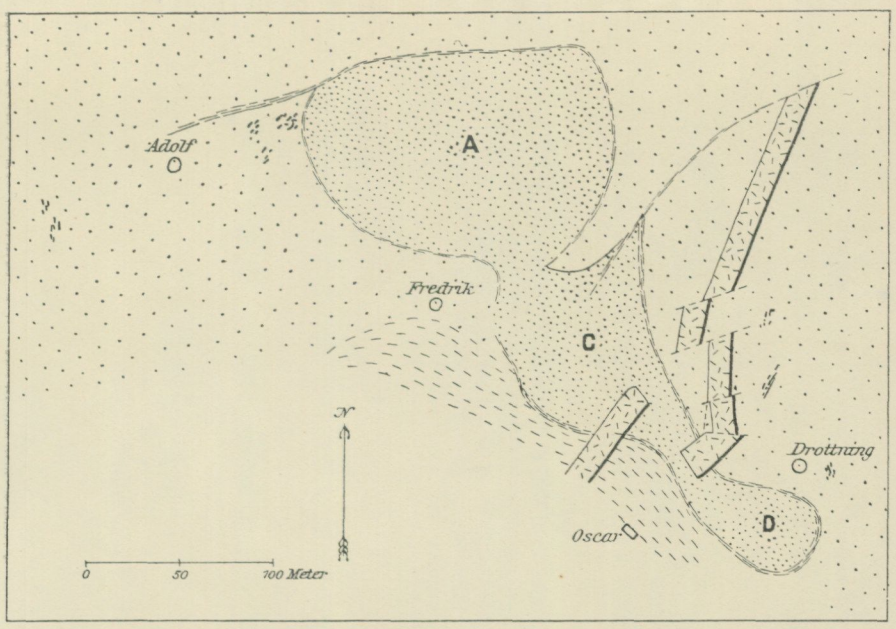


Bild 2. Rekonstruktion å 60 m avvägn. (GEIJER 1917). A = Storgruvekisen, B = Bockskäggskisen. [*Rekonstruktion in 60 m Tiefe* (GEIJER *1917*). A *der Storgruve-Kies*, B *der Bockskägg-Kies.*]



Teckenförklaring.

Zeichenerklärung.

- Leptit. *Leptit.*
- Cordierit-antofyllitkvartsit. *Quarzit.*
- Kalksten. *Kalkstein.*
- Kvartsporfyr (»Felsit»). *Quarzporphyr.*
- Amfibolit (»Trapp»). *Amphibolit.*
- Hårdmalm. *»Harterz.»*
- Halvhård malm. *»Harterz» und Schwefelkies.*
- Svavelkis. *Schwefelkies.*
- Skarn. *Skarn.*
- Sköl. *»Sköl.»*

Bild 3. Rekonstruktion å c:a 250 m avvägn. (GEIJER 1917). A = Storgruvekisen, C = Kronorts-Haus- (förr Källorts-) kisen, D = Drottning- eller Södra Bockskäggskisen. [*Rekonstruktion in ca. 250 m Tiefe* (GEIJER *1917*). A *der Storgruve-Kies*, C *der Kronorts-Haus-* (*früher Källorts-*) *Kies*, D *der Drottning- oder südl. Bockskäggs-Kies.*]

170345.

STOCKHOLM 1917. KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER. 170845