

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 306.

ÅRSBOK 15 (1921) N:o 1.

ÅTVIDABERGSTRAKTENS GEOLOGI
OCH MALMFYNDIGHETER

AV

NILS SUNDIUS

MED EN KARTA

RESUMÉ IN DEUTSCHER SPRACHE

Pris 2:00 kr.

STOCKHOLM 1921

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

211308

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 306.

ÅRSBOK 15 (1921) N:o 1.

ÅTVIDABERGSTRAKTENS GEOLOGI
OCH MALMFYNDIGHETER

AV

NILS SUNDIUS

MED EN KARTA

RESUMÉ IN DEUTSCHER SPRACHE

STOCKHOLM 1921

KUNGL. BOKTRYCKERIET, P. A. NORSTEDT & SÖNER

211308

INNEHÄLLSFÖRTECKNING.

<i>Inledning</i>	5
I. <i>Allmän överblick</i>	6
II. <i>Superkrustala bergarter</i>	11
Leptit	11
Glimmerskiffer	15
Amfibolit	20
De superkrustala bergarternas metamorfos	24
De superkrustala bergarternas tektonik	26
III. <i>Äldre intrusiva grönstenar</i>	29
IV. <i>Gnejsgraniter</i>	34
Röd alkalin gnejsgranit	34
De alkalina gnejsgraniternas pegmatiter och kontaktinverkan	46
Röd intermediär gnejsgranit	51
Oligoklas-gnejsgranit	53
V. <i>Om gnejsgraniternas deformationsstruktur och granulering</i>	62
VI. <i>Yngre intrusiv grönsten</i>	66
VII. <i>Yngre djupbergarter</i>	66
VIII. <i>Jämförelse med Loftahammar—Västerviks-områdena</i>	83
IX. <i>Malmförekomster</i>	85
Allmänna förhållanden	85
Speciell beskrivning	89
Malmernas genesis	98
Mineralogiska och kemiska förändringar i malmzonerna	100
Malmbildningens mekanism	106
Jämförelse med kismalm-förekomster av Bergslags-typ	107
Zusammenfassung	109

Inledning.

Efter TÖRNEBOHMS grundläggande arbete från 1885 över trakten omkring Åtvidabergs och Bersbo malmfyndigheter¹ har detta för de urbergsgeologiska spörsmålen liksom även malmgeologiskt instruktiva område ej vidare upptagits till behandling, förrän Geologiska undersökningens kartbladsrekognoscering utsträcktes över detsamma. För nordligaste delen av området (å medföljande karta norr om en linje utmed södra stränderna av sjöarna Örn och Tran) skedde detta 1905—1909 i och med rekognosceringen och utgivandet av bl. Linköping.² De geologiska förhållandena äro dock här mycket kortfattat berörda och knappast förda vidare utöver, vad TÖRNEBOHMS arbete redan innehöll. Över trakten söder härom påbörjades och slutfördes rekognosceringen (bl. Åtvidaberg) 1909—12 av FR. SVENONIUS. Som emellertid utgivandet av bladet på grund av Dr. SVENONIUS' avgång och mellankommande uppgifter fördröjts, erhöll jag 1919 i uppdrag att revidera berggrunden å detsamma. Då revisionen nu slutförts, och de därvid vunna resultaten beröra förhållanden av aktuellt intresse, samt alldenstund det slutliga utgivandet av bladet ännu torde dröja någon tid, beslöts utarbetandet av en specialbeskrivning över den i geologiskt hänseende viktigaste nordöstra delen av detsamma. För att erhålla en geologisk avslutning på synklinalbildningen kring Åtvidaberg utsträcktes revideringen även till närmast angränsande delar av bl. Linköping.

Närslutna karta liksom de här framlagda resultaten skilja sig i flera punkter väsentligt från TÖRNEBOHMS tidigare arbete. Till de viktigaste av dessa skiljaktigheter återkommes under beskrivningens fortgång.

Under tiden närmast före mina revideringsarbeten har området besökts av A. GAVELIN och P. GEIJER, vilka även publicerat några kortare meddelanden över sina iakttagelser.³ Till Överdirektör GAVELIN, med vilken jag såväl i fält som senare haft tillfälle diskutera

¹ G. F. F. Bd 8, s. 562—597.

² S. G. U. Ser. Aa, N:o 141 (utgivare A. BLOMBERG).

³ S. G. U., Årsbok 2 (1908), årsberättelse sid. 8, Ser. C, N:o 275, s. 250.

de föreliggande problemen, och som genom förevisande av de av honom utredda förhållandena i trakten av Västervik satt mig i tillfälle att genom direkta iakttagelser anknyta mina resultat i Åtvidabergsområdet till förhållandena i kusttrakten, får jag härmed framföra min tacksamhet.

Ävenledes beder jag få framföra mitt tack till Dr. R. MAUZELIUS, Dr. NAIMA SAHLBOM samt Ingenjör Y. HENRICSSON, till de båda förra för värdefull hjälp med analyser och till Ingenjör HENRICSSON för viktiga upplysningar beträffande malmförekomsterna.

I. Allmän överblick.

Åtvidabergsområdet är beläget på gränsen mellan det stora kompakta småländska granitområdet samt de äldre, i allmänhet starkare gnejsoida bergartsterränger, som utbreda sig inom nordöstra delen av Östergötland och Södermanland. Områdets sydvästra del uppbygges sålunda tämligen monotont av de förstnämnda granitmassorna, medan NO därom en rikhaltig omväxling av olikartade och olikåldriga bergarter är rådande. Det är i främsta rummet detta sammanstötande av ett flertal olikåldriga formationsbildningar, som i samband med de för urberget mindre vanligt rediga tektoniska förhållanden förläner området dess intresse.

För områdets bergarter kan följande åldersindelning uppställas, därvid grupperna äro ordnade efter avtagande ålder:

1. *Superkrustala bergarter*, omfattande leptiter, täta amfiboliter samt glimmerskiffer.
2. *Äldre intrusiva grönstenar*, bestående av mer eller mindre starkt förskiffrade, delvis omkristalliserade gabbrobergarter.
3. *Gnejsgraniter*, innefattande ett flertal kemiskt sett rätt olikartade, måttligt — starkt metamorfoserade äldre graniter, vilka på grund av de geologiska förhållandena kunna sammanfattas till en enhet. På grund av den petrografiska beskaffenheten kunna följande tre undergrupper särskiljas: Grå, sällan röda *oligoklas-gnejsgraniter*, röda *intermediära sådana* med intermediärt Na-K-förhållande och lägre An-halt samt *alkalina*, övervägande kalirika *gnejsgraniter*. Denna indelning torde även motsvara åldersförhållandena, i det de förstnämnda synas vara de äldsta, de alkalina de yngsta.

Till gnejsgraniterna höra bl. a. de inom området fallande delarna av de tidigare som »ristengranit» betecknade bergarterna. Gnejsgraniterna motsvara till sin geologiska ställning den granitgrupp, som av gammalt brukat betecknas som »urgranit»-gruppen.

4. *Yngre intrusiv grönsten*, inom området representerad blott av en enstaka observerad gång i röd mikroklin-gnejsgranit.

5. *Yngre graniter* av »Filipstads-Smålandsgraniternas grupp», inkl. genetiskt samhöriga mindre förekomster av gabbrobergarter.

6. Postarkäiska diabaser.

Diabaserna förekomma blott helt sporadiskt som ett fåtal smala i NW-SO genomsättande gångar. Desamma ha på grund av sin litenhet ej särskilts å kartan. I ett av TÖRNEBOHMS slipprov från en gång vid Berg innehåller bergarten pseudomorfoser av olivin. Rombisk pyroxen har däremot i det dock rätt omvandlade provet ej kunnat konstateras.¹ I övrigt är beträffande dessa bergarter intet att tillägga till TÖRNEBOHMS tidigare beskrivning.

Det ovan uppställda åldersschemat skiljer sig i tvenne viktiga punkter från TÖRNEBOHMS tidigare, nämligen i fråga om de alkalina, delvis även de oligoklasrika gnejsgraniternas ställning till leptiterna, vilka sistnämnda av TÖRNEBOHM ansågos yngre än de förra och pålagrade desamma, samt i fråga om den s. k. ristengranitens plats i åldersserien. Vidare har här inom de äldre grönstenarna en tudelning i effusiva² och intrusiva representanter gjorts, varförutom den som yngre betecknade grönstengången i röd gnejsgranit utskilts till en särskild grupp, detta i analogi med förhållandena i kusttrakten i SO, där dylika gångar äro talrikt representerade.

Beträffande gnejsgraniternas ställning till de superkrustala bergarterna äro förhållandena fullt klara. Gnejsgraniterna förhålla sig tydligt intrusivt i förhållande till desamma³ och hålla även inneslutningar av samtliga superkrustala bergarter. Även gnejsgraniternas ålder i förhållande till filipstadsgraniterna är fullt klar. Särskilt av gränsförhållandena SO om Åtvidaberg och vid gnejsgranitområdet vid kartans sydkant framgår otvetydigt, att en högst betydande hiatus mellan de båda intrusivgrupperna måste föreligga.

Ristengraniten uppfattades av TÖRNEBOHM som en helt ung, genombrytande (serarkäisk) granit. Till densamma fördes de i kartans nordkant instickande massiven, som övervägande utgöras av oligoklasrika gnejsgraniter. På den senare (1910) utkomna översiktskartan över Sveriges berggrund har även det nyssnämnda, i filipstadsgraniten inneslutna, vid den föreliggande kartans sydkant belägna gnejsgranitområdet betecknats med samma granitbeteckning. Som redan nämnts, är emellertid bergarten i detta område tydligt och väsentligt äldre

¹ Jmf. TÖRNEBOHM s. 573.

² De superkrustala grönstenarna falla delvis utanför Törnebohms karta, delvis ha de av honom betecknats som leptit.

³ Först framhållet av A. GAVELIN i S. G. U. Årsbok 2 (1908), Årsberättelsen sid. 8.

än filipstadsgraniten. Samma åldersförhållande framgår även för de norra massiven av de reviderade kontaktförhållandena strax N om kartans nordgräns gentemot här anstående filipstadsgranit, liksom även av de allmänna tektoniska förhållandena i trakten i stort. De i norra delen av kartan belägna oligoklasgnejsgraniterna motsvara vidare petrografiskt fullkomligt den SW om Åtvidaberg belägna, av TÖRNEBOHM som grå urgranit karterade oligoklasbergarten, som genom sina övergångskontakter på det närmaste ansluter sig till omgivande röda gnejsgraniter. Några skäl för utskiljandet av en yngre granitgrupp, av senare datum än filipstadsgraniten, eller för en klyvning överhuvud taget av de äldre gnejsgraniterna föreligga således ej.

Av BLOMBERG betecknades ristengraniten å bl. Linköping som äldre än filipstadsgranit utan att dock avgörande skäl anföras.¹

Till sin petrografiska karaktär äro gnejsgraniterna i genomsnitt oligoklasrika bergarter, speciellt om hänsyn toges till de i norr angränsande vidsträckta massiven. De uppvisa vidare en stark differentiation med å ena sidan extremt mikroklinfattiga typer, som å bl. Linköping synas ha en stor utbredning, samt extremt kalirika representanter, vilka dock i stort sett synas uppträda i underordnad mängd. Gnejsgraniterna skilja sig i detta avseende från de yngre graniterna, som ävenledes äro relativt plagioklasrika, men i vilka ingen motsvarande klyvning skett. Även de mer femiska spaltprodukterna äro här i regel åtföljda av hög mikroklinhalt, varigenom kvartssyenitiska eller monzonitiska typer alstras. Å andra sidan finner man även i de surare leden en riklig plagioklashalt.

De som »äldre» betecknade grönstenarna äro genomsatta av de röda gnejsgraniterna eller innehållas som större och mindre inneslutningar i desamma. Genetiskt äro de likväl sannolikt samhöriga med deras magma. Dessa grönstenar återkomma i avsevärd mängd inom Bersboområdet omedelbart norr om kartans norra kant.

Inom åldersschemat torde således förefinnas tvenne hiatus, nämligen mellan Filipstad-batylit-massorna och de äldre bergarterna, samt mellan de superkrustala bergarterna och de äldre granitintrusionerna. Av dessa innebär det förstnämnda, såsom förhållandena utvisa, ett högst avsevärt avbrott i utvecklingen. Huruvida det senare avbrottet beträffande tiden är av större betydelse, är på grund av förhållandena svårare att bedöma. Däremot innebär givetvis framträngandet av djupbergarternas magma en ny epok i utvecklingen.

För de äldre granitbergarternas fördelning är de superkrustala lagrens tektonik bestämmande. De superkrustala bergarterna bilda en

¹ Beskrivn. bl. Linköping sid. 20.

i NW—SO utsträckt zon, inom vilken lagren ha en synklinal ställning med till övervägande del åt SO stupande veckaxlar. Å ömse sidor om synklinalen äro de äldre graniterna fördelade som antiklinalbildningar, lokalt åstadkommande någon uppflikning av synklinalen eller insändande i densamma lagergångartade injektioner. Av denna fördelning samt av konformiteten i uppträdande och deformation jämfört med ytlagren framgår, att gnejsgraniternas intrusionsperiod torde vara samtidig med de senares veckningsperiod. Förhållandena synas kunna tolkas sålunda, att granitmagman vid veckningens inträdande bildade en större, sannolikt redan differentierad massa under de superkrustala lagren, som vid veckningen uppressades i antiklinalerna och därvid delvis tvingades att såsom lagergångartade injektioner söka sig in i den överliggande lagerserien. Till denna orogenetiska period och försakad av den från de intruderande magmorna levererade värmen och de genom veckningen alstrade differentialrörelserna är även bergarternas metamorfos i huvudsak att förlägga.

De äldre granitbergarternas relativt finkorniga strukturer tala vidare för, att de stelnat på relativt ringa djup. Häremot svarar även de superkrustala bergarternas täta konsistens.

Även filipstadsgniten visar delvis genom gränslinjernas förlopp liksom genom lokalisering och formen hos de mindre massiven i NO ett tydligt beroende av den äldre berggrundens byggnad och struktur. Dock ter sig detta beroende snarast som ett följande av den gamla parallellstrukturen samt ett lokalisering av batylitprojektionerna till de lättast intruderbara ströken i den äldre, blandade gnejsgranit-superkrustal-bergartsskorpan. Delvis, där ytsnittet träffat större massor av de yngre graniterna, skära dessa i stort på större sträckor tvärs över den gamla strykningen av lager och skiffriighet. Även filipstadsgniternas framträngande har skett under någon påverkan av samtidig i NO—SW riktad »stress», som även efter granitmassans stelning lokalt och i gränsernas närhet framkallat deformation av kataklastisk art, dock i allmänhet av ringa styrka.

Däremot har med de yngre graniternas framträngande ej varit kombinerad någon veckning eller metamorfos av de äldre bergarterna med undantag av lokala kontaktförändringar omedelbart invid kontaktorna. Genom denna kontaktinverkan utplånas den gamla parallellstrukturen i gnejsgraniterna.

Spricklinjer. Området är ganska rikligt genomsett av sprickförestningar, som topografiskt framträda som markerade och vanligen raka dalströk. De tydligast framträdande av desamma ha å kartan angivits. Spricklinjerna ha övervägande ett NW—SO-ligt förlopp. Inom norra delen av kartområdet äro de helt beroende av den gamla skiff-

riga berggrundens parallellstruktur, inom den massformiga graniten i söder ha de en mer SSO-lig avvikning. Tämlichen tvärt korsande detta »longitudiella» system förekomma dessutom ett mindre antal i W—O förlöpande spricklinjer, som dock delvis i sitt förlopp synas böja om i den NW—SO-liga riktningen. Förutom längs ströket By-sjön—Gällarsjöarna torde en mindre dylik transversell linje förekomma tvärs över Hårsfjärden till Virken.

De mest betydande av sprickbildningarna äro de båda nordostligaste, längs vilka en rad större och mindre sjöar blivit anlagda. Mot SO fortsätta dessa spricklinjer, efter att ha förenat sig till en sådan, längs ett markerat dalströk (Uknadalen) över bladet Skrikerum ned till Ed och Loftahammar, från vilken sistnämnda trakt sprickbildningen tidigare blivit omnämnd av GAVELIN.¹ Mot NW upplöses linjen vid sjön Alsen i tvenne sådana, av vilka den östra torde fortsätta vidare utmed Svinstadån till öster om Linköping. Väster om den västra börjar från sjön Örbågen en ny linje, som tillsammans med den förra fortsätter upp till sjön Erlången. I bådas fortsättning finner man en mindre förkastningslinje utmed Stångån mellan Hjulsbro och Linköping. Utmed större delen av denna sträcka (Loftahammar—trakten av Linköping) förlöper detta system av samhöriga linjer utmed eller nära östra gränsen av Smålandsgranitmassan, skiljande sig från dennas gräns blott på de ställen, där denna buktar av från parallellstrukturen i den äldre berggrunden, samt längst i NW, där linjerna skära något in i graniten. Sannolikt är det motsättningen mellan den kompakta granitmassan och den skiffrika berggrunden NO därom som gjort, att spänningarna i jordskorpan utlösts starkare utmed denna gränzson än i omgivningen.

Utmed dessa spricklinjer ha inom det föreliggande området likartade kataklastiska deformationer i berggrunden skett, som tidigare beskrivits av GAVELIN från Loftahammar-området, dock synes mylonitiseringsen här aldrig ha varit lika intensiv. Utmed spricklinjerna finner man i de äldre bergarterna (huvudsakligen grönstenar) en stark förskiffring under utbildning av hydrerade mineral. Denna förskiffring har även drabbat de i grönstenarna rikligt uppträdande pegmatiterna liksom det egendomliga mot NW klumpformigt ansvällande ögongnejsbandet (injektion av basisk, ögonstruerad filipstadsgranit). Utmed själva dalsidornas branter stegras denna deformation i bergarterna, och där dessa utgöras av yngre granit, är denna starkt, delvis mylonitartat krosskiffrig och omvandlad genom rödoxidering och kloritbildning. I graniten sträcker sig dock denna förändring i allmänhet

¹ Bl. Loftahammar, sid. 65.

ej längre än några 10-tal meter från dalsidorna med undantag dock för partiet mellan de båda linjerna mellan sjöarna Vien—Örn—Gällarne, där omvandling och krossning är allmänt utbredd inom hela detta område.

Även utmed flera av de övriga spricklinjerna ha likartade kataklas-tiska förändringar iakttagits (ex. vid Ändtorp, S om Viresjö samt S om L:a Björn), dock aldrig av motsvarande styrka och omfattning.

Man torde få förutsätta, att i de flesta fall någon differentialrörelse skett utmed spricklinjerna. Säkerligen har dock denna ej varit av nämnvärd storlek, enär även linjerna i NO ej utöva något inflytande på bergartgränsernas förlopp. Beträffande tidpunkten för linjernas anläggande är tydligt, att densamma för de genom de yngre graniterna löpande sprickbildningarna måste vara av yngre datum än dessa graniters stelnande. Det kan emellertid ifrågasättas, huruvida ej längs de båda stora nordostliga linjerna redan vid filipstadsmagmans framträngande förelåg eller utbildades en störingszon av förskiffrad konsistens, och huruvida ej samtidigt med magmans framträngande någon rörelse skett i densamma. Vad som kan göra detta sannolikt, är det rikliga lokaliserandet av intrusioner till denna zon av dels pegmatitisk eller aplitisk sammansättning, dels av gnejsartade ögongraniter eller granitporfyrer¹ samt den egendomligt utdragna injektionsformen av de senare. Mest frapperande är denna injektionsform hos det långa å kartan utlagda ögongnejsbandet SO om sjön Örn, som med en bredd av 50—100 m. bandformigt löper genom grönstensskiffarna till bladets ostgräns med en följbär längd av 8 km., räknat från ansvällningen i NW. Ett likartat, ehuru mindre band har även anträffats i den östra spricklinjens fortsättning NW om Vien, liksom mindre likartade gångbildningar flerstädes iakttagits NO om det stora bandet. Till förmån för antagandet, att förskiffning och rörelse verkligen skett under den yngre granitens framträngande, må vidare anföras de sid. 32 beskrivna strukturella förhållandena i den fältspat-injicierade grönstensskiffern omkring ögongnejsbandet, som utvisa, att förskiffningsstrukturen i densamma är av äldre datum än den senare hydrerings-krossdeformationen utmed dislokationssprickorna. Denna äldre förskiffningszon synes ha varit mest utpräglad omkring ögongnejsbandet.

II. Superkrustala bergarter.

Leptit. Inom det sammanhängande strök av superkrustala bergarter, som från östra kartkanten kan följas över Åtvidaberg till kar-

¹ Härstammande från den yngre graniten.

tans W-sida, uppträda leptiter dels såsom ett större enhetligt område i centrala delen av detsamma i SO, dels såsom en mångfald inlagringar i de täta amfiboliterna NW om detta område samt i amfiboliternas fortsättning å ömse sidor om glimmerskiffern mot SO. Till dessa inlagringar kunna även de flerstädes utmed gränsen mellan den alkalina gnejsgraniten och amfibolit uppträdande, delvis rätt mäktiga leptitströken räknas. Leptiter äro vidare som inneslutningar spridda i graniterna, framför allt i filipstadsgraniterna, där de i vissa områden eller strök kunna vara synnerligen rikligt förhanden. Dock bilda de här aldrig större sammanhängande områden.²

Leptiterna inom det centrala superkrustala ströket äro gråröda eller violettgrå till rent röda, täta och vanligen skiffriiga bergarter. Skiffriheten är beroende på närvaron av glimmer, övertvägande biotit. Där sådan saknas eller är sparsamt förhanden, kan strukturen bli rent massformig. Genom riklig utbildning av muskovit kunna å andra sidan lokalt rödaktiga till vita glimmerskifferartade facies uppkomma. Dylika äro iaktagna flerstädes inom området i SO (N om Getryggen, NW invid Hyttsjön, N om Åtvidabergs station m. fl. ställen). Från glimmerskiffern, som omsluter leptiten, äro de emellertid tydligt skilda genom sitt utseende och sin karaktär av lokala sericit-kvarts-derivat. Å de förstnämnda ställena äro dessa bergarter tydligt bundna till zoner av mycket stark förskiffring. N om Åtvidaberg ha däremot mindre starkt skiffriiga, fältspatfria dylika facies iakttagits, i vilka kvarts rikligt och i orediga strimmor eller partier utfällts. Möjligen har man här att göra med metasomatiska omvandlingsprodukter.

Leptiterna visa blott sällan lagerstruktur. Där sådan uppträder, är den betingad av smala band med växlande halt av biotit. Lagrens ställning är å dessa ställen konform med skiffriheten och med leptitens gränser. I allmänhet äro ej heller strökorn makroskopiskt synliga. Där sådana förekomma, bestå de av rödaktig fältspat i form av helt små (högst 1 mm. stora) korn, oftast utan idiomorf begränsning och med oskarp gräns mot grundmassan. Vid mikroskopisk undersökning finner man emellertid, att en porfyrisk struktur, ibland även med kvarts utbildad som strökorn, varit betydligt mer utbredd, än vad den makroskopiska iakttagelsen giver vid handen.

Mellan leptiterna i SO, som på grund av sitt läge i den superkrustala lagerserien kunna betecknas som övre, och leptiterna i amfiboliterna (undre leptiter) föreligger ej någon större petrografisk olikhet. Fullt identiska bergarter finnas i båda grupperna. Dock är en mörkare,

² Det i kartans NO-hörn instickande leptitpartiet utgör en flik av Bersbo leptitströk, som i detta arbete ej kommer att upptagas till behandling.

ibland rent grå färg mer utbredd bland de senare, beroende på högre halt av biotit och renare plagioklassammansättning, samtidigt som anorthithalten är något högre. De biotit-rika och samtidigt kalifattiga leptiterna kunna ibland bli rätt svåra att makroskopiskt skilja från amfibolit, dock synes alltid hornblände saknas i leptiterna.

Av de i amfiboliterna uppträdande banden ha blott de större kunnat utskiljas å kartan. Bredden varierar från 500 m. till några dm. Smala leptitband förefinnas jämväl i amfibolitströket S och SW om Åtvidaberg. Bandens lagerställning är fullt konform med bergarternas skiffrihet, och där bandning kan ses i någondera, förlöper den parallellt med bandens gränser.

De i graniterna förekommande leptitneslutningarna äro övervägande röda, biotit-fattiga (sannolikt kalirika), dock förekomma även grå biotitrikare. I bladets SO- och NW-hörn (trakten Tolensjön—Basunda samt Stensvassa—N. Fjälla, S och W om närslutna karta) förekomma kvartsitiska modifikationer, å det förra stället i form av ett högst 200 m. brett och över 2 km. långt följbart brottstycke-strök. De i graniterna inneslutna leptiterna skilja sig från dem i synkinalen genom en avsevärt grövre struktur och massformigare konsistens. De äro ibland svåra att hålla isär från aplitiska porfyrbegarter, tillhörande filipstadsgranitens randbildningar, eller finkornig kontaktmetamorfoserad gnejs.

Agglomeratartade strukturer ha i leptiterna blott anträffats å trenne ställen, dels i ett 50 m. följbart och 1—2 m. brett strök omedelbart öster om amfibolitlagret c:a 200 m. N om Åtvidabergs station, dels i leptitbandet ungefär 600 m. ONO från torpet Granlund samt N invid vägen Mormorsgruvan—Granlundtorp, 1 km. öster om torpet. Å samtliga ställena finner man inneslutningar av ljusare leptit, ONO om Granlund även av amfibolit, omgivna av en mörk biotitrik leptitisk mellanmassa. Inneslutningarnas former äro f. n. starkt stängligt utdragna.

Under mikroskopet finner man i leptiterna inom Åtvidsströket följande mineralsammansättning: Kvarts, plagioklas, mikroklin, biotit, epidot, muskovit samt accessoriska mängder av magnetit, apatit, titanit och zirkon. Granat, svagt ljusröd, sannolikt almandin, uppträder sporadiskt. Kalkspat är ibland närvarande i små mängder och synes ha deltagit i metamorfosen. Av glimrarna är alltid biotiten (kraftig brun) närvarande rikligare än muskoviten, som kan helt saknas. Denna ingår i motsats mot biotiten sällan och helt underordnat som normalt »pflastermineral», utan bildar grövre, vanligen rikligt poikilitiskt genomborrade porfyroblastiska blad. Glimrarnas mängd varierar mellan c:a 25 % till några få procent av bergartens volym.

I de *övre leptiterna* synes volumetriskt mikroklinens kvantitet vara föga mindre eller ungefär likstor med plagioklasens, i ett av de 4 undersökta slipproven kanske något större än densamma. En exakt uppskattning av bådas proportioner försvåras dock av bergarternas ringa kornstorlek. Den omkristalliserade mikroklinen saknar pertitinlagringar. I slipproven finner man ej oväsentligt epidot (pistazit-halt = 15—20 %), som ej kan förklaras genom sekundär omvandling av plagioklasen. Dels är nämligen denna omvandling ringa, dels kan den helt saknas. Epidoten måste därför åtminstone delvis vara bildad samtidigt med plagioklasen under omkristallisationen. Plagioklasens sammansättning varierar mellan An_8 och An_{10} .

Förhandenvarande strökorn, som till största delen utgöra oregelbundna rester och delvis äro helt granulerade, bestå övervägande av albitoligoklas, homogen eller med underordnade antipertitinlagringar. Därjämte förekomma individer av rikligt pertitisk mikroklin. Båda slagen äro kombinerade med varandra i tvenne slipprov, i ett (Abrikare bergart) är enbart plagioklas närvarande, i ett fall (K-rikaste provet) enbart pertit. Kwarts som strökorn har ej med säkerhet kunnat påvisas. Möjligt är dock, att dylika strökorn funnits, ehuru de helt granulerats och blandats med fältspat och biotit.

I trenne undersökta prov av de *undre leptiterna* är bergarten i ett fall av intermediär Mi-Ab-sammansättning ($Mi \overline{Ab}$), i tvenne fall mikroklinfattig. I det förra fallet (röd leptit N om sjön Glan) finner man strökorn av sparsamt antipertitisk plagioklas av sammansättningen An_{15} — An_{20} . Samma plagioklas förefinnes i grundmassan. Epidothalten är helt ringa. I det ena av de Mi-fattiga proven leptit (SO intill Granlundstorp) finner man rester av strökorn av homogen albitoligoklas (An_{10}) samt helt granulerade sådana av kvarts. Epidot saknas. Makroskopiskt skiljer sig denna sistnämnda leptit blott genom sin mindre utvecklade skiffriighet (bergarten är glimmerfattig) från de kalirikare bergarterna i SO. Bergartens färg är rödaktigt gråviolett.

Det tredje slipprovet representerar en mörkare grå leptit. Strökorn kunna här endast spåras i form av helt enstaka grövre, homogena plagioklasaggregat. Bergarten, som håller c:a 25 vol. % biotit, består för övrigt övervägande av plagioklas av sammansättningen An_{30} samt kvarts, som dock är mindre riklig än i de föregående fallen. Mikroklin är underordnat förhanden. En rätt avsevärd halt av epidot synes kunna tillskrivas sekundär omvandling av plagioklasen, som i större utsträckning än ovan är grumlad av sericit.

Mikroklinen i de undre leptiterna håller ej sällan en ringa kvantitet av trådlika albitinlagringar, lagrade parallellt med (010). Mängden

varierar även i ett och samma slipprov från högst 10 à 15 vol. % av kornet till helt ringa. Oftast saknas de helt och hållet.

Zonar byggnad med normal zonföljd men med helt ringa skillnad mellan ytterzonen och det inre är vanlig i plagioklasen i de undersökta slipproven. Denna normala karaktär av zonarbyggnaden synes f. ö. vara ett genomgående drag för plagioklasen i samtliga områdets granulerade bergarter. Grundmassornas struktur är genomgående pflasterartad, finkornig med subparallell anordning av glimmern, likvisst undantagandes de porfyroblastiska muskovitbladen, som äro mer regellöst grupperade. Kataklastisk deformation gör sig gällande blott i ett av de undersökta proven (röd leptit, Granlundstorp). Kornstorleken hos kvarts och fältspat håller sig mellan 0,025 — 0,07. I enstaka kvartskorn går den upp till 0,15 mm. Någon stegring av kornstorleken i närheten av gnejsgraniternas kontakter kan förmärkas. Även förekommer en likartad, dock ringa, förändring inom superkrustalströket mot dess NW-ligare (undre) delar.

Leptiternas strukturer och förhållandena i fält giva i allmänhet ej några hållpunkter för bedömandet, huruvida porfyryr eller sedimenterat tuffogent material eller omlagrat sådant ursprungligen föreläggat. Sannolikt ha bådaddera varit representerade. Där skiktning och agglomeratstruktur uppträder, måste dock en sedimentogen bildning förutsättas.

Glimmerskiffer. Denna omsluter de övre leptiterna och sträcker sig å ömse sidor om desamma som tvenne smala zoner mot SO. Den södra zonen slutar definitivt söder om Håcklasjön. Den norra kilar ut mellan Fallasjön och Getryggen men fortsätter åter omedelbart ost intill kartkanten vid sydstranden av sistnämnda sjö. Avbrottet synes här bero på en mekanisk utklämning, enär bergarterna längs den avbrutna sträckan äro ytterligt starkt förskiffrade (jmf. ovan sid. 12). Zonen fortsätter därefter åter ost om kartkanten in på bl. Skrikerum. NW om leptitområdet bildar glimmerskiffern ett större område, som i NW omslingrar de båda från SO kommande gnejszonerna samt som smala band åter sträcker sig ned å yttersidorna av desamma. Det södra bandet är med ett avbrott följbart ända ned till Åtvidaberg. Det norra slutar redan 2 km. öster om Botorps-gnejsens NW-spets.

Även NW om det stora glimmerskifferströket återfinnes samma bergart dels som en bandartad och sannolikt med huvudmassan sammanhängande inlagring i amfibolit mellan Axsjön och Följaren, dels som ett par mindre, isolerade och starkt skrynklade partier NW därom. Som brottstycke i filipstadsgranit har glimmerskiffer blott

iakttagits å ett ställe (N invid Norrgöl 1600 m. SO om Friggestorp). I gnejsgranit ha brottstycken av glimmerskiffer iakttagits omedelbart invid kontakten av den norra av de båda nämnda gnejszonerna 500 m. SO om gården Torp samt i gångar söder om sjön Örn.

Angående glimmerskiffers utseende och allmänna utbildning kan i huvudsak hänvisas till TÖRNEBOHMS beskrivning. Bergarten är i genomsnitt ganska tät och mörkgrå, dock med ett ljusare skimmer å förskiffringsytorna, där halten av muskovit gör sig makroskopiskt mer gällande. En mycket allmän beståndsdel är andalusit i individer om några mm. till 3 å 4 cm. storlek.¹ Densamma återfinnes jämväl inom glimmerskifferområdena i amfiboliten. Dock är den ej någon konstant beståndsdel, och dess mängd varierar avsevärt å olika lokaler. Granat, sannolikt almandin, förekommer mindre allmänt och vanligen som fåtaliga individer.

Glimmerskiffen visar mycket ofta en randning, orsakad av fina ljusare ränder. Dessa bestå av kvartsitiskt material. Ränderna äro i regel blott en eller ett par mm. tjocka, men lokalt kunna de nå en tjocklek av 0,5—2 dm. Denna randning är otvivelaktigt en primär lagerstruktur. Den förlöper ibland i sneda vinklar mot skiffrigheten och är på sådana ställen starkt skrynkad.

Glimmerskiffen visar ej skarp gräns mot leptiten. Dels finner man invid gränserna inlagrade leptitband, dels torde glimmerskiffen själv i andalusitfria varieteter ha en aluminiumfattigare, mer leptitartad sammansättning. Lagerställningen i förhållande till leptiten är fullt konkordant.

I praktiskt bruk har glimmerskiffen funnit användning dels på grund av sin eldfasthet vid kopparhyttan vid Åtvidaberg, dels såsom byggnadssten (nya kyrkan m. fl. byggnader i Åtvid, Adelsvårdska huset, Drottninggatan 2, Stockholm). Tvenne numera ödelagda stenbrott ha öppnats vid Bäckfall (riven gård SW om Berg) samt NW invid Åtvidabergs station. I båda har utom glimmerskiffer brutits även amfibolit, som förekommer som mindre inlagringar. Till takskiffer är bergarten ej användbar på grund av för glest liggande klovytor samt klovyternas »knutighet», förorsakad av andalusitkristallerna.

I slipprov av andalusitrik glimmerskiffer från Bäckfalls stenbrott finner man följande mineralsammansättning: Andalusit, muskovit, biotit, kvarts, ilmenit, magnetit och plagioklas (An_{30}) samt accessoriskt apatit och ljus blågrön turmalin. Enstaka små rundade pseudomorfer av färglös glimmer efter kordierit, i ett fall med bättre bibe-

¹ Däremot måste uppträdandet av kvarts på likartat sätt som andalusiten vara en lokal företeelse, som ej av mig iakttagits (jmf. TÖRNEBOHM s. 372).

hållen substans, kunna iakttagas. Vidare finner man i biotiten små prismor eller gryniga aggregat av rutil, dock i ringa kvantitet. Svagt rödaktigt granat uppträder i slipprovet som tvenne rombodekaedrisk individider. Däremot har ej kalifältspat kunnat påvisas.

Mineralens inbördes kvantiteter äro å omstående sida beräknade. Andalusiten bildar grova individider, i allmänhet utan kristallografisk begränsning samt rikligt genomvuxna av kvarts. I mindre mängd förekomma även biotit, malmkorn och muskovit poikilitiskt inneslutna. Andalusitsubstansen är blott sällan och randligt något omvandlad i muskovit, samtidigt varmed vanligen en deformation av individen kan iakttagas. Utmed ränderna av andalusitindividider, stundom även oberoende av dylika och fritt liggande i bergarten, finner man ett svagt gulaktigt, prismatiskt mineral med hög ljusbrytning och opt. positiv karaktär. Det torde bestå av sillimanit. Spetsiga bisektrisen ligger parallellt med nålarnas längdriktning. Biotit och muskovit bilda parallellställda blad, som med böljande förlopp omsluta andalusit- och granatindividerna. Muskoviten har delvis benägenhet att vara ansamlad i mer homogena strimmor. Den är genomsnittligt mer grovbladigt utbildad än biotiten. Kvartsen tillsammans med plagioklasen bildar isometriska eller skivigt långsträckta korn i biotit-muskovitmassan. Kornstorleken hos de förra (kvarts och plagioklas) är rätt växlande från 0,03 mm. till 0,3 mm. Muskovitbladen nå upp till en längd av 1 mm.

Bergarten visar tydliga spår av pressning efter andalusitens utbildning, därvid någon krossning i kanterna av densamma skett. Som även sillimanitprismorna äro brutna och deformerade, torde deras utbildning skett före pressningen.

Ett äldre slipprov av *Törnebohm'ska* samlingen från samma stenbrott med grova andalusitindividider visar likartad sammansättning, dock är bergarten här muskovitfattigare, biotiten starkt kloritomvandlad, varjämte cordierit ej är närvarande.

I ett slipprov av andalusitfattig bergart, likaledes från Bäckfalls stenbrott, skiljer sig bergarten från det först beskrivna provet utom genom fattigdom på andalusit genom en något högre halt av plagioklas, dessutom genom en rikligare halt av malmkorn. Kordierit saknas. Plagioklasen har här en suddig, matt konsistens, beroende på omvandling, därvid finfördelad sericit nybildats. En bestämning av bibehållen plagioklas gav till resultat 20 % An. Muskoviten är i detta slipprov anrikad i kompakta, glest liggande band, som markera klovytorna i skiffern. Kvartsen visar tydliga spår av kataklastisk deformation, varmed en långt framskriden kloritisering av biotiten torde stå i samband.

Även i ett äldre slipprov från Gomätta-gruvan, omnämnt av TÖRNEBOHM på grund av rikedom av turmalin (även korn av ortit och flusspat äro förhanden), saknar skiffern kordierit. Detta mineral synes således blott sporadiskt vara utbildat i glimmerskiffern. Sistnämnda slipprov skiljer sig från det andalusitfattiga från Bäckfalls stenbrott genom en abnorm kvartsfattigdom och genom uppträdandet av en färglös klorit, som bildar cirka 50 % av bergartens massa.

I ett prov av ett bredare kvartsitiskt band från häll strax SO om Axsjön består detta till c:a 75 % av kvarts. Övriga mineral äro biotit, ljusgrön pennin samt små mängder av muskovit. Några få korn av omvandlad plagioklas äro i slippet förhanden, vidare accessorisk apatit och zirkon. Däremot är bergarten relativt rik på malmkorn, som delvis visa ilmenitens form.

Av glimmerskiffern har samma stuff, som först beskrivits, underkastats en analys. Densamma har utförts av Dr. N. SAHLBOM och är nedan anförd under I.

	I	Ia	a	b	Aktuell mineralsammanställning av I.
SiO ₂ . . .	61,38	10230	57,42	60,49	Kvarts 37,51
TiO ₂ . . .	0,84	105	0,68	0,73	Muskovit 23,65
Al ₂ O ₃ . . .	19,19	1881	21,39	17,56	Biotit 19,40
Fe ₂ O ₃ . . .	3,63	227	1,28	2,74	Andalusit 10,00
FeO . . .	4,71	654	6,00	4,61	Plagioklas 3,20
MnO . . .	0,15	21	0,05		Magnetit 4,10
MgO . . .	2,95	737	2,72	2,51	Ilmenit 1,60
CaO . . .	0,32	57	0,22	1,26	Apatit 0,22
Na ₂ O . . .	0,46	74	1,24	1,32	Rest H ₂ O 0,53
K ₂ O . . .	4,68	498	4,75	3,31	
H ₂ O . . .	1,80	1000	4,27	3,61	100,21
P ₂ O ₅ . . .	0,10	7	0,12		Genomsnittsplagioklas Ab ₇₀ An ₃₀
	100,21		100,14 ¹	99,56 ²	

I. Andalusitförande glimmerskiffer, Bäckfalls stenbrott, Åtvidaberg, Anal. N. SAHLBOM.

Ia. Molekularproportioner av I.

a. Lerskiffer, Hällefors, Grythyttfältet. Anal. R. MAUZELIUS.

b. Medelvärde av 79 ej kontaktmetamorfoserade lerskiffer och fylliter från Europa och Nordamerika, ber. av E. BASTIN.

Analysen motsvarar sammansättningen hos en normal lerslambergart med relativt hög järnhalt. Till jämförelse har dels en analys av arkaisk, föga metamorfoserad lerskiffer från Grythyttfältet, dels en

¹ Häri 0,03 S, 0,08 BaO.

² Häri är 1,11 % CO₂ samt 0,31 H₂O— medräknade.

genomsnittsbereäkning av 79 ej eller föga metamorfoserade lerskiffer och fylliter av E. BASTIN från europeiska och amerikanska fyndorter anförts. De av BASTIN¹ m. fl. för lerskiffer-derivat uppställda kriterierna beträffande proportionerna MgO:CaO, K₂O:Na₂O samt Al₂O₃-överskott över kvantiteten alkalier + CaO, mättade med aluminium i förhållandet 1:1 äro samtliga uppfyllda. Al₂O₃-överskott belöper sig till 13,58 %.

Ur analysen har den aktuella mineralsammansättningen beräknats på följande sätt: Apatit och ilmenit beräknades ur värdena för P₂O₅ och TiO₂. Malmhalten beräknades efter geometrisk mätning till 5,53 vikts %. Detta minskat med ilmenitens kvantitet, lämnar magnetitens mängd (4,10 %). Ur rest CaO beräknades plagioklasen såsom Ab₇₀. Andalusitens mängd beräknades efter mätning i slipprovet till 10 %. Ur rest (Fe Mn Mg)O beräknades biotiten (använd formel 1 mol. muskovit × 1,5 mol. olivin, (K Na)₂O:H₂O=2:3). Rest Al₂O₃ och K₂O giver slutligen grund för muskovitens beräkning och rest SiO₂=fri kvarts. Härvid blir förhållandet K₂O:H₂O i muskoviten i det närmaste = 1:1. Vid beräkningen uppstår ett överskott av 0,53% H₂O.

Biotitens sammansättning blir härvid den under A angivna. Under b är analysen av en biotit ur Epidotbiotitskiffer, Zemmgrund, Tyrolen, återgiven (Rosenb. Elem. s. 631).

	A	b
SiO ₂	40,77	37,90
TiO ₂	—	0,21
Al ₂ O ₃	17,22	18,83
Fe ₂ O ₃	4,12	4,22
FeO	13,82	15,86
MnO	0,77	0,70
MgO	15,21	13,50
Na ₂ O	0,52	0,59
K ₂ O	5,26	6,96
H ₂ O	2,32	1,23
	100,01	100,00

Vid beräkningen försumrades den accessoriska mängden turmalin och rutil samt den till sammanlagt högst 1 % uppgående kordierit- och granathalten. På resultatet kan detta ej utöva nämnvärd verkan.

Såväl bergartens geologiska utbildning som den kemiska sammansättningen utvisa otvetydigt, att den är ett derivat av en normal lerslamsten, möjligen i de andalusitfria delarna något uppblandad med leptitmaterial. Dess nuvarande beskaffenhet låter inga relikta klasiska strukturdrag komma till synes.

¹ Journ. Geol. 1909. S. 445.

Anmärkas må, att den konstant i bergarten förhandenvarande ringa halten av turmalin (måttligt—svagt grönbå) ej kan anses stå i samband med några kontaktinverknningar från eruptivbergarter. En dylik turmalinhalt är normal för lerskifferbergarter och beror på turmalinens resistens mot vittringen. Däremot torde nog den ovanligt höga turmalinhalten (mörkare blågrön varietet) vid Gomåttagruvan stå i samband med malmbildningen därstädes.

Amfibolit. Inom det stora blandade grönstens-leptit-område, som bildar superkrustalströkets avslutning mot NW, utgöres grönstenen överbärande av täta—finkorniga amfiboliter. Tillsamman med desamma förekommer dock flerstädes grövre gabbroid bergart, som måste uppfattas som intrusiv, och som under gynnsamma förhållanden (goda blottningar, måttlig förskiffring) kan iakttagas innehålla inneslutningar av tät amfibolit. Detta har iakttagits i hållarna kring och strax NW om torpet Skrammelbo, vid Gruvskogen 1500 m NW om Mormorsgruvan samt N om Bjärka-Säby-banan c:a 1350 m W om Krogstorp.

Liksom glimmerskiffern omslingrar de övre leptiterna, så fortsätter även amfiboliten å ömse sidor om glimmerskiffern mot SO. Den södra relativt mäktiga zonen kan kontinuerligt och med typisk tät bergart följas till gnejsgranitgränsen SO om Adelnäs. Den norra zonen har å kartan efter förhållandena söder och väster om sjön Örn fått sin begränsning utefter det här uppträdande ögongnejsbandet. På ett undantag när — håll vid Örn ost om Målbäck, där tät amfibolit anstår även N om gnejsen — håller nämligen i denna trakt den regeln streck, att samtliga hållar söder om ögongnejsen utgöras av tät amfibolit, medan norr därom följer medelgrov gabbroid bergart. Mot SO tilltager bergarternas förskiffring, och det blir svårare hålla de båda grönstensgrupperna isär. Indelningen är därför här mer schematisk. För så vitt någon öriktighet föreligger, torde den bestå däri, att de täta amfiboliterna ställvis även gripa över på östra sidan om ögongnejsbandet.

Även inne i glimmerskiffern och i de övre leptiterna uppträda flerstädes grönstenar, mestadels såsom smala band (några dm—100 å 150 m breda). Det märkligaste av desamma är det, som uppträder på gränsen mellan glimmerskiffer och leptit och är veckat konkordant med omgivande bergarter. Ett flertal småband i leptiten ha å kartan ej kunnat utsättas.

Såsom brottstycken i filipstadsgraniten och i gnejsgraniterna äro amfibolitiska bergarter vanliga. Det möter dock här i allmänhet på grund av inneslutningarnas kontaktmetamorfos svårighet avgöra deras ursprungliga karaktär. Täta amfiboliter av sannolikt effusivt ursprung

förekomma dock som större inneslutningar i gnejsgraniten NO om sjön Nären.

Det som föranlett mig att beteckna ifrågavarande grönstensbergarter som effusivbildningar, är deras över stora ytor likformigt täta struktur samt deras konkordanta växellagring med leptiter. Ofta finner man i den täta, mörkgröna eller grågröna bergarten en porfyrisk struktur, beroende på förekomsten av strökorn av plagioklas eller uralit, därvid i regel endera förhärskar. Plagioklasströkornen äro vanligen helt små (1—2 mm), undantagsvis nå de upp till 3 à 4 mm¹. En annan ej ovanlig typ av amfiboliten är en uralitporfyrit med 1—5 mm stora, ofta talrika uralitindivider, liggande i en tät grundmassa. Till största delen äro likväl amfiboliterna makroskopiskt ej porfyriska.

Mandelstensartade och agglomeratartade strukturer äro däremot sällsynta. Såsom mandelstensartade bildningar ha en del utbildningsformer av amfiboliterna tyfts, i vilka man finner stänglikt utdragna, rundat spolförmiga kroppar, rikligt och likformigt fördelade i bergarten. Innehållet i desamma utgöres övervägande av vitvittrande plagioklas, något kvarts, biotit och hornblände samt kalcit, varjämte även något apatit och magnetit anträffats. Storleken av dessa mandelliknande bildningar varierar mellan ett par till 10 mm »på borst» och når högst 3—5 cm i längdriktningen. På detta sätt utbildad bergart har anträffats öster om Följaren, ungefär 850 m N om gården Ner Holm, ost intill Granlund samt 800 m SO om Nåtsbo. Agglomeratartad bergart har endast anträffats å tvenne ställen, det ena strax norr om Bjärka-Säby-banan 900 m W om Krogstorp, det andra i en häll 950 m. ost om torpet Björklund. Man finner å det första stället kantiga, något deformerade 2—3 cm stora inneslutningar av ljus, fältspatrik amfibolit i en mörkare skiffrig amfibolitmellanmassa. Ost om Björklund utgöres inneslutningarna av leptit, inneslutna i samma mellanmassa.

Likaledes sällsynt är uppträdandet av bandad amfibolit. Lokalt förekommer dock sådan. Det bästa exemplet härpå erbjuder det 50—100 m mäktiga strök, som N och W om Axsjön i starka veckningar kan följas till NW om gården Opp Holm och som skiljer glimmerskifferbandet här från den stora glimmerskiffermassan i S. I ströket finner man en intim växellagring mellan mörkgröna, hornbländerika samt vita—skära, delvis genom närvaron av epidot ljusgröna fältspatrikare band av någon mm—få centimeters bredd.

I de vanligen smala amfibolitbanden i glimmerskiffer och leptit erbjuder det naturligtvis större svårigheter avgöra, huruvida ytbildningar föreligga eller ej. I fråga om de båda grönstensbanden N om

¹ En dylik varietet från Skrammelbo är omnämnd av Törnebohm, s. 569.

Åtvidaberg samt de mer klumpformade ströken Vrånghult—Axsjön tala de strukturella förhållandena (bergarten är relativt grov eller dubbelstruerad, jmf. nedan) snarast för att intrusioner föreligga. Detsamma synes vara det troligaste även för bandet på gränsen mellan övre leptit och glimmerskiffer samt de mindre inlagringarna i desamma. Det förre är ej alltid homogent, utan innehåller på en del ställen smala (några dm—ett par m breda) strimmor av leptit, som uppdelas i flera band. S om vägen SW om Berg kunna dessa avgränsas såsom band- eller långsträckt linsformiga inneslutningar. W om Bäckfalls stenbrott är en liten häll av röd leptit, lik den W om amfiboliten, blottad omedelbart öster om den senare. Detta synes tyda på, att amfiboliten på detta ställe ej ligger fullt på gränsen mellan glimmerskiffer och leptit utan skurit sig något in i den senare.

Även om dessa amfiboliter ej äro effusiva, ha de dock intruderats ytligt, innan formationen veckades och i allmänhet som lagergångar. De torde kunna betraktas som till högre nivå komna delar av de äldre intrusiva grönstenarna.

Under mikroskopet visa amfiboliterna följande mineralsammansättning: Plagioklas, hornblände, biotit, epidot, kvarts och mikroklin. Som accessorier uppträda magnetit (ibland ganska rikligt, vanligen dock sparsamt, någon gång ej alls förhanden), apatit och titanit. Såsom tydligt främmande beståndsdel har turmalin (starkt blågrön) i små rosetter iakttagits i ett slipprov av grönsten S om St. Örsäter. Kalkspat är sällan förhanden. Den synes även här vara en »primär» beståndsdel i den omkristalliserade massan. Pyroxen har endast iakttagits som relikta små partier i uralitströkorn. Under metamorfosen har detta mineral varit instabilt.

Plagioklasen har i de olika slipproven en sammansättning av An_{27} — An_{40} . Den är allmänt normalt zonarbyggd med obetydligt Abrikare och smal ytterbård. Tillsammans med hornbländet bildar plagioklasen i vanliga fall bergartens huvudmassa. Mikroklin och kvarts äro i regel underordnat förhanden, biotit likaledes eller saknas fullständigt. Epidot (pistazithalt = 15—30%) är alltid förhanden, om än i regel föga rikligt. Den kan även här blott till en mindre del förklaras genom sekundär omvandling av plagioklasen, utan måste till sin huvudpart vara bildad under bergarternas omkristallisation.

I ett slipprov av tät, sparsamt porfyrisk amfibolit från Bestorp finner man osedvanligt hög halt av mikroklin, motsvarande drygt $\frac{1}{3}$ av fältspatens kvantitet. Samtidigt är kvartshalten låg. En likartad, på kalifältspat (»ortoklas»?) rik, porfyritisk grönsten beskrives av TÖRNEBOHM från Skrammelbo. I ett slipprov av en likartad porfyritisk amfibolit, anstående 750 m WSW om Skrammelbo, sannolikt fortsättning av

bergarten därstädes samt innehållande 1—4 cm stora strökorn av plagioklas och uralit, finner man ävenledes en anmärkningsvärt hög halt av mikroklin i grundmassan, dock betydligt lägre än i förstnämnda fallet. Mikroklin förekommer här även som sparsamma, antipertitiska inlagringar i strökornen. I detta slipprov har skapolit iakttagits som spridda små korn i grundmassan, sannolikt en kontaktomvandling av plagioklasen genom inverkan från röda gnejsgranitens sida. Mikroklinrikare monzonitartade varieteter av de beskrivna slagen synas likvisst bland amfiboliterna utgöra undantag.

Bland de femiska mineralen är i huvudmassan av amfiboliterna grönt-blågrönt hornblände dominerande eller ensamt rådande. I många fall finner man emellertid en förskjutning inom mineralsällskapet till biotitens förmån på bekostnad av hornbländet. Denna förskjutning synes gynnas av stress, i det dessa biotitrika bergarter alltid äro starkt skiffrika. Samtidigt med utbildandet av biotit sker en ökning av epidot- och kvartshalten. I extrema fall går reaktionen så långt, att blott en mindre del av hornbländet återstår. Makroskopiskt har även granat iakttagits i dylika biotitrika amfibolitfacies. Ett exempel på sådan biotitrik amfibolit utgör bergarten i grönstenslinserna i glimmerskiffern mellan Vrånghult och Örsäter. I ett slipprov från den norra linsen (prov S om St. Örsäter) uppmättes bergartens volumetriska sammansättning till: Biotit 28 %, hornblände 14 %, plagioklas (An_{31}) 34 %, kvarts 13 %, epidot 11 % (zoizit: pistazit = 7:3). Kalifältspat saknas.

Amfiboliternas struktur är i de olika slipproven rätt växlande. I de flesta fall finner man finkorniga granoblastiska aggregat. De saliska mineralen bilda isometriska korn, delvis med tämligen jämna gränslinjer, delvis med mera buktande sådana. Båda dessa utbildningsformer kunna vara inhomogent, fläckvis förhanden i samma slipprov. Någon gång finner man en ringa mekanisk krossning längs gränslinjerna. Hornbländet är tämligen oregelbundet utbildat, än övervägande i form av korta nålar, än som små, isometriska eller oregelbundet formade korn. Parallell-anordning av kornen med c-axeln som parallellställd längdaxel är vanligen förhanden. Strökorn av plagioklas och uralit äro i de flesta undersökta proven fåtaliga och representeras av resterande delar av sådana eller genom granulering korniga grövre aggregat. Strökornens sammansättning är likartad med den i grundmassafältspaten funna. I porfyriten från Gruvskogen förefinnas dock inhomogent och sparsamt fördelade fläckar, som hålla 40—50 % anortit, och som tydligen representera primärsammansättningen. Kornstorleken i grundmassan är i en del preparat jämn och ringa. I andra fall är den mer orolig, speciellt beträffande hornbländet,

ibland även beträffande de saliska mineralen. För de senare håller den sig mellan $0,03-0,15$ mm. Hornbländet är delvis grövre.

I ett slipprov av uralitporfyr från häll W om L:a Örsäter finner man en synnerligen tät grundmassa, i vilken blott ottydligt de skilda mineralen kunna urskiljas. De bestå av hornbländenålar, stänglar av epidot, helt sericitomvandlad fältspat samt något biotit-klorit. Ehuru ottydligt kunna som sericitpseudomorfer små fältspatlistrum ännu spåras i matrixen. I de grova uralitindividerna ($0,3-1,5$ mm) ha de ovannämnda resterna av pyroxen iakttagits. Denna bergart står ej, vare sig i mineralsammansättning eller struktur i överensstämmelse med traktens omkristalliserade amfiboliter och kunde misstänkas som en senare intrusion. Dock bildar den ett i 500 m. följbart band, som deltagar i de superkrustala bergarternas veckningar. I ett annat (äldre) slipprov av uralitporfyr från samma trakt är däremot bergarten omkristalliserad i grundmassan (plagioklas An_{35}) och uralitindividerna delvis upplösta i grova hornblände-aggregat. Ovan beskrivna struktur måste därför tolkas som en relik sådan.

En egendomlig dubbelstruktur finner man i den biotitrika amfiboliten vid St. Örsäter. De mörka mineralen äro anhopade i utdragna fläckar och strimmor. Mellan desamma finner man korniga aggregat av plagioklas, något kvarts och biotit. Dessa aggregat bilda brett listformiga rum, som angiva formen av tidigare enhetliga plagioklas-individer, och i ett par fall är den enhetliga substansen av desamma delvis bevarad. Den ursprungliga bergarten utgjorde en fint medelkornig diabas med 1—2 mm långa, breda plagioklastavlor. Plagioklasens n. v. kornstorlek är $0,06-0,25$ mm.

Amfiboliternas mineralogiska sammansättning synes med undantag för de abnormt kalirika varieteterna svara mot den hos normala diabaser.

De superkrustala bergarternas metamorfos. De beskrivna bergarterna äro typiska representanter för GRUBENMANNNS mellersta zon, d. v. s. de ha erhållit sin utbildning under inverkan av kraftig stress och måttligt hög temperatur. Stress-inverkan röjer sig utom i de stängligt skiffrika strukturerna i benägenheten för utbildandet av glimmermineral (biotit i amfiboliterna, biotit och muskovit i glimmerskiffern). Att temperaturen varit relativt låg, framgår av de omkristalliserade bergarternas täta strukturér liksom även av mineralparagenesen, framför allt av pyroxenens instabilitet under metamorfosen. För samma sak kan även bergarternas delvis ofullständiga omkristallisation anses tala, i det relikta drag av primärbergarten äro förhanden ej blott allmänt i form av delvis eller helt resterande strökorn (primärsubstansen finnes i enstaka fall till en del förhanden) utan

även i grundmassans utbildningsform (uralitporfyriten. W om St. Örsäter).

Av P. NIGGLI och G. W. MOREY har såsom för metamorfosen användbar temperaturgräns antytts den gräns, ovan vilken fältspaterna hydrotermalt kunna bildas. Densamma uppskattas på grund av föreliggande mineralsynteser till mellan 300° och 500° .¹ Emellertid torde ifrågavarande temperaturgräns vara beroende, dels av tryck, dels även av fältspatens art. De hydreringsprocesser, det här närmast kan gälla, äro omvandlingarna kalifältspat—muskovit samt anortit—zoizit. Däremot tala förhållandena i »lågtempererat» metamorfoserade bergarter därför, att albiten under lika tryck är stabil vid betydligt lägre temperatur än kalifältspaten, ett förhållande som möjligen kan finna sin förklaring i albitens lägre molekularvolym.² Kalifältspatens överförande i muskovit innebär vidare, för så vitt ej primärt Al_2O_3 -överskott föreligger, en kemisk förändring i bergartens sammansättning, innebärande förlust av kalium, som faktiskt mycket allmänt sker i ytligt metamorfoserade bergarter (sericitskifferbildning). Man kan förutsätta, att denna utlakning har svårare att försiggå vid större djup, enär tillgången till vatten här är mindre. Slutligen inverka även koncentrationsförhållandena i vattnet på reaktionen. Under sådana förhållanden synes den ifrågasatta temperaturgränsen vara av begränsad användbarhet. Såsom tillnärmelsevis angivande den övre gränsen för omvandlingen i fråga, vilken gräns temperaturen i de superkrustala bergarterna i området föga eller ej torde ha överstigit, ha de anförda siffrorna dock sitt intresse. Inom området har kalifältspaten i allmänhet varit stabil. Blott i lokala skiffningszoner samt genom kontaktmetasomatiska förändringar, där större mängd cirkulerande vatten kan förutsättas ha förefunnits, ha lokalt muskovitrika och fältspatfattiga derivat alstrats. Muskovitens rikliga utbildning i glimmerskiffern är däremot beroende på det höga Al_2O_3 -överskottet.

Anortitens ombildning till zoizit (+ något Al_2O_3 och SiO_2) innebär däremot, kemiskt sett, blott en mindre tillförsel av vatten. I de omkristalliserade bergarterna ha plagioklasblandningar av högst 40 % An varit stabila. Den sänkning av den primära anortithalten, som omkristallisationen medfört i porfyriternas och sannolikt, ehuru i mindre grad, även i leptiternas ursprungliga plagioklas, innebär en serie av förskjutningar inom de övriga mineralen (hornblände-, biotit- och epidotbildning), som blott med svårighet låta sig överblickas.

Av intresse är glimmerskiffrens mineralogiska utbildning. Enligt GOLDSCHMIDTS klassifikation skulle denna bergart kemiskt motsvara

¹ Z. an. Ch. 83: 288.

² Jmf. BECKE, Zeitschr. Ak. Wiss., Wien. Bd. 51: 27 samt G. F. F. 42: 188.

en hornfels, klass 1. Den skiljer sig emellertid från motsvarande representanter inom Kristianiafältet genom sin fattigdom, resp. avsaknad av kordierit, samtidigt som biotit och muskovit äro rikligt förhanden. Detta torde bero på stress-inverkan vid metamorfofen samt på lägre temperatur. Av samtliga de kombinationer, som för ifrågavarande bergart kunna komma ifråga (jmf. Kontaktmetamorphose im Krist. Geb. s. 134), är den i glimmerskiffern realiserade (biotit + muskovit + andalusit + kvarts) den med lägsta molekularvolymen, med avsevärd skillnad, jämfört med de övriga. Samma frånvaro av kordierit finna vi i de i det följande beskrivna metasomatiskt omvandlade leptitderivaten.

Den i det analyserade provet från Bäckfalls stenbrott undantagsvis funna kombinationen kordierit + de nämnda mineralen är samma, som i ett fall av ESKOLA anträffats i Orijärvitraktens bergarter.¹ Liksom där torde även här kordieriten få betraktas som en relict från ett skede av metamorfofen, under vilken temperaturen varit som högst. Intet hindrar emellertid, att denna temperatur varit just den eller föga högre än den, som betecknar omvandlingspunkten i systemet. Kordieritens sporadiska uppträdande och dess utbildning synas vara att tyda så, att den ej hunnit fullständigt omsätta sig med muskovit till biotit och kvarts. Denna förklaring förutsätter likvisst, att temperaturbetingelserna för reaktionsförloppet inom systemet är det motsatta, jämfört med det av ESKOLA antagna.

De superkrustala bergarternas tektonik. Åtvidabergstraktens ytbergarter uppvisa en i urberget mindre vanlig uthållighet av de skilda bergartslagren och samtidigt en påfallande rekurrens av desamma vinkelrätt mot deras strykning. Det mest i ögonen fallande och tektoniskt intressantaste draget är emellertid de skilda bergartsledningarnas upphörande mot nordväst och deras omslingrande från detta håll av nya bergartszoner. Det mest slående exemplet härpå är amfibolitbandet på gränsen mellan glimmerskiffer och övre leptit, som trots sin ringa mäktighet regelbundet återkommer så gott som längs hela gränsen. Längre i nordväst återkommer samma omböjning hos amfiboliterna omkring glimmerskiffern, något störd framför de båda gnejspetsarna, och i amfiboliterna har en liknande omböjning kunnat följas i det mäktiga leptitbandet NW om Hedingstorp.² Däremot utvisa blottningarna längre i NW, att de båda leptitbanden här ej stöta tillsammans.

Dessa förhållanden torde ej kunna tolkas på annat sätt, än att det

¹ Bull. Com. Geol. Finl. n:o 44, s. 30.

² Huruvida de smala leptitbanden öster härom gå ihop, framgår ej av de här spar-samma blottningarna.

superkrustala ströket bildar en synklinal, vars veckaxel stupar åt SO. Dock kan för det allra nordvästligaste hörnet förmodas, att här en omböjning av axeln till NW-lig stupning föreligger. Till stöd därför kunna vidare de nedan anförda sträckningsförhållandena i bergarterna anföras.

Bergarternas lagerställning och den därmed i regel konkordanta skiffriheten¹ äro i sydöstra hälften av ströket brant ställda, men å ömse sidor om leptiten i regel riktade in mot densamma. Längre mot NW lägger sig hela synklinalen över åt SW med flackare stupning av södra skänkeln än av den norra (jmf. profilerna å kartan). Denna överstjälpling åt SW kan även spåras i synklinalens sydöstra del, ehuru mindre tydligt. I omböjningen omkring den övre leptiten finner man i glimmerskiffern NW om amfibolitlagret en stark skrynkling av lagren. Skiffriheten förlöper däremot som vanligt i NW—SO. Samma veckning och övertvärande skiffrihet har även drabbat amfibolitlagret på gränsen till de övre leptiterna. I den angränsande leptiten i SO är veckning ej synlig, men här saknas lagerstruktur. Likartad veckning är även flerstädes synlig i glimmerskiffern och angränsande amfibolit i omböjningen vid Följaren—Örn. I omböjningarna stupa veckaxlarna regelbundet mot SO medelflackt till medelbrant (45° — 60° , sällan brantare). Lokalt har vid Följaren i ett fall iakttagits en N-lig stupning, som dock måste representera en tillfällig oregelbundenhet, enär runt omkring den normala stupningsriktningen är rådande. Strax söder om omböjningen av leptitlagret vid Hedingstorp stå likväl lagren brant, nästan vertikalt, och äro ej veckade. Själva spetsen av den här relativt spetsiga omböjningen är ej blottad.

Samma SO-liga stupning går även igen i bergarternas stänglighet, där sådan är utvecklad. Fallvinkeln är i allmänhet likartad med den hos veckaxlarna. Först i det nordvästligaste hörnet börjar en motsatt, mot NW fallande sträckningsriktning göra sig gällande. Detta liksom leptitlagrens öppna parallella förlopp härstädes gör troligt, att en omböjning av veckaxeln äger rum. I mellersta och södra delen av botorpsgnejszonen, där stängligheten är starkt utvecklad och synnerligen tydlig, finner man ett helt flackt (5° — 25°) SO-ligt läge av densamma. Även i glimmerskiffern å ömse sidor om övre leptiten finner man samma flacka till horisontella läge av småkrusigheten i skiffern å klovytorna. Undantagsvis kan densamma t. o. m. falla något (5° — 10°) mot NW. I Bäckfalls stenbrott ser man med denna parallellstruktur även en annan, dock otydlig sådan kombinerad, för-

¹ Å kartan utsatta strykningstecken referera sig såväl till lagring som skiffrihet. Endast i omböjningarna har det befunnits nödigt hålla båda isär, och här gäller strykningen alltid lagring.

orsakad av mörkare bandartade strimmor och stupande 50° mot SO. Denna senare struktur synes förorsakad av lager, som något snett träffa klovytorna. I de övre leptiterna är en likartad parallellstruktur ibland synlig med samma stupning. För bedömandet av veckaxelns läge i denna del av synklinalen torde de förstnämnda riktningarna få anses utslagsgivande.

På grund av de anförda förhållandena torde en längdprofil te sig på sätt, som angivits å kartan. Givet är att även i denna led mindre veckningar, som ej kunnat återgivas i profilen, kunna uppträda, däremot synas större omböjningar i längdriktningen på grund av den olikformiga lagerföljden uteslutna. Ävenledes giva förhållandena intet stöd för antagandet av överskjutningar.

För uppfattningen av de lagrade bergarternas stratigrafi äro de tektoniska förhållandena av vikt. De visa nämligen, att glimmerskiffern överlagras av leptit, och att leptitbildning försiggått såväl före som efter glimmerskifferns avlagring. Däremot kommer amfiboliternas eruption tidigare än glimmerskifferns avlagring. Någon diskordans kan, som redan nämnt, ej fås fram mellan de olika lederna.

Den genom plagioklasgnejsgraniten NW om Örn avspjälkade amfibolit-leptit-fliken visar samma sträcknings- och stupningsförhållanden som motsvarande formation i S och hör tektoniskt tillsammans med densamma.

De mindre partier av glimmerskiffer, som uppträda inne i amfibolit mellan Örn och Följaren, äro sannolikast att betrakta som mindre nedveckade och flackt liggande sekundär-veckbildningar. I det norra partiet, där blottningarna äro bäst, visar bergarten en oredig och stark veckning med flackt mot SO fallande axlar. Däremot är det mellan Axsjön och Följaren uppträdande lagret enklast att förklara som en primär växellagring med den bandade amfiboliten i S.

Till synklinalbildningen äro tektoniskt även de båda gnejsströken i glimmerskiffern att räkna. Desamma uppträda fullt lagerformigt och konkordant i lagerserien. Deras likvisst fullt tydliga intrusiva karaktär kommer senare att uppvisas. På grund av sitt uppträdande äro gnejsbanden således att beteckna som lagerintrusioner. Deras uppträdande på varandra motsvarande platser i lagerserien i glimmerskifferns undre del eller å gränsen mellan densamma och amfibolit gör det vidare i hög grad sannolikt, att de utgöra delar av ett och samma tillsammans med de lagrade bergarterna hopveckat lager. Härmed står även deras petrografiskt likartade beskaffenhet i överensstämmelse. Mot denna tolkning kunde bristen på kontinuitet mellan spetsarna i NW anses tala. Något bevis innebär dock detta ej, enär här en oregelbundenhet i lagrets front kan föreligga. Det torde väl snarare

få betecknas som en tillfällighet, om lagret skulle ha haft en så regelbunden utbredning i förhållande till jordytans snitt, att det överallt likformigt träffats av detsamma.

Den här framställda tolkningen av Åtvidsströkets byggnad skiljer sig väsentligt från TÖRNEBOHMS tidigare. Enligt dennes mening skulle de båda gnejsströken representera tvenne antiklinaler, mellan och ömse sidor om vilka glimmerskiffer och amfibolit bildade synklinalbildningar. Grunden för denna konstruktion synes vara, att gnejsgraniten uppfattades såsom äldre än glimmerskiffern, som lagrats över den förra. Detta är emellertid felaktigt. TÖRNEBOHMS profil motsvarar dessutom ej stupningsförhållandena i bergarterna. Ej heller var byggnaden av området W om Följaren utredd. Denna del av området föll till största delen utanför TÖRNEBOHMS karta.

III. Äldre intrusiva grönstenar.

Hithörande bergarter bilda ett sammanhängande strök mellan det tidigare nämnda ögongnejsbandet och den NO därom anstående filipstadsgraniten. I fortsättningen av detta strök uppträda samma grönstensbergarter W och N om sjön Örn, på senare stället åtskiljande ristengraniten (oligoklasgnejsgraniten) och filipstadsgraniten från varandra. Söder om Åtvidssynklinalen uppträda grönstenar av denna grupp flerstades i gnejsgraniterna såsom större och mindre inneslutna partier. Sannolikt höra även flertalet amfibolitinneslutningar i filipstadsgraniten hit. Huruvida de i superkrustala bergarterna förekommande intrusiva grönstensfacies äro att räkna till denna grupp låter sig givetvis ej avgöra, även om det kan vara sannolikt.

Grönstenarnas äldre ålder i jämförelse med de röda gnejsgraniterna framgår fullt tydligt av deras förekomstsätt som mindre och större brottstycken i desamma, liksom av uppträdandet av gångar och ådror av gnejsgranit i de större inneslutna partierna. Även i ströket i NO finner man intrusioner av finkornig gnejs.

De intrusiva grönstenarna skilja sig från de effusiva genom sin avsevärt grövre kornighet. Där de ej äro alltför starkt metamorfoserade, ha de fullt igenkännlig gabbroid habitus med medelgrov eller fint medelgrov kornstorlek. I ströket i NO, som är beläget utmed den mest markerade förkastningszonen inom området, äro emellertid bergarterna i stor utsträckning omvandlade och förskiffrade med utbildning av klorit, epidot och sericit. Även här finner man dock ofta den primära strukturen fullt definierbart bibehållen. Grönstenarna äro ävenledes utmed denna zon ytterligt rikligt intruderade av i regel

parallellt med skiffriheten förlöpande pegmatit- och aplitgångar, var till flerstädes komma ögongnejs- och granitporfyrintrusioner, samtliga härstammande från graniten i NO. Förutom som dislokationszon har således detta strök även tjänat som ett slags »intrusionszon» och man torde kunna förutsätta, att den förra karaktären är tidigare anlagd än den senare eller ungefär samtidig med densamma, samt att den predisponerat intrusionernas lokalisering hit (jmf. sid. 11). Tydligtvis är emellertid bergarternas delvis hydrerade och kloritskiffrika konsistens beroende på senare tryckdeformation och rörelser utmed zonen, enär dessa omvandlingar även drabbat de yngre intrusionerna.

I slipprov från det nordostliga ströket visar sig grönstenen, där den är som bäst bibehållen, (prov W om Dalsjön) bestå av en medelkornig uralitgabbro. De konstituerande mineralen äro: Plagioklas (An_{50}), grönbrun uralit, samt ett fåtal kloritomvandlade biotittavlor och något titanit (sannolikt sekundärt invandrad). Plagioklasen är delvis saussurit-omvandlad och uraliten längs genomgångarna delvis något kloritiserad. Strukturen är tydligt gabbroid med tjockt tavelformig plagioklas, som är idiomorf mot den kort prismatiskt utbildade uraliten. Dock tyda fältspatens avrundade begränsningslinjer på någon tidigare kontaktinverkan från graniten, och ej heller är hornbländet det vid saussuritisering vanligen uppträdande fibrösa, grönblåa utan ett kompakt grönbrunt sådant. Plagioklastavlornas dimensioner äro $0.35-0.81 \times 0.65-1.2$ mm.

I ett äldre slipprov är bergarten så gott som fullständigt inverterad i epidot, albit, sericit och klorit, dock med den gabbroida strukturen ännu skönjbar.

I ett slipprov från i gnejsgranit innesluten grönsten (prov S om Bysjön) visar sig bergarten vara delvis omkristalliserad. Mineralsammansättningen är följande: Plagioklas, grönblått, något brunaktigt hornblände, biotit, epidot, något kvarts samt apatit och sekundärt efter titanomagnetit bildad titanit. I bergarten kan en äldre gabbroid struktur, lik den i första slipprovet, urskiljas, dock äro både hornblände och plagioklas till största delen upplösta i korniga aggregat. Sammansättningen hos den nybildade plagioklasen är An_{32} (obetydligt zonarbyggd med surare ytterzon). I en resterande gammal plagioklastavla erhöles formeln An_{43} .

Avvikande från de övriga grönstenarna är den, som förekommer i det sydligaste, relativt stora området vid gården Käglan (W om Virken) samt i området SW om Viresjö. Bergarten har här ett synnerligen friskt utseende med mörkpigmenterad fältspat och grov diabas- à gabbroartad struktur. Man skulle i densamma förmoda en pyroxenförande yngre grönstensbergart. I ett slipprov visar sig lik-

visst pyroxenen vara helt uralitiserad, men f. ö. är bergarten en frisk kvartsfri gabbro. Det mörka pigmentet i plagioklasen beror på inlagrade tunna ilmenittavlor. Emellertid genomsättes bergarten av pegmatit och grov granit, tillhörande filipstadsgraniten, och längre mot norr finner man i dess fortsättning talrika i gnejsgraniten liggande, större och mindre inneslutningar, här omkristalliserade till amfibolit samt visande starka resorptions- och granit-inblandningsfenomen.

Förutom i form av gångar och ådror synas inom NO-ströket pegmatiternas material delvis även ha spritt sig diffust i den skiffrika grönstensmassan, inom vissa områden liksom genomsyrande densamma. Detta gäller speciellt den närmaste omgivningen kring det stora ögongnejsbandet, där även pegmatitintrusionerna äro som rikligast. Härvid har i den mörka skiffrika grönstensmassan röd kalifältspat samt vit plagioklas utbildats i spridda eller rikligare individer (fig. 1—2). Kvantiteten av desamma uppgår i vissa fall ända till c:a 30 % av bergartens massa. Dessa fältspater utgöra avgjort ett främmande inslag i grönstensskifferna. Storleken av desamma är betydligt, i regel flercaldigt grövre än av skiffernas egna mineral. Formen är i allmänhet genom deformation utdraget linsartad till nästan strimartad. I de fall då individerna äro mindre starkt deformerade uppträda de som rundade eller elliptiskt rundade ögon med maximaldiameter av 3—5 mm. Små oskarpt avgränsade fältspatådror samt rakare och bestämmande avgränsade gångar av pegmatit äro vanliga i dylik »porfyroblastrik» skiffer. Mellan ådrorna och det diffust spridda fältspatmaterialet synes ej någon gräns finnas. Man får det intrycket, att de förra bildats genom ansamlandet av fältspatmaterialet längs skiffrighetsplan.

Fördelningen av denna sekundärt invandrade fältspat är emellertid mycket ojämn, fläck- eller strökvis rikligare, i närbelägna hållar däremot sparsam, eller saknas här nybildad fältspat helt och hållet.

I ett slipprov av dylik »porfyroblast-grönstensskiffer» (prov från bergsslutningen W om Dalsjön) utgöres den nybildade fältspaten övervägande av plagioklas (An_{16} à An_{20} med helt smal surare ytterzon). Tvillingstreckning efter periklinlagen är ofta förhanden, däremot saknas i regel albitlameller. Plagioklasen bildar dels enstaka tjocka tavlor eller oregelbundnare begränsade individer om 0.4—1.5 mm storlek, dels kunna ett flertal dylika vara aggregerade. Där kalifältspat är utbildad, består den av pertitfattig mikroklin. Densamma har bildat grövre ögon, i resterande delar av vilka plagioklasindivider av samma sammansättning och samma eller mindre storlek än ovan ses inneslutna. Myrmekit har dessutom bildats på bekostnad av

mikroklinen. Denna liksom ofta även plagioklasindividerna äro emellertid ofta deformerade och delvis krossade under samtidig utdragning av krossaggregaten i lins- eller strimform. I de krossade Mi-aggregaten har härvid riklig invertering av kalifältspaten till plagioklas skett, så att aggregaten f. n. till hälften eller mer än hälften kunna bestå av denna senare fältspat.

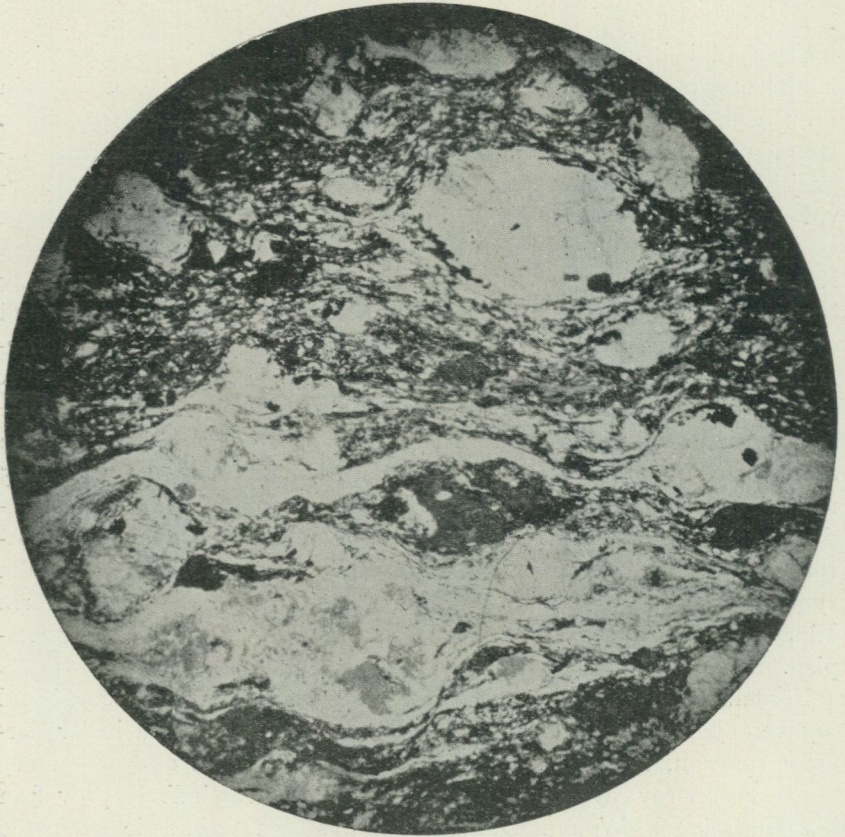


Fig. 1. Grönstensskiffer med porfyroblaster av oligoklas. Materialet i den smala strimman å bildens mitt består övervägande av kvarts. I den undre breda lins-strimman består materialet delvis av krossaggregat av mikroclin, blandad med plagioklas och kvarts. De mörka grövre kornen utgöras av hornblände. I porfyroblasterna finnas grövre magnetitkristaller inneslutna. Ord. ljus. Först. 16 ggr. Fotogr. A. HJ. OLSSON.

Såväl i mikroclin som plagioklas förekomma sparsamma rundade eller dihexaedriska kvarts-inneslutningar. Grövre kvartskorn samt homogena linser eller utdragna strimnor av kvarts i bergarten torde även utgöra nytillfört material.

Själva grönstenen utgöres av en finkornig, skiffrig massa av plagioklas (An_{20}), biotit, hornblände, epidot (pistazithalt c:a 30 %) och kvarts.

denna massa ligga strökornsartade individer av starkt blågrönt, järnrikt hornblände. Huruvida dessa hornbländeindivider primärt tillhört grönstenen eller ej, är svårt att avgöra, men synes sannolikt. Bergarten torde i så fall ha utgjort en uralitporfyrit. Samma horn-

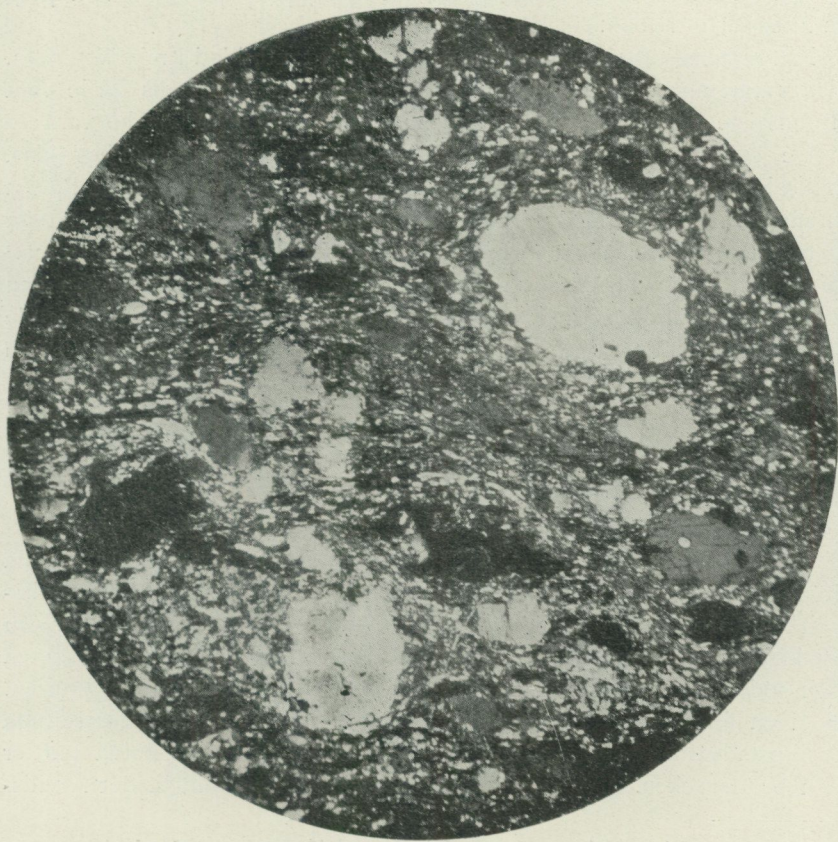


Fig. 2. Samma bild som fig. 1 under korsade nic. Den delvis korsade beskaffenheten av porfyroblasterna liksom skiffrigheten i bergartsmassan framträda.

blände är även närvarande i grundmassan, dock sparsamt. Det ersättes här till största delen av mörk, grönaktigt brun biotit. Mineralen i grundmassan äro ej hydrerade (biotiten ej kloritomvandlad) utan friska. Strukturen är ej pflasterartad på grund av de ljusa mineralens oregelbundna gränslinjer men dock en tydlig omkristallisationsstruktur. Den måste vara utbildad under de främmande mineralens

invandring och genom samtidig omkristallisation och utbildning av skiffriheten (kristallisationskiffrihet). Även den delvisa krossningen av de nybildade fältspaterna och kvartsen måste ha skett under samma period, innan mineralomsättningarna slutat, såsom utvisas av mikroklinens ersättande av plagioklas i krossaggregaten. Denna bergarts struktur tyder således otvivelaktigt på förskiffring och rörelse i bergarten under eller i anslutning till den yngre granitens och pegmatiternas intrusion.

I grönstensskifferns massa är titanit rikligt utbildad i relativt grova, delvis idiomorfa kristaller. Även detta minerals substans torde vara åtminstone delvis tillfört. Likaså är apatithalten ovanligt hög.

De substanser som torde vara tillförda äro således: Plagioklas, mikroklin, kvarts samt åtminstone TiO_2 och sannolikt något P_2O_5 i titanit och apatit. Sannolikt ha substanserna invandrat metasomatiskt i bergarten i form av lösningar, härstammande från pegmatiterna.¹ Man kan även förmoda, att hornbländets höga järnhalt liksom den rikliga biotitbildningen äro förorsakade genom de substansstillförande lösningarna under upptagande av de behövliga oxiderna (FeO och K_2O) ur desamma.

IV. Gnejsgraniter.

Röd alkalin gnejsgranit. Till denna avdelning av gnejsgraniterna höra de tvenne inom Åtvidssynklinalen belägna zonerna, »Åtvids»- och »Botorps-gnejsgranitzonerna» samt större delen av det söder om synklinalen belägna området ned till den grå plagioklasgnejsgraniten och söder om detsamma ungefär ned till den å kartan utsatta gränsen. Som en fortsättning av dessa gnejsgebit finner man SO om desamma i filipstadsgraniten ett flertal större och mindre inneslutna partier och brottstycken. Av desammas fördelning synes framgå, det Åtvids-

¹ När detta arbete redan var färdigskrivet erhöi jag Professor *V. M. Goldschmidts* just utkomna, betydelsefulla avhandling om injektionsmetamorfofen i Stavangerområdet (Vid. sk. Selsk. skrifter. I Mat. Naturv. Kl. 1920, n:o 10). De ovan skildrade förhållandena äro nästan identiska med dem, som av honom skildras från ögongnejserna, dock med den väsentliga skillnaden, att i dessa lerskiffer utgjort utgångsmaterialet. *Goldschmidts* slutsats, att alkalier och kiselsyra, ej fältspatmolekyler, tillförts skifferna, är på grund av det rikliga analysmaterialet ovedersäglig. I föreliggande fall kan emellertid ej något motsvarande aluminiumöverskott primärt förutsättas ha förelegat i grönstenen, utan tvingas man antaga en invandring av ej hydrolyserade fältspatmolekyler (jmf. även *Goldschmidts* arbete sid. 54 ang. de metasomatiska förändringarna i grönskifferna).

Den biotit-epidotbildning, som skett på hornbländets bekostnad i denna grönstensbergart liksom flerstades i de tidigare beskrivna amfiboliterna, synes svara mot den likartade mineralombildning som *Goldschmidt* funnit i grönskifferderivaten, och som av honom tillskrives metasomatos under tillförsel av kali från graniterna (sid. 53—54 och 133).

zonen här direkt skulle ha sammanhängt med det södra större gnejsområdet. Zonen skulle alltså här haft sin »rot».

Gentemot de superkrustala bergarterna i norr har det södra gnejsgebitet en i stort konform, dock tydligt intrusiv gräns. I angränsande bergart, varest denna består av leptit, ha lokalt starka kontaktmetasomatiska förändringar skett, varjämte rätt talrika gångar av pegmatit och gnejs injicerats i såväl leptit som amfibolit.

De båda gnejsgranitzonerna i Åtvidsströket uppträda som tydliga lagerintrusioner i undre delen av glimmerskiffern, delvis utmed gränsen mellan densamma och amfibolit. Även omkring själva NW-spetsarna kan man se, huru glimmerskifferns lager böja om parallellt med kontakten. Tydligast är detta i Åtvidszonen, där goda blottningar finnas. Någon avskärning genom mindre hak i kontakten kan dock ses, där den omedelbara kontaktlinjen är blottad. F. ö. har ingestädes i fält någon övertväring av de äldre lagren blivit sedd, utan kontakterna förlöpa till synes fullt parallellt med desamma och med bergarternas skiffrihet. Att gnejsgranitzonerna likvisst äro intrusiva, framgår dels av deras flerstädes uppflikande karaktär, dels av i angränsande bergarter uppträdande gnejs- och pegmatitgångar. En tydlig uppflikning i stort av angränsande amfibolit (med leptitinlagringar) äger rum i södra delen av Botorpszonen. De i de äldre bergarterna intruderade delarna av gnejsgraniten bilda här långa smala lagerartade band, som tillika med ögongnejsen i NO samt med de äldre amfibolit- och leptitbergarterna alstra en rikhaltig växellagring inom detta avsnitt av området. Mot NW stå gnejsbanden i öppen kommunikation med den enhetliga zonen. Bergarten i de smala gnejsbanden är tätare än normalt i den breda huvudzonen. Även de båda i amfibolit-glimmerskiffer instickande gnejsstrimmorna S om Åtvidaberg torde utgöra likartade primära injektioner.

En uppflikning i detalj av mörk leptitskiffer har blivit iakttagen SO om Torp, där kontakt mot Botorpsgnejsen är blottad c:a 500 m från gården. Närmast gnejsgraniten finner man här i några m en växelagring av subparallella band om några dm — 2 à 3 m av leptitskiffern och gnejsgranit. Ytterst i SW finner man intill gränsen en vertikallstående $\frac{1}{2}$ dm bred skiva av leptitskiffern helt innesluten i gnejsgraniten. Gångar av gnejs, finkornigare än i moderbergarten, samt av pegmatit ha iakttagits i samtliga de superkrustala bergarterna utom i den övre leptiten. Talrikast äro gångarna vid NW-ändarna av zonerna, men de anträffas även utmed sidorna av desamma längs hela deras längd ehuru sparsamt. Vid NW-ändarna uppträda gångarna rikligt i glimmerskiffern, däremot sparsamt i den mer svårintruderbara amfiboliten. Även gångarnas uppträdande är så gott som alltid konkordant

med lagring och skiffrihet hos de intruderade bergarterna. Då någon gång snett mot densamma förlöpande intrusioner anträffas, äro de deformerade. I amfiboliten SW om Åtvidaberg har en smal vinkelrätt tvärande dylik gång iakttagits, starkt zick-zack-formigt hopskjuten. I regel är emellertid den tvärande vinkeln obetydlig.

Gnejsgraniternas intrusionssätt i de lagrade bergarterna är således å ena sidan så påfallande konkordant, att det knappast låter förklara sig på annat sätt, än såsom beroende på ett i bergarterna samtidigt med intrusionen förefintligt, vinkelrätt mot lagren riktat tryck, som tvingat magman att söka sig fram lagerformigt, parallellt med densamma. Å andra sidan äro gnejslagren deformerade och sträckta samtidigt och likformigt med de äldre lagren. Dessa förhållanden erhålla bäst sin förklaring under antagandet, att intrusionen skett vid början av den superkrustala seriens veckning.¹

Det södra gnejsgranitgebietets läge vid yttersidan av ytbergarternas synklinal utvisar, att detsamma är att uppfatta som en antiklinalbildning i enlighet med det av GEIJER skisserade intrusionssättet.² Förloppet av gnejsgranitens skiffrihet är konformt med synklinalens rand och stupningen riktad mot NO in under densamma. Stupningen är längst i N medelbrant (60° — 70°), men blir mot söder brantare.

De alkalina gnejsgraniternas kontaktförhållanden mot filipstadsgraniten komma senare att behandlas i samband med motsvarande företeelser beträffande de övriga representanterna inom gruppen.

De till ifrågakommande avdelning hörande bergarterna äro till sin yttre habitus på olika ställen av något olika utseende. Gemensamt för dem samtliga är en högröd färg samt — i likhet med förhållandena beträffande samtliga till gnejsgranitserien hörande bergarterna — en medelgrov till finkornigare struktur. I regel äro de även måttligt till starkare deformerade. Den närmast söder om Åtvidssynklinalen uppträdande bergarten är en i allmänhet tydligt dubbelkornig gnejsbergart med något växlande, men vanligen måttlig halt av svart biotit, fördelad i strimmor eller i utdragna fläckar. Kvartsen bildar vita eller vitgula täta sockerkorniga aggregat, i växlande grad utdragna allt efter bergartens deformation. Fältspaten är delvis bättre bibehållen i form av grövre (1—3 mm) individer, men vanligen äro även dessa till större delen eller fullständigt granulerade. Inom södra delen av området, söder och väster om den grå oligoklasgnejsgraniten

¹ I detta sammanhang må påpekas den likhet i uppträdandet, som dessa intrusioner erbjuda jämfört med fjällkedjans kaledoniska granitinjektioner, vilkas i stort lagergångsartade uppträdande senast belyst i GOLDSCHMIDTS refererade arbete (jmf. även GAVELIN, G. F. F. 37:17). Likartade förhållanden erbjuder även den i Waldviertelområdets prekambriska(?) skiffrar intruderade Gföhler-gnejsen. (T. M. P. M. XXXII: 208.)

² Bull. Geol. Inst., Uppsala. Vol. XV: 47.

samt öster om den sydöstra delen av densamma fram till trakten norr om Kohagstugan, är med biotiten kombinerat ett svart järnrikt hornblände, som ibland kan bli det dominerande mörka mineralet. Även närmast norr om oligoklasgnejsgraniten finner man sporadiskt detta mineral.

Strukturellt likartad, dock primärt finkornigare och genomgående starkt stängligt skiffrig är bergarten i Botorpszonen. Dock finner man mot gränserna av densamma en utbildning av porfyrisk struktur med glest liggande, grövre röda ögon och en finkornigare grundmassa. En likartad porfyrisk struktur med högst 1—2 cm stora, elliptiska, mer eller mindre buckliga och deformerade, delvis krossade ögon finner man mer allmänt inom Åtvidszonen. Bergartens grundmassa är finkornig, starkt skiffrig och vanligen biotitflasrig. Undantagsvis ha i nordvästra ändan anträffats bättre bibehållna varieteter, däri man finner mindre skarp kontrast mellan grundmassa och ögon med en fint medelkornig struktur i den förra. Längst mot SO i inneslutningarna i filipstadsgraniten bli ögonen rikligare, och bergarten antar strukturen av en rätt grov deformerad ögongnejs. Denna utbildning finner man såväl i inneslutningarna i Åtvidszonens fortsättning som SO om södra gnejsområdet.

Kemiskt-mineralogiskt bilda de beskrivna bergarterna en enhetlig grupp, utmärkt av låg anortithalt. Kwartshalten är på olika ställen något varierande, dock i genomsnitt ganska låg. Förhållandet mellan alkalierna är inom den södra gnejsgraniten (S om synklinalen) i olika delar något olikartat, så tillvida som kalihalten i gnejsgranitmassans övre (norra) delar är extremt hög, medan längre i söder omkring oligoklasgnejsgraniten förhållandet förskjutes till albitens förmån, vilken fältspat här blir nästan lika riklig som mikroklinen. Denna förskjutning inom alkalierna synes vara kombinerad med inträdet av hornbländet bland de mörka mineralen.

I ett typiskt prov av måttligt deformerad *gnejsgranit söder om Åtvidssynklinalen* (prov SO om Mormorsgruvan, mellan de båda vägarna) visar följande mineralsammansättning: Mikroklinpertit, fri mikroklin och albit, kvarts, biotit, samt ringa kvantitet epidot (kärnor av ortit förekomma ibland). Accessorier utgöra: Titanit, magnetit, apatit och zirkon. Även obetydligt med kalkspat och flusspat uppträda i slipprovet. Bergartens huvudmassa utgöres av pertiten, som bildar grövre, isometriskt fyrkantiga eller mer oregelbundet formade, ibland med varandra hopflätade individer. De pertitiska albitinlagringarnas mängd avtager i den yttersta zonen, där man ofta kan se en homogen mikroklinbård. I en del fall finner man däremot här en parallell påväxning av albit i någon del av denna bård.

Pertitindividerna äro emellertid i stor utsträckning randligt krossgranulerade, ibland även genomdragna av krosszoner och sönderknäckta. Den mellan pertitindividerna uppträdande, till kvantiteten underordnade, fria och finkornigt utbildade fältspaten utgöres övervägande av albit. Här förefintlig mikroklin är ej eller helt sparsamt



Fig. 3. Kalirik gnejsgranit med metasomatiskt bildad biotit. Stuff tagen SO om Mormorsgruvan. Ord. ljus. Först. 16 ggr. Fotogr. A. HJ. OLSSON.

pertitisk. Albiten bildar här delvis något grövre, isometriskt fyrkantiga eller tjockt tavelformiga individer, som, där de gränsa mot pertiten, äro idiomorfa mot densamma, någon gång även skjuta in i den. Helt enstaka kunna dylika individer anträffas inneslutna i pertitindividens yttre del. Även i mellanmassan är emellertid stark krossgranulering rådande, och det blir därför ofta svårt att draga en

gräns mellan pertitkrossaggregaten och den primära sist stelnade och i fria komponenter sönderfallna fältspatdelen.

Plagioklasens sammansättning är i de fria individerna och i pertiten likartad. Sammansättningen varierar i de olika mätningarna mellan An_7 och An_{10} .

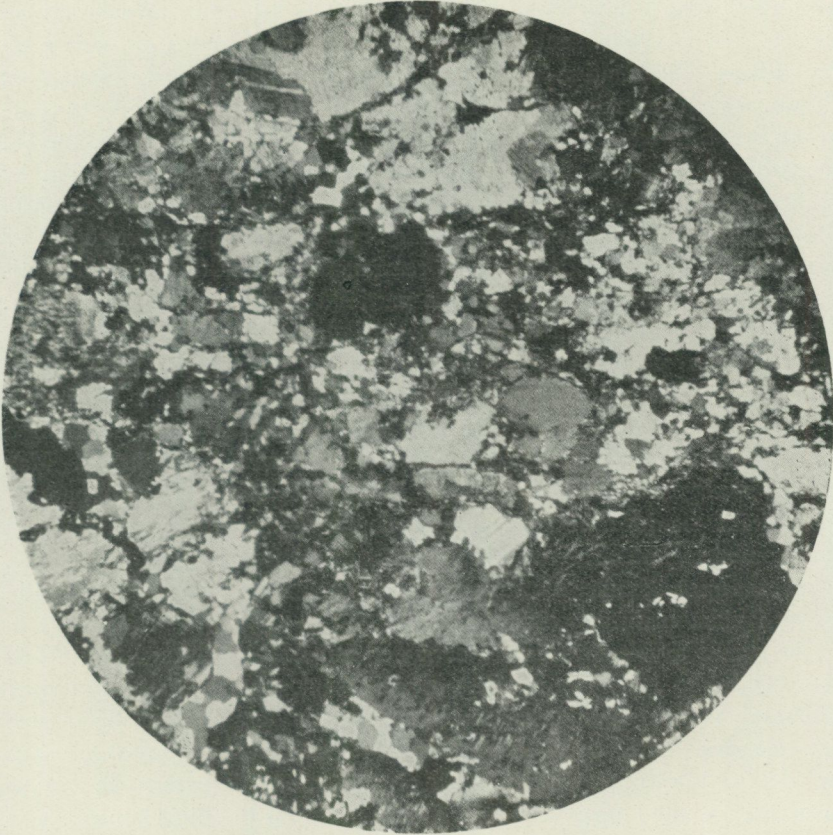


Fig. 4. Samma bild som fig. 3, tagen under korsade nic. (prep. obetydl. förskjutet uppåt). Visar den krossgranulerade mellanmassan mellan pertitindividerna, i vilken biotiten uppträder. De grövre pflasterstruerade aggregaten till vänster utgöres av kvarts (jmf. även motsvarande del av fig. 3). Fotogr. A. HJ. OLSSON.

Kvartsen är nästan uteslutande ansamlad i pflasterkorniga aggregat, mot vilka pertitindividerna ha idiomorf begränsning.

Biotiten utgöres av en kraftigt pleokroitisk, grönaktigt brun sådan. Den är nästan fullständigt frisk och visar blott helt sporadiskt någon kloritomvandling. Dess fördelning är egendomlig. Den bildar i form

av små fjäll och tavlor anastomoserande strimmor eller ränder, tillsammans alstrande ett skiffrikt anordnat grenveck i bergarten (fig. 3—4). Strimmorna uppträda alltid i krossgranulerade delar av bergarten, i pertitindividernas mellanmassa eller i krosszoner i desamma. Biotiten är vidare bildad i fältspataggregat, på fältspatens, och övervägande på kalifältspatens bekostnad. Däremot finner man aldrig eller högst sporadiskt biotit i kvartsaggregaten. Denna biotitens utbildning tyder på en mycket sen bildningstid, samtidigt med eller senare än bergartens deformation samt en utbildning under förbrukning av Al_2O_3 , tagen ur fältspaten. Dessa förhållanden äro i smått en motsvarighet till, vad man i större skala finner i gruvströken, liksom flerstädes i biotitliriga, ej malmförande strök i gnejsen i trakten av malmerna (jmf. beskrivningen av desamma). Man skulle kunna sätta ifråga, huruvida biotitens anordning i bergarten överhuvudtaget är primär och ej en produkt av ett rearrangement av tidigare utkristaliserade individer under bergartens partiella krossning och granulering. Man finge emellertid härvid antaga, att hela biotithalten genomgående rearrangerats på detta sätt, enär normalt tidigare kristalliserad biotit saknas, och enär denna utbildning av biotiten är allmänt förhanden i bergarten. Man måste vidare även antaga, att biotitens mängd ökats, enär den metasomatiskt bildats på bekostnad av fältspat. Man måste slutligen även genom samma rearrangement och därunder i stor skala skedd anrikning av Fe och Mg (huvudsakligen den förra komponenten, jmf. analysen nedan) förklara uppkomsten av de nämnda, i gnejsen uppträdande, biotitrika slirorna liksom även av de omvandlade zoner i vilka malmdepositionen skett.

På grund av dessa svårigheter synes oundvikligt antaga, att biotitens bildning i bergarten skett mycket sent, ungefär samtidigt med krossningen och granuleringen, samt att av dess beståndsdelar järn och magnesia intill detta skede hållits i lösning för att på övergången till det hydrotermala skedet börja reagera med fältspaten och därvid övervägande med mikroklinen. Denna biotitens bildning lämnar, som vi senare skola finna, nyckeln till förståelsen av malmbildningen och de med densamma förbundna metasomatiska omvandlingarna.

Detta uppträdande i bergarten har biotiten makroskopiskt och av de undersökta slipproven att döma allmänt i gnejsgraniten i dess övre (norra) kalirika delar.

Bergartens struktur kan närmast betecknas som en murbruksstruktur. Starka krossfenomen finner man, som redan nämnt, i krossaggregaten längs sidorna av pertitindividerna och i de finkornigare aggregaten av fri fältspat mellan desamma. Dock har plagioklasen i de senare delvis tydlig tendens till idiomorf form. Även visar kvartsens pflaster-

aggregat knappast spår av kataklas. Bergartens mineral äro vidare ej hydrerade utan friska. Bergartens struktur synes sålunda i viss mån kunna tydas som en protoklastisk sådan, därvid deformationen realiserats först vid sista skedet av stelningen och fortsatt efter densamma, förorsakande krossning och samtidig ofullständig rekristallisation.

Myrmekit i dess vanliga form förekommer ej i slipprovet. Däremot finner man i pertitindividerna vårtliknande, lobartat utbuktande plagioklasindivider, som fullständigt ha myrmekitens habitus med det undantaget, att kvartsen ej bildar trådar utan runda små korn.

Bergartens struktur har vid den krossning, som föreligger, blivit relativt litet deformerad (skiffrikt utdragen). I kontrast härtill står biotitens subparallellt anordnade grenveck, som makroskopiskt alstrar en skiffrig habitus.

Mineralens inbördes proportioner framgå av beräkningen av analysen sid. 44.

Tvenne andra undersökta slipprov från trakten av gruvorna (prov från trakten NO och S om Fyrsjön) visa samma sammansättning och likartad strukturell utbildning av bergarten. Blott gör sig i desamma kataklasen starkare gällande. I ett av slipproven är biotiten mer fläckvis fördelad, men har samma sena utbildningstid och »sekundära» förekomstsätt.

I en fullständigt granulerad varietet (prov c:a 10 à 20 m W om Malmviksgruvans dagöppning) har bergarten likartad mineralogisk sammansättning, men en granoblastisk struktur med mineralen till övervägande del omkristalliserade. Kalifältspaten liksom kvartsen bilda tämligen grova (0,1—0,4 mm), klara korn med grov gitterstruktur utbildad i mikroklinen. Denna håller sällan och underordnat albit i pertitiska trådinlagringar. Mikroklinkornen stöta delvis intill varandra med något buktande gränser, delvis finner man mellan desamma eller i något grövre slirartade partier fingryniga, oredigt struerade fältspataggregat, till övervägande del bestående av plagioklas. Även något muskovit och epidot förekommer i dessa aggregat. Blott sällan finner man enstaka, grövre utbildade korn av plagioklas och i en zonarbyggd sådan bestämdes denna till An_{16} i kärnan och An_5 i ytterzonen. Denna senare sammansättning synes vara rådande i de fingryniga aggregaten. Kvartsen bildar som i föregående fall homogena, något deformerade pflasteraggregat. Biotiten har den vanliga utbildningen i finfjälliga grenverk, förlöpande mellan mikroklinkornsgränserna. Delvis är den oredigt fördelad i de fingyttriga fältspataggregaten. Av bergartens tidigare stelningsstruktur finner man blott homogeniteten i kvartsaggregaten bibehållen (granulerade grövre individer eller utfyllningspartier). Däremot ha alla spår av grova

mikroclin-pertitindivider utplånats. Bergartens metamorfos synes ha förlupit så, att samtidigt med krossgranuleringen kalifältspat och kvarts omkristalliserat till relativt grova aggregat, medan plagioklasen blott till en mindre del hunnit på motsvarande sätt ombildas. Under pertitindividernas omkristallisering har plagioklasen utrensats ur den gamla mikroclinen och lagrats mellan de nya, mindre mikroclinkornen. Möjligen har den även i större mängd än ursprungligen ingått i fast lösning i den nya mikroclinen. De fingryniga, plagioklasrika slirorna synas motsvara den i mellanmassan mellan pertitindividerna uppträdande fria plagioklasen. Spår av kataklas efter omkristallisationen inskränker sig till någon undulositet i en del av kvartskornen.

I de båda *gnejsgranitzonerna i Åtvidsströket* finner man likartad sammansättning med den redan beskrivna. I Botorpsgnejsen ha utöver de nämnda mineralen även enstaka prismor av turmalin iakttagits. Flusspat förekommer även här. Biotiten är i dessa bergarter nästan helt omvandlad i grön klorit. Dess mängd är betydligt mindre än i den nyss beskrivna gnejsen, dess fördelning likartad som i denna. Förutom klorit finner man något muskovit i smala sekundära, slingrande presszoner. Bergarternas strukturer visa betydligt starkare deformation under krossgranuleringen än i gnejsgraniten söder ut. Även här finner man, att en omkristallisation ägt rum samtidigt med krossningen av mineralen, som i kvartsaggregaten skapat pflasterartade strukturer. Fältspataggregaten visa däremot oregelbundnare kornfogar och oredigare struktur.

I ett slipprov av porfyrisk Botorpsgnejs (randfacies) finner man lokalt i grundmassan spår av granofyrisk kvarts-fältspatsammanväxning. F. ö. utgöres grundmassan av en oredig blandning av kvarts, mikroclin och albit. Ögonen bestå av mikroclinpertit, fåtaliga sådana av albit, samt av granulerad kvarts. Likartade förhållanden finner man i ett slipprov av Åtvidsgnejs (från det inre av zonen), dock har granofyrisk relikstruktur ej iakttagits. Skillnaden i kornstorlek mellan grundmassa och ögon har vidare primärt varit mindre än i Botorpsgnejsens randfacies och än vad det makroskopiska utseendet låter förmoda, såsom framgår av den omständigheten, att de skilda fältspaterna och kvartsen i grundmassans granulerade aggregat bilda större enhetliga fält.

I de albitrikare hornbländeförande *södra delarna av det södra gnejsgranitområdet* finner man en likartad alkalin sammansättning med den beskrivna, men i övrigt rätt avvikande förhållanden. Såsom typiskt för dessa delar av bergarten må ett slipprov av gnejsgranit från håll strax SW om Svärdsbro anföras. Makroskopiskt skiljer sig bergarten från den biotitstrimmiga gnejsgraniten längre i norr genom en mer jämnkornig,

finkornig struktur i den röda fältspat-kvartsmassan. De mörka mineralen bilda utdragna fläckar, varigenom en stänglig skiffriighet åstadkommes. I slipprovet finner man samma mineralsällskap som i gnejsgraniten från gruvområdet, dock med betydligt högre kvantitet av fri albit samt med tillägg av ett starkt blågrönt, hastingsitartat hornblände, som till drygt 50 % ersätter biotiten. Dess optiska egenskaper äro: α gulgrön $< \beta$ grön $> \gamma$ blågrön, absorption på β och γ mycket stark. $2V_{\alpha}$ i det närmaste = 0° . Ingen märkbar öppning av axelkorset kan iakttagas. Vinkeln $c:\gamma = 19^{\circ}$. Detta hornblände är optiskt överensstämmande med hastingsit och kan med säkerhet betecknas som ett järnoxidulrikt och Mg-fattigt sådant.² Biotiten är en vanlig, kraftigt brun, Mg-rikare sådan. Den bildar tjocka taylor, aggregerade tillsammans med hornbländet och idiomorfa mot detsamma. Små taylor av biotit ha även iakttagits inneslutna i plagioklas. Hornbländet är allotriomorft mot kvartsen, som i oregelbundna korn är inflättad i detsamma. Plagioklasens sammansättning uppmättes i en individ till An_{11} i den inre delen och An_6 i ytterzonen. Dess mängd är föga mindre än mikroklinens. Denna bildar tämligen fattigt pertitiska, fria korn.

Bergartens struktur ger vid första påseendet intrycket av ett granulerat ganska grovt kvarts-fältspataggregat, däri dock kvartsen till större delen är ansamlad i pflasterartade partier och de mörka mineralen aggregerade i fläckar. Vid närmare undersökning finner man emellertid en tydlig kristallisationsföljd med plagioklasen tidigare kristalliserad än mikroklinen, som håller inneslutningar av den förra och är allotriomorft mot densamma. Biotitens redan tidigt börjande kristallisation är redan omnämnd. Sist har hornbländet och kvartsen utskilts, mot vilken senare fältspaterna förhålla sig idiomorfa. Mineralen äro friska och visa knappast spår av mekanisk granulering. Denna bergart visar alla tecken av att ha stelnat protoklastiskt.

I samtliga övriga (4 st.) undersökta slipprov av den hornbländeförande gnejsgraniten finner man likartad sammansättning med små variationer, i det hornbländeliksom albithalten kan vara mindre. I ett slipprov ungefär 1200 m. S om Närstad uppträder dels grovbladig biotit, som möjligen kan ha kristalliserat något tidigare, dels finfjällig sådan, som tillsammans med hastingsit-hornblände är sekundärt utbildad i grenveck i krossaggregat. Optiskt är biotiten i båda utbildningsformerna likartad, grönaktigt brun. Strukturellt visa bergarterna likartad protoklasstruktur med den från Svärdsbro beskrivna, dock

² Mellan hornblände av denna art och aktonolitiskt vanligt hornblände föreligger, som jag tidigare påpekat, en kontinuerlig rad (Geologie des Kirunagebiets 4, sid. 42 och 65).

finner man i de korniga aggregaten (som visa samma kristallisationsföljd) även större, i sin utveckling störda och därför oregelbundet begränsade individer av grovstruerad pertit. Desamma visa mot kvarts-pflasteraggregaten idiomorfa former, men mot omgivande fältspataggregaten oregelbundna gränser. Någon kataklastisk krossning kan i slipproven ses i zoner eller i kornens kanter.

I de djupare (södra) delarna av gnejsgranitens område synes strukturen således genomgående vara av protoklastisk art med någon senare kataklastisk deformation.

Denna hornbländeförande albitrikare facies av bergarten föreligger runt om oligoklasgnejsgraniten. Dock är albitökningen norr om gnejsgraniten å sträcken SW om Bysjön—NW-änden S om Närstad betydligt mindre än SO och NW därom. Till denna sak återkommes vid diskussionen av kontaktförhållandena gentemot oligoklasgnejsgraniten.

Av gnejsgraniten i trakten av gruvförekomsterna som ur malmgeo-, logisk synpunkt är av speciellt intresse, då de viktigaste kisleförekomsterna geografiskt och även genetiskt äro bundna till densamma, har nedanstående analys utförts. Det analyserade provet är detsamma, som först beskrivits. Analysen är utförd av Dr. NAIMA SAHLBOM.

					Aktuell mineralsammansättning av II.	
	II	II a	A	B		
SiO ₂	68,06	11343	69,31	72,94	Kvarts	= 20,75
TiO ₂	0,45	56	—	0,43	Mikroclin	= 37,92
Al ₂ O ₃	14,86	1457	14,80	12,67	Albit	= 25,52
Fe ₂ O ₃	1,57	98	0,82	1,44	Anortit	= 2,67
FeO	2,31	321	2,81	1,48	Biotit	= 8,75
MnO	0,10	14	—	0,02	Magnetit	= 1,55
MgO	0,33	82	0,46	0,46	Titanit	= 1,10
CaO	1,20	214	1,24	1,89	Apatit	= 0,31
Na ₂ O	3,02	487	1,84	3,04	Epidot	= 0,73
K ₂ O	7,02	747	7,25	5,18	Rest H ₂ O	= 0,22
H ₂ O	0,48	267	0,47	0,27	» CO ₂	= 0,36
P ₂ O ₅	0,14	10	—	0,11		<u>99,88</u>
CO ₂	0,36	82	—	—	Genomsnittsplagioklas	
	<u>99,90</u>		<u>99,00</u>	<u>100,02¹</u>	Ab ₉₁ An ₉	
					Genomsnittsfältspat	
					Or ₅₆ Ab ₄₀ An ₄	

I. Röd gnejsgranit, öster om Närstad, Åtvidabergsområdet.

Ia. Molekularproportioner av densamma.

A. Småkornig röd granit, Villeboda, Västmanland.

B. Röd loftahammargranit.

¹ Incl. 0,08 BaO och 0,01 S.

Gnejsgraniten hör till de mest extremt kalibetonade kända typer bland hittills analyserade urgranitbergarter. Samtidigt är kvartshalten så pass låg, att bergarten närmar sig gränsen mot kvartssyenit. Anmärkningsvärd är även den i jämförelse med Mg-halten höga järnhalten, som betingas av biotitens sammansättning.

Närmast funna motsvarighet är den under A från HOLMQVISTS sammanställning (Granite von Schweden analys n:o 60) anförda småkorniga röda graniten från Villeboda, Västmanland, som dock i ålder synes ansluta sig till den sannolikt mot filipstadsgraniten svarande fellingsbrograniten.¹ Under B har den av GAVELIN² publicerade analysen av röd loftahammargranit anförts, med vilken åtvidabergsbergarten geologiskt närmast är att jämföra. En kemisk frändskap mellan båda är oförtydligt, även om loftahammargraniten är K₂O-fattigare och något CaO-rikare, samtidigt som den har en högre normalt granitisk SiO₂-halt. Genomsnittsfältspaten är för loftahammargraniten Or₄₆Ab₄₁An₁₃. För åtvidsbergarten är motsvarande formel (schematiskt ur analysens tal för CaO, Na₂O och K₂O beräknad) Or₅₆Ab₃₇An₇. Som i loftahammargraniten hornblände är närvarande i bergarten, är anortithalten i den schematiskt beräknade formeln avsevärt för hög. Anmärkas bör, att inom den röda loftahammargraniten även torde förekomma varieteter som än närmare ansluta sig till åtvidsbergarten.

Gnejsgranitens aktuella mineralsammansättning har beräknats på följande sätt: Kvantiteten av malm och epidot (ber. ss. zoizit) bestämdes genom mätning i slipprevet. Därur och ur mängden P₂O₅ och TiO₂ låta sig de accessoriska mineralen beräknas. Anortit och albit beräknades ur rest CaO och ur hela Na₂O-halten. Biotitens kvantitet bestämdes geometriskt till 8,5 %. Rest (Fe Mn Mg) O + SiO₂ i ortosilikatisk proportion utgör 3,65 %. Återstående 5 % fördelades på SiO₂, Al₂O₃, K₂O och H₂O enligt muskovitformeln (2H₂O · K₂O · 3Al₂O₃ · 6SiO₂). Rest K₂O beräknades såsom ortoklas, och slutligen resterande SiO₂ som frikvarts. Härvid resterade 0,05 % Al₂O₃, som jämte motsvarande mängd H₂O och SiO₂ lades till biotiten. Resterande mängd H₂O (0,22 %) torde delvis bero på den ringa kloritomvandlingen i biotiten, delvis på något för hög siffra i bestämningen.³

¹ Bl. Linde (n:o 47) sid. 13 och 16.

² Om relationerna mellan graniterna, grönstenarna och kvartsit-leptit-serien inom Loftahammar-området. S. G. U. Ser. C. n:o 224, s. 8.

³ Vid beräkningen har CO₂ helt lämnats ur räkningen. Den beräknade An-mängden är således något för hög. Hade CO₂ beräknats som kalcit, skulle emellertid nästan hela den till anortiten behövlige Ca-mängden åtgått och en plagioklas av sammansättningen Ab₉₉ resulterat, vilket ej stämmer med förhållandena i slipprevet. Säkerligen är siffran för CO₂ för hög. Densamma är ej direkt bestämd, utan erhållen genom subtraktion av bestämd H₂O från glödgn. förl.

Biotitens sammansättning blir den nedan under B anförda:

	B	a	b
SiO ₂	39,34	34,5 ²	35,3 ⁰
TiO ₂	—	2,7 ⁰	1,2 ⁰
Al ₂ O ₃	19,39	13,22	22,6 ²
Fe ₂ O ₃	5,9 ⁰	7,8 ⁰	5,6 ⁸
FeO	20,75	22,27	18,04
MnO	1,13	0,41	1,19
MgO	3,73	5,82	3,69
Na ₂ O	—	0,20 ¹	0,92 ³
K ₂ O	6,92	8,59	8,61
H ₂ O	2,83	3,82	3,51
F	—	0,34	0,60
	99,99	99,69 ²	101,52 ⁴

Under a och b äro tvenne likartade biotitanalyser anförda, den förra från Port Henry, New York (SCHNEIDER och CLARKE, Bull. 419 sid. 290) den senare ur pegmatitgranit från Schüttenhofen (R. SCHARIZER, Z. Kryst. Bd. 13, s. 457).

Biotiten är således en extremt järnoxidulrik och Mg-fattig sådan med relativt underordnad halt av Fe₂O₃. Det optiskt sett karakteristiska är dess starkt grönbruna färg ($\gamma = \beta$ starkt grönbrun $> a$ ljus gul). Axelvinkeln är mycket liten eller = 0 (ej märkbart öppnande av korset vid preparatets omvridning).

De alkalina gnejsgraniternas pegmatiter och kontaktinverkan.

Som redan nämnts, äro såväl de båda gnejsgranitzonerna i synklinalen som gnejsgraniten söder om denna åtföljda av pegmatitgångar, som genom sitt utseende och sin mineralsammansättning tydligt skilja sig från motsvarande bildningar tillhörande filipstadsgraniten. Man finner pegmatitgångarna rätt ofta, enstaka eller i större antal i de superkrustala bergarterna i kontakternas närhet, sällan på större avstånd från desamma. I de båda zonerna i synklinalen äro de rikliga i glimmerskiffern omkring NW-spetsarna eljest fåtaliga, vilket förhållande torde stå i samband med det vid pegmatitlösningarnas bortgående rådande ensidiga trycket, som försvårat bortgåendet parallellt med dettas riktning.

Pegmatiterna bestå av röd fältspat (mikroklin eller mikroklinperit) och kvarts, vartill såsom karakteristiska, dock ej alltid förhandenvarande mineral komma muskovit och turmalin. De båda senare

¹ Häri 0,04 Li₂O

² Härtill 0,30 CoO och NiO.

³ Häri 0,30 Li₂O.

⁴ Häri 0,16 SnO₂.

uppträda ibland rikligt. Pegmatiterna äro tillsamman med de bergarter, i vilka de intruderats, deformerade, och mineralen visa ofta starka kross- och sönderbrytningsfenomen.

Där den södra gnejsens kontakter äro blottade, ha vidare på flera ställen i själva gnejsen, men även i angränsande leptit, anträffats svarta kvarts-turmalinådror eller kvartsådror med mörka sliror av turmalin, ibland talrika, ibland enstaka. Kvarts-turmalinbildningar, här dock associerade med andra mineral, äro även typiska bildningar i malmströken. I ett slipprov av en kvarts-turmalinådra från leptiten W om Fyrsjön finner man utom dessa båda mineral sporadiska små fjäll av muskovit, d:o korn av fältspat (sannolikt albit) samt flusspat. Dessutom förekommer ett gult, högt ljus- och dubbelbrytande mineral, som på grund av kornens små dimensioner ej kunnat närmare bestämmas (titanit? rutil?). Turmalinen har en grön — blågrön färg på ω och medelstark absorption. $\omega - \varepsilon = 0,026$. Den är således relativt järnrik.

Norr om Glan fram till trakten av Malmviksgruvan uppvisar det här mellan gnejsgraniten och amfiboliterna liggande leptitströket flerstädes starka metasomatiska förändringar, tydligtvis beroende på hydrotermal inverkan från gnejsgranitens sida. Den här uppträdande bergarten är en röd — gråröd, finkornig leptit med ringa eller måttlig halt av biotit. Mycket allmänt uppträda emellertid i densamma grövre (upp till 3 à 4 mm stora) fjäll av muskovit och biotit, varmed gärna en ojämn, slirig anrikning av glimmern är förknippad. Strök- eller fläckvis finner man slutligen leptiten genomgripande förändrad, i det den övergår i en mörk, tvåglimrig glimmerskiffer, med relativt grov struktur (muskovitbladen upp till 5 à 8 mm i längsta diameter). Bergarten är delvis skiffrikt utbildad, delvis och vanligare har den en mindre skiffrikt, oredigt tovig struktur. I på detta sätt omvandlade partier finner man dessutom orediga och oskarpt avgränsade kvartsådror och -gångar, någon gång fältspatförande, pegmatitartade. Även turmalin kan ibland iakttagas i desamma.

I ett slipprov av en dylik två-glimmerskiffer består bergarten till 50 à 60 % av kvarts, resten av muskovit, biotit, fibrolit, samt accessorisk apatit. Magnetit uppträder strökvis som grova korn. Fältspater saknas. Kvartsen bildar relativt grova ($0,1 - 0,3$ mm) pflasterartade aggregat, dock med de mer buktande gränser, som bruka utmärka grövre gnejsbergarter. Glimrarna bilda grova, speciellt hos biotiten (starkt brun) av kvartskorn rikligt genomborrade individer. Fibroliten uppträder rikligt, tovig anrikad i muskoviten, men även spridd i kvartsen, däremot ej i biotiten. I slipprovet iaktogs även ett turmalinkorn.

Till sin kemisk-mineralogiska karaktär kan denna bergart betecknas som en glimmerskiffer, dock med en abnormt låg alkali-kalk-halt. Kalkhalten torde närma sig noll. Mellan denna bergart och leptiten förefinnes ingen gräns. Bergarten bildar dessutom intet lager utan uppträder oregelbundet i leptiten. Den måste således tydas som en metasomatisk omvandling av densamma, därvid kalk och alkalier blivit utlakade. Någon tillförsel av Fe och Mg torde dessutom kunna förutsättas på grund av den i förhållande till leptiten högre biotit-halten, ehuru givetvis detta spörsmål är svårare att säkert bedöma.

En likartad omvandlad bergart har även anträffats i amfiboliten omedelbart öster om den lilla skärpningen, ungefär 650 m öster om Malmviksgruvan, även här finner man en tvåglimmerskifferartad mörk bergart med blänkande grova muskovitfjäll. Huruvida denna bergart härstammar från leptit eller ej, har på grund av dåliga blottningar ej säkert kunnat avgöras, sannolikt har dock ett leptitband här förelagat. I det undersökta slipprovet finner man, att bergarten till c:a 40 à 50 % består av kvarts, resten utgöres av kraftigt brun biotit, muskovit, plagioklas (An_{35}), fibrolit samt några kristaller av granat och grova korn av magnetit. Plagioklasens mängd har skattats till c:a 15 %. Kalifältpat saknas. Bergartens struktur är något finkornigare och starkare skiffrig än i förra fallet, dock bildar muskoviten som vanligt grova blad. Biotitens mängd är avsevärt större än muskovitens. För så vitt denna bergart utgjort en leptit, måste här utom förlust av alkalier även en tillförsel av järn och magnesia förutsättas.

Vidare omvandling av beskriven styrka har f. ö. ej anträffats i leptiterna. Mycket allmänt uppträder däremot i desamma en glimmerbildning av förstnämnda slaget med utbildning av grova (2—4 mm) muskovitblad, ibland åtföljd av en aggregering av glimvern i aggregat eller sliror. Samtidigt brukar även biotit vara utbildad på likartat sätt, ehuru mindre grov och mindre riklig. Även denna glimmerbildning torde stå i samband med metasomatisk omvandling genom lösningar, härstammande från gnejsgraniterna. Glimmerbildning av denna art finner man utefter hela gnejsgranitgränsen söder om Åtvids-synklinalen i alla områden, där gnejsen gränsar mot leptit, i nordvästligaste delen av synklinalen även i leptitlagren inom hela mäktigheten av densamma, överallt dock med mycket oregelbunden fördelning.

Till dessa metasomatiska omvandlingar är möjligen även utbildandet av vissa av de i övre leptiterna uppträdande kvarts-muskovitskiffrarna att räkna (sid. 12), dock ha dessa ej närmare undersökts.

Utmed de i synkinalströket uppträdande gnejsgraniternas gränser har kontaktmetasomatisk omvandling endast anträffats intill W kon-

takten av åtvidsgnejsen öster om Adelsnäs. Den här uppträdande bergarten är av egendomligt slag och har som utgångsmaterial haft en plagioklasgranit av ungefär samma slag som i de större områdena av denna bergart i S och N. Makroskopiskt ter den sig som en mörk eller gråröd, tvåglimrig, fint medelkornig—grövre, glimmer-skifferartad eller glimmerrikt gnejsartad skiffer, i vilken ibland grövre (1—3 mm) resterande fältspatkorn ses inströdda. Även förekomma renare grå dioritskifferartade eller tätare struerade, ej makroskopiskt muskovitförande varieteter. I tvåglimmerskiffen ha anträffats skarpt begränsade mörkare, biotitrikare inneslutningar av samma utseende som i basiska inneslutningar, vilka i plagioklasgnejsgraniten i området S om Åtvidberg ej äro ovanliga. Ävenledes förekomma skarpt begränsade inneslutningar av tät amfibolit. Dessa inneslutningar äro till synes intakta av omvandlingen i omgivande bergart, möjligen är amfiboliten biotitrikare än normalt. Omvandlingen i plagioklasgnejsgraniten tilltar synbarligen mot öster (mot röda gnejsgranitens kontakt), ditåt tvåglimmerskiffen är mest extremt och grövst utvecklad. Dock förekomma strökvis extremt omvandlade partier även längst i W. I tvåglimmerskiffen finner man liksom i den omvandlade leptiten N om Glan ådror eller gångar av kvartsrik röd pegmatit eller aplit, ibland turmalinförande.

Å ett ställe utmed östra gränsen anstå kontinuerliga hållar från den tvåglimmerskifferartade bergarten till den röda gnejsgraniten och 40—50 m in i densamma. Mellan båda bergarterna finner man ej direkt kontakt, enär utmed densamma är lagrad en 3—4 m bred zon av tät amfibolit med skarp gräns åt båda hållen. Den röda gnejsgraniten är intill kontakten hälleflintartat tät med blott spårvis synliga små strökorn. Redan efter ett 10-tal m ha desamma emellertid hastigt ökats i antal och storlek, och bergarten antagit sin vanliga granitporfyriska struktur. Pegmatitgångar saknas i gnejsgraniten. Likaså spår av den omvandling man finner i plagioklasgnejsbergarten i W. Däremot är denna omedelbart W om amfibolitzonen starkt omvandlad och rik på pegmatitsliror.

I slipprov av finkornig, grå, dioritskifferartad varietet av den omvandlade bergarten finner man följande mineralsammansättning: Plagioklas (An_{29}), kraftigt brun biotit, kvarts, muskovit samt ett flertal turmalinkorn (starkt blågrön varietet). Plagioklasen bildar till största delen, liksom kvartsen, isometriska, omkristalliserade korn av 0,15—0,30 mm storlek, dock finner man även ett flertal grövre, tjocktavelformiga individer motsvarande de makroskopiskt framträdande. De äro delvis eller föga granulerade samt innehålla de för plagioklasgnejsgraniternas fältspat karakteristiska små antipertitiska kalifältspat-

fläckarna. F. ö. saknas kalifältspat fullständigt. Kvartsen är delvis ansamlad i homogena, utdragna partier, delvis blandad med fältspaten. Biotiten är delvis utbildad i grövre, i utdragna fläckar aggregerade taylor (primär biotit), delvis och rikligt uppträder den tillsammans med muskovit i finfjällig fördelning, dock fullt frisk, längs kornfogarna mellan plagioklaskornen. Dessa äro på dylikt sätt så gott som genomgående inramade av glimmerkransar. Någon kataklas med randlig krossning i plagioklaskornen förekommer på en del ställen i slipprovet.

Denna bergart motsvarar således en plagioklasgnejsgranit med begynnande biotitomvandling av fältspaten.

I ett slipprov av en makroskopiskt tvåglimrig, mer prononcerat glimmerskifferartad varietet finner man samma mineralsällskap + något magnetit. Turmalin saknas här. Glimrarna, dock huvudsakligen muskoviten, äro rikligare förhanden (tillsammans c:a 30 % av bergarten) och grövre utbildade. Delvis bildar muskoviten de karakteristiska grova bladen. Dock förefinnes även här längs kornfogarna samma finfjälligt fördelade glimmer, både biotit och muskovit. Å sådana ställen, där glimmern är rikligt utvecklade, finner man blott mindre rester av plagioklas i aggregaten. Samtidigt med glimrarna har även kvartsen ökat i kvantitet.

Även i detta slipprov finner man ett par resterande antipertitiskt struerade grövre plagioklastaylor.

I ytterligare tvenne undersökta slipprov av liknande bergart med grova muskovitblad och resterande grövre fältspatindivider finner man likartade förhållanden, möjligen med något längre framskriden omvandling. I det ena slipprovet utgöras emellertid de resterande fältspatindividerna förutom av antipertitisk oligoklas-andesin även (i två fall) av mikroklinpertit. I kanterna, där de äro sönderknäckta, har samma nybildning av muskovit och biotit som f. ö. i bergarten utvecklats. Huruvida dessa mot bergartens sammansättning i övrigt så stridande fältspat-»ögon» ursprungligen tillhört densamma eller möjligen äro att tyda som sekundärt, i samband med pegmatiternas injektion invandrade, är på grund av den metasomatiska omvandlingen svårt att avgöra.

I ett prov av extremt omvandlad facies är primärbergarten ej längre identifierbar. Glimrarnas mängd uppgår till c:a 50 %, och storbladig muskovit överväger. Resten av bergarten utgöres av kvarts och plagioklas samt ej obetydligt sillimanit. Få malmkorn och obetydligt titanit äro accessorier. Plagioklasen utgöres av andesin med c:a 30 % An. Upprepad zonarstruktur förekommer. I ett fall uppmätes inifrån och utåt An₃₅, An₁₉, An₂₁. I det inre förekomma fläckvis blandningar av An₃₇. Sillimaniten bildar nålar eller fasriga aggregat i kvarts,

sällan och sporadiskt i muskovit. Dessutom uppträda finfasriga, pseudomorfosartade partier av muskovit (efter andalusit?).

Den omvandlade bergarten torde ej kunna tydas på annat sätt än som en äldre plagioklasgranitisk intrusion intill gränsen mellan amfibolit och glimmerskiffer, som vid den mikroklinrika gnejsgranitens framträngande och stelning blivit kontaktmetasomatiskt omvandlad och intruderad av dess pegmatitmaterial. För frågan om dessa båda äldre graniters åldersrelationer är detta förhållande av vikt. Huruvida den intruderade bergarten ursprungligen varit porfyrisk, för vilket iall de resterande grövre antipertitiska oligoklasandesin-individerna måste tydas som resterande strökorn, framgår ej med säkerhet av bergartens n. v. beskaffenhet.

Inom amfiboliterna i synklinalen ha inga motsvarande omvandlingar fakttagits.¹ Även i de små i desamma belägna malmskärpningarna synes delvis ingen omvandling av bergarten ha skett, ibland finner man biotitbildning med samtidig utveckling av granat. Dylika facies ha mikroskopiskt ej vidare undersökts. Även i inneslutningarna i den omvandlade plagioklasgnejsgraniten synes amfiboliten liksom de basiska brottstyckena ha förblivit nästan intakta.

Det kan synas egendomligt, att den plagioklasrika gnejsgraniten över huvud taget blivit omvandlad, enär de metasomatiska förändringarna av beskriven art enligt erfarenheten både från detta och tidigare undersökta områden företrädesvis bruka ske i alkalirika bergarter, lämnande An-rikare sådana så gott som intakta. Att omvandlingen skett torde dels bero därpå, att oligoklasgnejsgraniternas plagioklas varit föga basisk, dels innehålla dessa bergarter en ej oväsentlig mängd av kalifältspat, dels som antipertitiska inlagringar och fria korn, dels i fast lösning i plagioklasen (jmf. den ber. mineralsammansättn. ur analys III sid. 60). Av förhållandena i slipprouven framgår, att denna kalifältspat i första hand sönderdelats vid glimmerbildningen (kalifältspaten försvinner vid omvandlingen).

De metasomatiska förändringarna i plagioklasbergarten äro till sin kemiska karaktär likartade med dem som skett i leptiten N om Glan och behöva därför ej vidare diskuteras.

Röd intermediär gnejsgranit. Gnejsgraniter av denna sammansättning torde dominera inom det efter gården vid dess norra gräns uppkallade »Siggeboda-området» vid kartans sydkant samt norr

¹ Angående sannolikheten, att det i amfiboliterna ofta förekommande sönderdelandet av hornbländet i biotit och epidot torde bero på metasomatisk inverkan från de beskrivna gnejsgraniterna, se noten sid. 34.

därom i en zon mellan den alkalina gnejsgraniten och filipstadsgraniten ungefär mellan sjön Virken och trakten NW om Nären. Gränsen mot den alkalina gnejsgraniten är svår att exakt angiva, dels beroende på bergarternas metamorfos (granulerade konsistens), dels även på grund av makroskopisk likhet. Härtill kommer i dessa trakter stark jordtäckning. Någon olikhet i ålder mellan båda grupperna har ej kunnat fås fram. De äro båda på likartat sätt metamorfoserade.

Till sin kemisk-petrografiska karaktär kunna dessa gnejsbergarter betecknas som normala kalk-alkali-biotit-graniter, någon gång hornbländeförande, samt med intermediärt Na-K-förhållande och oligoklas som plagioklas-fältspat. Till utseendet äro de på olika ställen av rätt varierande slag, mest beroende på olika grad av metamorfos, även på någon variation av mängden av mörka mineral. Den N om filipstadsgraniten uppträdande bergarten är en blekröd medelkornig gnejsgranit, i vilken ej sällan något grövre (1, högst 2 cm stora), glest fördelade röda mikroklinögon äro utvecklade. Bergarten är i regel förskiffrad och granulerad, dock måttligt till föga starkt. Lokalt (ex. i trakten S om Ändtorp) kan den vara fullt massformig. Likartad, dock aldrig massformig, kan även bergarten inom Siggebodaområdet vara. Till färgen varierar den mellan röd och gråröd, stundom grå (sannolikt plagioklasrikare). Den vanligast uppträdande typen här är en starkare granulerad, biotitfläsrig gnejs, i vilken relikta ögon ofta äro förhanden. Omväxlande med densamma förekomma i mindre utsträckning även helt omkristalliserade, järngnejsartade facies med slirigt anordnad biotit.

Den mindre starkt förgnejsade bergarten norr om filipstadsgraniten visar vid sin södra kontakt tämligen tvetydiga kontaktförhållanden mot filipstadsgraniten, som kunna tydas både som en övergång och som en stark kontaktinverkan. Norr om Hårsbo, där gränsen är blottad, finner man i den här massformiga gnejsgraniten filipstadsgranitens ögon utvecklade flera meter från kontakten, än glest spridda, än rikligare anhopade. Någon gräns mot filipstadsgraniten kan ej fås fram. Bestämmande för gnejsgranitens tid förande den äldre serien har varit, dels den likartade sammansättningen med de säkert äldre gnejserna i Siggebodaområdet, i vilket, som nämnt, även likartade utbildningsformer uppträda. Dessutom ansluter sig gnejsgraniten norr om filipstadsgraniten i metamorfosavseende (granulering och förgnejsning genom omkristallisering) till de äldre gnejsbergarterna.

I slipprov av massformig bergart från norra zonen (prov ung. 850 m SSW från Ändtorp) innehåller densamma följande mineral: Plagioklas (An_{20} med något surare, smal ytterbård), mikroklin (måttligt peritisk), kvarts, biotit samt vanliga granitaccessorier. Strukturen är

den hos en normalt steltnande, medelkornig kalk-alkali-granit vanliga, med i allmänhet något grövre, delvis ögonartade samt till formen mer oregelbundet utbildade individer av mikroklin samt mot desamma idiomorfa tjocka tavlor av plagioklas. Den senare kan innehålla sparsamma antipertitiska små mikroklinfläckar. Kvartsen bildar i större och mindre fält utfyllnad mellan fältspaterna. Den är starkt undulös, delvis krossad. Biotiten (vanlig brun sådan) är normalt utkristalliserad ungefär samtidigt med plagioklasen.

I en starkare gnejsig varietet (W om Viresjö) finner man samma mineral och struktur, men kvartsen och fältspaterna äro delvis uppösta i pflasterartade aggregat. Myrmekit förekommer i båda slipproven.

I tvenne slipprov av måttligt metamorfoserad gnejs från Siggebodaområdet finner man likartad mineralsammansättning (plagioklasens sammansättning $An_{23}-An_{25}$). Strukturen kan ännu iakttagas hava varit likartad med den i slipprovet SSW om Ändtorp med resterande grövre individer av mikroklin (delvis ögonartade) och plagioklas. Dock äro fältspaterna delvis eller till största delen granulerade till grovt pflasterartade aggregat med något buktande gränser mellan kornen. Kvartsen är helt granulerad. Mekanisk krossning spåras helt underordnat i ett av slipproven i form av sporadiska smala krosszoner. Myrmekit är i alla slipproven vanlig.

Oligoklas-gnejsgranit. Förutom de tidigare som ristengranit betecknade områdena utmed kartans nordkant hör till denna grupp även den av TÖRNEBOHM som grå urgranit karterade gnejsgraniten SW om Åtvidaberg. Ävenledes torde den tidigare beskrivna kontaktmetasomatiskt förändrade, likartade bergarten öster om Adelnäs vara att räkna hit.

De oligoklasrika gnejsgraniterna äro i regel grå, medelkorniga bergarter, i allmänhet måttligt—starkare förskiffrade. Deformationen är i de norra områdena W och NW om sjön Örn övervägande av kataklastisk art och tämligen genomgående av betydande styrka. I närheten av de båda förkastningslinjerna är bergarten dessutom starkt omvandlad (rödoxiderad, kloritiserad) på samma sätt som angränsande filipstadsgranit. Även i området SW om Åtvidaberg är gnejsgraniten mycket allmänt och delvis utpräglad parallellstruerad, beroende på granulering genom omkristallisation. Dock finner man även massformiga varieteter. Bäst bibehållen är bergarten i det lilla i NO-kanten av kartan instickande området. Den skiljer sig här genom sin röda färg och genom en något högre halt av mikroklin från de

övriga förekomsterna, samtidigt varmed en porfyrisk habitus med glesa 1—2 cm stora mikroklinögon börjar inställa sig. Denna bergart skiljer sig petrografiskt blott genom en något högre över kalifältspaten dominerande kvantitet av plagioklasen från de intermediära röda gnejsgraniterna.

Även inom de mikroklinfattiga typerna antar bergarten ibland en rödaktig färg, beroende på begynnande omvandling av plagioklasen.

Oligoklasgnejsgraniternas relationer till den intermediära gnejsgraniten i söder ha ej kunnat fastställas, när gränsen mot densamma förlöper längs en sprickdal. Gränsen till den alkalina röda gnejsgraniten SW om Åtvidaberg är bättre blottad. Å tvenne ställen (Ö om Svärdsbro samt S om Nynäs) ha båda bergarterna i en och samma håll iakttagits i direkt beröring med varandra. Förhållandena äro å båda ställena likartade och te sig som en fullständig, om ock hastig övergång. Denna sker vid Svärdsbro till den albitrikare hornbländeförande facies av den alkalina gnejsgraniten, som här förhärskar omkring den grå. Den grå gnejsgraniten innehåller närmast den röda något hornblände (i den röda hastingsit, i den grå en mindre kraftigt blågrön varietet med c:a 30°—40° axelvinkel, alltså mindre extremt järnoxidulrik). Detta mineral försvinner emellertid snart mot N och ersättes av enbart biotit. Å norra sidan (S om Nynäs) sker övergången till röd kalirikare och hornbländefri å-fattig gnejsgranit. Övergången är här hastigare och mer oförmedlad än vid Svärdsbro. Bergarternas förändring ter sig i hållarna så, att den röda fältspaten i den alkalina gnejsgraniten hastigt avtar och ersättes av grå. Samtidigt sker någon ökning av de mörka mineralen. Vid Svärdsbro sker övergången inom en zon av 1—2 m. Emellertid är den grå gnejsen norr om gränzonen något inhomogen och innehåller delvis en avsevärt högre procent rödaktig kalifältspat än vanligt, liksom mikroskopiskt även ett närmande av den röda till den grå kan konstateras genom någon ökning av albitens anortithalt. S om Nynäs finner man i slippoven, att även en del av den rödfärgade gnejsen i gränzonen utgöres av typisk oligoklasbergart (sekundärt röd), något An-fattigare än vanligt. Därefter kommer hastigt, dock utan gräns, röd alkalin gnejsgranit, något plagioklas- och An-rikare än normalt längre norr ut.

Å ingetdera stället ha brottstycken eller gångar av den ena i den andra iakttagits. I plagioklasgnejsgraniten uppträda sparsamma ljusröda—gråröda biotitfattiga eller biotitfria aplitgångar liksom även biotitförande pegmatit. Dessa härstamma emellertid från bergartens egen magma (kontakterna ofta oskarpa, gångarna ibland slirartade). Dessa gångar och sliror återfinns man i lika utbildning även inne i gnejsgranitmassivet.

I slipprov från gränsszonerna finner man motsvarande förhållanden. Närmast gränssonen S om Nynäs har oligoklasgnejsgraniten sin vanliga sammansättning, utom det att plagioklasen, som nämnt, är något surare än normalt (An_{21} — An_{22} jämfört med An_{27}). I övergångszonen knappt 1 m från det just beskrivna provet finner man redan en kalirik bergart, vari mikroklinen dominerar över plagioklasen. Dennas sammansättning är An_{14} — 15 med ofta breda ytterzoner av An_7 . I de inre delarna är den antipertitiskt struerad. Mellan den mer basiska delen av plagioklasen och mikroklinen föreligger här en bestämd hiatus, i det den förra har oregelbundna, rundade, korroderade former. Den är ofta innesluten i mikroklin, stundom kan denna uppträda som påväxning. Man får det intrycket, att en resorbktion skett av plagioklasen genom den kalirika restmagman, varefter den surare ytterzonen utskilts.¹

Så gott som identisk bergart återfinnes i ett slipprov av en stuff 8—10 m N om det sistnämnda. I detta förekomma ett fåtal hastingsit-korn.

Vid Svärdsbro visar den alkalina bergarten i ett slipprov 4—5 m från övergången till den grå en kemisk tillnärmelse till densamma. Sålunda innehåller den rikligare och mer basisk plagioklas än vanligt, (An_{15} med smal ytterzon av An_8 , plagkl. \gg Mi), som ävenledes är antipertitiskt struerad. Plagioklasen visar även här starkt bukande gränser mot kalifältspaten, vilka delvis kunna bero på resorbktion, delvis äro de resultatet av myrmekitbildning.

I den kalifältspatrikare utbildningsformen av den grå gnejsgraniten norr om gränsen innehåller densamma 10—15 % mikroklin. Plagioklasen har här en för gnejsgraniten tämligen normal sammansättning av An_{23} , med oregelbundna fläckar av An_{28} — An_{30} i en del av kornen. Skarp hiatus mot mikroklinen föreligger, i det denna bildar utfyllnadsmassa mellan plagioklaskornen.

Även om sålunda mellan de båda inbördes så olika bergarterna en fullt tydlig primär övergång äger rum, kan man likvisst på grund av förhållandena förutsätta, att någon skillnad i tiden för kristallisationen måste ha förelegat, och att den mikroklinfattiga oligoklasbergarten stelnat något tidigare än den alkalina. Förhållandena tyda vidare på, att denna skillnad varit större beträffande den extremare kaliberarten i norr än jämfört med den albitrika i söder. Att en skillnad förelegat, antydes även därav, att, såsom längre ned skall visas, granuleringsstrukturen hos oligoklasgnejsgraniten genomgående

¹ Till en del kan denna ytterzon vara resultatet av en sekundär «utsugning» av albit ur mikroklinen, för de voluminösare zonerna, som ibland gränsa emot kvarts, kan dock denna förklaring ej tillämpas.

är av omkristallisationskaraktär, medan den allmänt eller övervägande är av protoklastisk art i de omgivande delarna av den alkalina gnejsgraniten. Detta återfinnes även i slipprouven från den norra gränzonen. Vid Svärdsbro visar den grå gnejsgraniten i det undersökta slipprouvet en av deformation och granulering oberörd eruptivstruktur.

De anförda förhållandena antyda en mycket skarp differentiation av magman. Densamma motsvarar vad man har att vänta vid en fraktionerad kristallisation, för så vitt man blott tager hänsyn till de uppträdande fältspaterna och de mörka mineralen. Svårförklarlig är emellertid den höga kvartshalten i oligoklasbergarten, som är ungefär lika stor som i den alkalina gnejsgraniten.

Högst egendomlig är vidare bergarternas fördelning, i det den tidigare stelnade oligoklasgnejsgraniten bildar liksom en inre kärna i den senare alkalina. Man har här svårt att frigöra sig från den föreställningen, att den förra mantelformigt omslutes av den senare, och att oligoklasbergarten i själva verket utgör en ytligt blottad del av en underliggande massa, som är antiklinalt omsluten av ett alkalinare, närmast omkring gränsen albitrikare hölje. Härmed stämma strykning- och stupningsförhållandena å norra, östra och västra sidorna. Söder om gnejsgraniten föreligga observationer blott från trakten vid Svärdsbro, och här är strykningen och stupningen högst oregelbunden och riktad 50° — 30° mot och från oligoklasgnejsgraniten.

I sin formella utbildning erbjuder hela den komplexa gnejsgranitmassan en slående motsvarighet till det av BECKE mästerligt karterade och undersökta dubbelgranitmassivet i Zillertaleralperna (Venediger-Duxer-Kern), där man på likartat sätt finner mer alkalina och surare, här aplitartade höljen kring ett oligoklasrikare, mer tonalitartat sammansatt inre.¹

Oligoklasgnejsgraniterna (f. d. ristengraniterna) utmed kartans nordkant komma på flera ställen i kontakt med filipstadsgraniten. Av kontakterna utvisar den i NO (vid sjön Tolen) ingenting angående den relativa åldern (skarp kontakt utan gångar och brottstycken). För att klargöra förhållandena vid de västligare massiven företogs en rekognoscering norr om kartkanten av området upp till trakten NW om Vien (fig. 5). Ehuru bergarterna här äro starkt förändrade genom de utmed och mellan sprickzonerna skedd, sekundära förändringarna, kunna dock de båda granittyperna hållas från varandra. Av karteringen framgick, att förhållandena å TÖRNEBOHMS karta äro mycket schematiskt och delvis felaktigt återgivna. I stället för att som å denna oligoklasgraniten, alias ristengraniten, skär av filipstads-

¹ Beskr. och karta Guide n:o VIII Inter. Geol. Kongr. i Wien 1903.

graniten norr om Örn, skär denna senare in i den förra. NW om Vien finner man dels en bred tunga av grov filipstadsgranit, som tränger ned mot SO till sjön, dels ett smalt, 25—40 m brett band av samma bergart (gnejsartad), som i sprickdalen kan följas mot NW

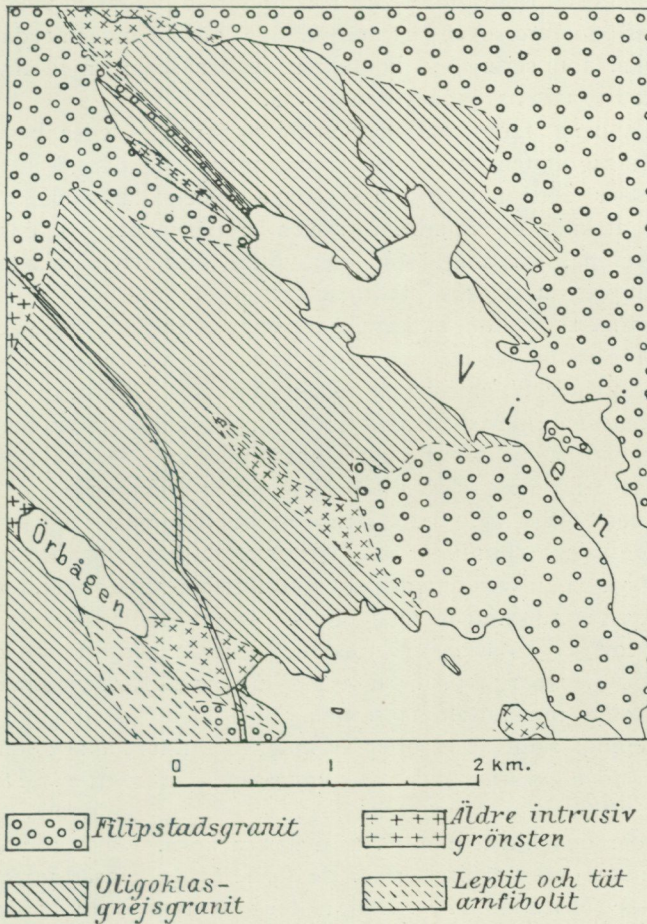


Fig. 5. Skiss över de geologiska förhållandena i trakten norr om Örn och Vien.

till ungefär 500 m från det större filipstadsmassivet, å vilken sträcka hållar saknas. Att det sammanhänger med massivet, kan dock knappast betvivlas. Mellan detta band och tungan i W uppträder en ganska variabel zon, vars östra del består av röd ristengranit. W därom följer pegmatitintruderad grönsten och W därom slutligen en smal

zon av leptitisk delvis apitartad bergart. Ost om det gnejsartade filipstadsgranitbandet är leptit blottad. Zonen mellan filipstadsgranitbandet och -tungan avskäres i norr snett av filipstadsgraniten. Där den grova ögongraniten här i norr gränsar intill den ristengranitartade delen av mellanzonen, får man ej någon bestämd gräns utan en intim blandning av filipstadsgranit och röd apitartad bergart, i vilken senare den förras ögon äro sekundärt utvecklade. Förhållandena tyda sålunda på en lokal apitisering vid kontakten av den senare med invandring av filipstadsgranitens ögon i densamma.

Förhållandena inom området å fig. 5 tyda således bestämt på, att filipstadsgraniten intruderat i ristengraniten, därvid inträngande med spetsar eller i gångform å sådana ställen, där skivor av leptitgrönsten åtskilja de mindre massiven av denna bergart, eller skjuta in i desamma, samtidigt som den yngre graniten i de äldre bergarterna utövat en stark kontaktförändring.

Petrografiskt äro oligoklasgnejsgraniterna mycket ensartade bergarter. Med undantag för den något kalirikare varieteten vid Tolsjön bestå de huvudsakligen av plagioklas, kvarts och biotit. Hornblände synes konstant saknas. I det södra gnejsgranitområdet finner man flerstädes mörka på biotit rikare inneslutningar. Sådana förekomma t. ex. i hållarna och blocken utmed gamla landsvägen S om Kohagstugan, där även ett mindre stenbrott blivit öppnat i gnejsgraniten. Även i dessa inneslutningar saknas i regel hornblände, och blott helt undantagsvis i mycket femiska inneslutningar har detta mineral blivit iakttaget tillsammans med biotit.

I slipprov av typisk, något parallellstruerad bergart från området SW om Åtvidaberg (prov taget 500 m S om Kohagstugan) finner man följande mineralsammansättning: Plagioklas, kvarts, biotit, mikroklin, epidot samt accessorier av magnetit, titanit, apatit och zirkon. Plagioklas och kvarts bilda huvudmassan av bergarten. Den förra är delvis utbildad som grövre, tjockt tavelformiga individer, till större delen bildar den likväl mindre, isometriska korn, som torde vara bildade genom omkristallisation ur de förra. Sammansättningen i den granulerade plagioklasen är An_{27} , dock ofta med en något surare smal ytterrand av kornen. I en grövre individ erhöles för den inre delen formeln An_{32} , ytterzonen torde vara densamma som ovan. I de yttre delarna av de grövre individerna förekomma ofta karakteristiska små antipertitiska inlagringar av kalifältspat och i ytterkanten någon gång även fläckar av påväxt mikroklin. Förutom på detta sätt uppträder kalifältspat dessutom som fria, mindre korn eller som helt smala zoner mellan omkristalliserade plagioklaskorn, dock i underordnad kvantitet. Kvartsen bildar som vanligt pflasterkorniga

aggregat. Biotiten uppträder som tjocka tavlor, gärna aggregerade i något utdragna ansamlingar.

Bergarten håller en ej oväsentlig mängd av epidot, någon gång innehållande ortitkärnor. Epidoten uppträder som klara korn, ibland idiomorfa och vanligen fördelade tillsammans med eller inneslutna i biotit. Dock finner man den även som sparsamt fördelade små korn i relikta grövre plagioklasindivider, däremot sällan i den omkristalliserade fältspaten. Epidotens uppträdande tyder på, att den bildats under granuleringen ur tidigare An-rikare fältspat.

Bergartens samtliga mineral äro friska, och spår av kataklas saknas.

I ett slipprov av rödaktig massformig varietet (prov NO invid norra ändan av Virken) finner man likartad mineralsammansättning samt föga förändrad, primär stelningsstruktur. Plagioklasen bildar tjocka, i ytterdelarna ofta antipertitiskt struerade tavlor, medan kvartsen och den helt sparsamt förhandenvarande fria mikroklinen uppträda som fyllnads massa. Plagioklasen är även idiomorf mot biotiten, som däremot är tidigare kristalliserad än kvartsen. I mindre partier finner man dock någon granulering av plagioklasen. Kvartspartierna äro till största delen granulerade, dock med resterande, större, optiskt enhetliga delar. I denna bergart är förhandenvarande epidot (grumlig, kornig sådan) bildad vid en i plagioklasen rätt allmänt förekommande sekundär omvandling med utbildning av sericit. Samtidigt torde fältspatens röda färg ha uppkommit. Plagioklasens sammansättning i bibehållna individer är An_{31} i de inre och An_{25} à An_{27} i de yttre delarna.

I ett slipprov av grå gnejsgranit från bergarten W om Örn visar sig denna vara mineralogiskt nästan identisk med de nyss beskrivna, möjligen är mikroklinhalten obetydligt större. Strukturellt skiljer den sig från den sist beskrivna gnejsgraniten blott genom en ganska kraftig kataklas med krossning av kvartsen, delvis även av plagioklasen, samtidigt varmed epidot och muskovit utbildats på bekostnad av plagioklasen och biotiten delvis kloritiserats.

I den röda mikroklirikare typen från Tolensjön finner man en starkare förskjutning mellan fältspaterna till mikroklins fördel, dock alltjämt med dominerande plagioklas. Därjämte är bergarten mer salisk än de grå plagioklasgnejsgraniterna. Ögonen bestå av fint pertitisk mikroklin, i vilken små oligoklasindivider äro inneslutna. Plagioklasens sammansättning är An_{25} med kärnor av An_{29} . Bergarten har en tydlig primär kristallisationsstruktur. Med undantag av granulering (delvis av kataklastisk art, delvis samtidig omkristallisering) av kvartsen saknas sekundära förändringar.

Myrmekit uppträder allmänt i samtliga undersökta slipproven.

Av den oligoklasrika gnejsgraniten SW om Åtvidaberg har följande analys utförts. Den för analysen använda stoffen är densamma, som i det första slippet beskriver. Analysen, som utförts av Dr. NAIMA SAHLBOM, är uppförd under III.

III	IIIa	Aktuell mineralsammansättning av III.
SiO ₂ 68,50	11417	Kvarts 29,44
TiO ₂ 0,48	60	Mikroklin 7,56
Al ₂ O ₃ 16,47	1615	Albit 31,86
Fe ₂ O ₃ 1,08	67	Anortit 14,94
FeO 2,05	285	Biotit 12,2-
MnO 0,07	10	Epidot 2,26
MgO 1,02	255	Magnetit 0,58
CaO 3,86	689	Titanit 0,39
Na ₂ O 3,77	608	Apatit 0,37
K ₂ O 2,13	227	Rest Al ₂ O ₃ 0,32
H ₂ O 0,37	206	99,99
P ₂ O ₅ 0,17	12	Genomsnittsplagioklas Ab ₆₉ An ₃₁
99,97		Genomsnittsfältspat Or ₁₃ Ab ₈₀ An ₂₇

Till jämförelse ha i nedanstående tabell anförts dels tvenne ur beskrivningen till bl. Linköping hämtade analyser av grå och röd risten-granit (prover tagna vid NW-ändan av sjön Risten samt NO därom 10 och 15 km norr om östra delen av norra kartkanten, alltså från det av TÖRNEBOHM uppställda typområdet), dels av de av GEIJER och ESKOLA nyligen beskrivna, sinsemellan mycket likartade oligoklasgranitbergarterna, liksom även av den som granitgnejs beskrivna bergarten S om Falun.

III	A	B	C	D	E
SiO ₂ 68,50	68,45	72,47	71,36	73,82	77,92
TiO ₂ 0,48	0,24	0,10	0,34	0,24	0,13
Al ₂ O ₃ 16,47	15,97	15,02	13,31	12,91	11,75
Fe ₂ O ₃ 1,08	1,26	0,78	0,99	1,20	0,82
FeO 2,05	2,28	0,86	3,36	2,00	0,73
MnO 0,07	0,07	0,03	0,10	0,10	0,02
MgO 1,02	0,85	0,34	0,87	0,42	0,20
CaO 3,86	3,28	2,09	2,85	2,25	1,34
Na ₂ O 3,77	3,80	4,16	3,58	3,59	3,89
K ₂ O 2,13	2,80	3,46	2,26	2,98	2,86
H ₂ O 0,37	0,44	0,65	0,70	0,46	0,28
P ₂ O ₅ 0,17	0,15	0,03	0,21	0,07	0,02
S —	0,02	—	—	0,09	0,07
99,97	99,61	99,99	99,93	100,25 ¹	100,18 ¹

¹ I summorna ingå även 0,12 och 0,15 BaO.

- A. Grå ristengranit, Mörkedal, Björsäter s:n, Östg.
 B. Röd » , Lakvik, » » »
 C. Oligoklasgranit, Salmi, Orijärviområdet (Bull. Finl. n:o 40, s. 41).
 D. Gnejsgranit, Hälla, Falun (S. G. U., Ser. C, n:o 275, s. 77).
 E. Röd granitgnejs, W om St. Främsbacka, Falun (ibidem s. 50).

Såsom redan ESKOLA framhållit, utgöra graniter av denna oligoklasrika sammansättning en bland de äldre graniterna i Fennoskandia mycket utbredd typ. Den återkommer även med en förvånansvärd konstans. Detta belyses bäst av de i allt väsentligt sinsemellan likartade analyserna III, A, C och D. Analyserna B och E representera något surare och mer alkalina varieteter, alltjämt dock med tydlig kemisk frändskap med de förra. B torde tämligen väl motsvara den röda ristengraniten vid Tolen, dock är kanske kvantiteten K_2O i denna något högre.

Av intresse är den kemiska likheten mellan den röda ristentypen (B) och granitgnejsen från Falun. Detta förhållande talar avgjort för den senares genetiska samhörighet med oligoklasbergarterna.¹ Som redan TÖRNEBOHM framhållit, kan nämligen den röda ristentypen geologiskt ej skiljas ut från den grå.

Den analyserade åtvidsbergartens mineralsammansättning beräknades på följande sätt: Mängden av titanit, magnetit och epidot bestämdes genom uppmätning i slipprovet. Vid beräkningen av densamma tillämpades för epidoten på grund av dess dubbelbrytning formeln 8 zoizit: 2 pistazit.² Till resterande mängder (Fe Mn Mg) O, beräknade som olivin (3,04 %), lades nödiga kvantiteter SiO_2 (inkl. rest TiO_2), Al_2O_3 (inkl. Fe_2O_3) samt K_2O i proportioner enligt muskovitformeln ($K_2O \cdot 2H_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$), utgående från kvantiteten H_2O . Rest K_2O och CaO samt hela Na_2O -halten beräknades såsom fältspater, rest SiO_2 som kvarts.

Biotiten får enligt denna beräkning den under D anförda sammansättningen.

¹ Jmf. även tidigare uttalande av ESKOLA, G. F. F., 41:206. Det av GEJER anförda motivet för granitgnejsens äldre ålder, att densamma är genomgående starkare granulerad än gnejsgraniten, synes mig ej vara avgörande. Detta förhållande, liksom den vid granitgnejsens kontakter förefintliga ökade kornstorleken i de omgivande leptiterna, erhåller tillfyllest sin förklaring under antagande av en större halt av lösningar i den surare granitgnejsmagman än i den mer basiska gnejsgraniten. Härmed står även malmens hänförelse till den förra i rapport. Slutligen har man även att taga hänsyn till de surare, alkalina fältspaternas större läströrlighet under metamorfosen, jämfört med An-rikare blandningar.

² Enl. tabell av GOLDSCHLAG ref. i NIGGLI, Lehrbuch d. Min. s. 393.

	C	a
SiO ₂	39,53	35,85
TiO ₂	2,61	—
Al ₂ O ₃	20,38	21,54
Fe ₂ O ₃	3,67	4,48
FeO	15,24	18,31
MnO	0,57	0,31
MgO	8,31	8,08
CaO	—	1,25
K ₂ O	7,01	7,76
Na ₂ O	—	0,79
H ₂ O	2,69	1,96
	100,01	100,33

Under a är en likartad analys av biotit ur granit från Clack an Eoin, Skottl., anförd (HEDDLE, Min. Mag. 3, s. 72). Från biotiten i den röda gnejsen skiljer sig denna biotit högst avsevärt genom sin högre MgO-halt. Optiskt sett, är biotiten en vanlig brun sådan med stark absorption och ringa axelvinkel (ej märkbart öppnande av hyperblarna vid preparatets omvridning). Vid beräkningen uppkommer likvisst en rest av 0,32 % Al₂O₃, sannolikt beroende på något för hög siffra i analysen.

V. Om gnejsgraniternas deformationsstruktur och granulering.

Våra deformerade och granoblastiskt skiffriiga äldre granitbergarter torde väl tidigare i regel ha uppfattats som genom tryck på fast bergart och samtidig omkristallisation deformerade bergartsmassor. Endast H. JOHANSSON har konsekvent tillämpat ett motsatt åskådningssätt och i överensstämmelse med sin uppfattning av leptiterna såsom stelningsprodukter under störd kristallisation tytt gnejsbergarterna såsom protoklasbildningar. På senare tid ha emellertid i Finland i större utsträckning och, som det synes, på goda grunder, parallellstrukturen och den granulerade kornigheten i granitbergarter, och speciellt i äldre sådana, börjat tolkas som primär, uppkommen under magmornas stelning.¹ I sitt inlägg i diskussionen om Faluområdet synes ESKOLA generellt vilja tillämpa denna hypotes för större, deformerade batylitiska massor. Ur hans inlägg må följande utdrag anföras: »Det kan med skäl ifrågasättas, huruvida någonsin en bergart, som en gång stelnat som stora massor

¹ P. ESKOLA Bull. Comm. Geol. Finl. n:o 40, sid. 26, G. F. F. 41:206. E. MÄKINEN Bull. Comm. Geol. Finl. n:o 47, sid. 45, 47, 60, 81.

och erhållit en primärstruktur, alls kan genom metamorfos bli helt och hållet granulerad genom omkristallisation. »— — —»För deras» (bergartens mineral) »granulering fordras nödvändigt olikformigt tryck, det vill säga inverkan av bergskedjeveckning. Men stora, redan stelnade bergartsmassor utöva härvid mycket kraftigt motstånd.»¹

Det må i anledning av detta uttalande påpekas, att genomgripande deformation och delvis fullständig granulering bevisligen skett av gnejsgraniter i regional omfattning på en tidpunkt, som måste vara senare än granitens stelling. Detta framgår av förhållandena i kustzonen SO om Åtvidaberg, sådana de beskrivits av GAVELIN från Loftahammarområdet,² och sådana de äro utvecklade längre söder ut i Västervikstrakten, där jag vid exkursion under Överdirektör GAVELINS ledning iakttagit dessa förhållanden. Samma granulering och hoppessning, som här drabbat de äldre gnejsgraniterna av Loftahammar-gruppen, ha även drabbat de talrika i gnejsgraniterna uppsättande amfibolitgångarna, och deformationens storlek mätes bäst genom den zickzackformade veckningen av de gångar, som förlöpa vinkelrätt mot skiffriheten. GAVELINS beskrivning, till vilken för vidare detaljer må refereras, är beträffande dessa förhållanden övertygande.³ Av GAVELIN refereras vidare till äldre liknande iakttagelser av TÖRNEBOHM och DE GEER. Av dessa beröra de förra arnögraniten i Stockholms skärgård, de senare huvudsakligen Västanåtraktens bergarter (de superkrustala skiffarna?). Att deformationen i de superkrustala bergarterna inom Åtvidssynklinalen varit av likartat kraftigt slag, framgår även av mina å sid. 35 anförda iakttagelser. Som gångar, så när som på ett senare anført fall (ej deformerad grönstensgång), saknas inom gnejsgraniterna, är frågan här svårare att bedöma. Dock utvisa bergarternas i allmänhet mindre starkt deformerade strukturer (i stor utsträckning dubbelstrukturer med delvis granulering av de redan stelnade mineralindividerna), att deformationen i allmänhet varit av måttlig styrka. Undantag härifrån utgöra dock gnejszonerna inom Åtvidssynklinalen och delvis gnejsen närmast söder om densamma. Att i de förra en sammantryckning från sidorna på fast bergart skett, kan direkt påvisas genom den utbuktning av glimmerskiffern som föreligger framför NW-spetsarna, och som måste bero på en gnejszonernas sträckning under inverkan av stress vinkelrätt mot deras strykning.

Om sålunda otvetydiga bevis föreligga, att även inom stora granitmassor genomgående och stark deformation samtidigt med granu-

¹ Ref. arbete i G. F. F. sid. 206—207.

² S. G. U. Ser. C., n:o 224, sid. 22 och 46.

³ Givetvis innebär dock detta ej, att en parallellstruerad gnejsoid struktur även före amfibolitgångarnas framträngande kan ha förelegat.

lering *kan* försiggå efter bergartens stelning, är dock därför ej sagt, att alla våra urbergsgraniter fått sin gnejshabitus på detta sätt. För de äldre granitmassorna utgör det förhållandet, att de i sitt uppträdande visa ett avgjort mycket större beroende av de superkrustala, veckade bergarternas lagerbyggnad och tektonik än de yngre, samt att deras intrusioner måste antagas stå i samband med själva veckningen av de senare, ett starkt vägande skäl för förmodandet, att i dessa gnejsbergarter protoklasstrukturer böra ha utbildats. Man torde även kunna förutsätta, att denna protoklas skall primärt vid bergartens stelning kunna övergå i en omkristallisation av de tidigare mineralen, eller att, om bergarten stelnat lugnt, en granulering efter stelningen, i nära anslutning till densamma, skall kunna ske.¹ Förutsättningarna för att detta skall inträffa äro, att intrusionen skett på tillräckligt djup för att avsvälningen skall gå tillräckligt långsamt, samt att stress fortsättningsvis gör sig gällande på bergarten även efter dess stelning eller inträffar efter densamma. Den teoretiska möjligheten för en omkristallisering under dessa betingelser är given, i det vi vid omkristallisationen övergå från smältflytande lösning till hydrotermala system, i vilka temperaturbetingelserna för mineralernas bildning äro betydligt lägre.

Att på grund av rena strukturförhållanden bedöma, huruvida en protoklasstruerad bergart föreligger eller ej, torde i allmänhet svårigen låta sig göra, för så vitt ej i den korniga parallellstruerade massan tydlig kristallisationsföljd låter sig påvisas. Exempel härpå erbjuda de undre delarna av den alkalina gnejsgranitmassan söder om Åtvids-synklinalen.² Huruvida en dubbelstruerad bergart, för vilken en granulering av de en gång stelnade mineralen måste förutsättas, blivit granulerad i anslutning till bergartens stelning eller ej, låter sig ej heller utan geologiska data av den art, GAVELIN m. fl. antytt, säkert

¹ Jmf. F. BECKE, föredragsreferat G. F. F. 42:283.

² Av ESKOLA och MÄKINEN synes myrmekitens uppträdande i granulerade graniter tydas som ett indicium på, att granuleringen är av protoklastisk art eller nära ansluter sig till bergartens stelning (jmf. speciellt ESKOLAS Orijärvi-beskrivning sid. 28). Även om det må medgivas, att detta kan synas plausibelt, är dock myrmekitens uppträdande intet tillräckligt bindande bevis, enär densamma även *kan* bildas vid rent regionalmetamorf omkristallisation av en bergart. Jag vill såsom exempel härå anföra ett av mig iakttaget tidigare ej beskrivet fall i porfyrisk leptit från Vahäive SO om Kiruna, där myrmekit iakttagits sporadiskt i den pflasterstruerade finkorniga grundmassan. Som man här har att göra med en superkrustal i grundmassan fullt omkristalliserad bergart, måste myrmekiten tydas som en rent regionalt metamorf produkt. Dylika fall torde utgöra undantag.

Myrmekiten förutsätter för sin bildning ett substansutbyte av Na_2O mot K_2O , och väl i allmänhet en tillförsel till bergarten av tidigare ej fixerad kvantitet av den förra substansen. Den kan därför förutsättas ske även vid metasomatiska förändringar i sidostenen till stelnande magmor, och, för så vitt lösningarna sprida sig långt, även på större avstånd från kontakten.

avgöras. Tills vidare är iakttagelsematerialet av denna art för ringa för ett bedömande av frågan i stort för våra gnejsbergarter.

Beträffande Åtvidsområdets gnejsgraniter synes det antagandet, att deras parallellstruktur och granulering utbildats delvis under, men till största delen efter och i anslutning till magmornas stelning, bäst svara mot förhållandena. De skäl, som tala härför, må i korthet anföras:

1. Tydlig protoklas kan påvisas i undre delen av de alkalina gnejsgraniterna söder om Åtvidssynklinalen. I gnejsen norr därom samt i Botorps- och Åtvidszonerna har vid slutet av bergartens stelning eller omedelbart därefter kataklas och samtidig rekristallisation med åtföljande, delvis (i Botorps- och Åtvidszonerna) mycket stark deformation av bergarten inträffat. Att denna stress-påverkan inträffade i nära anslutning till bergartens stelning, visar biotitens och malmdepositionernas samtidigt med deformationen skeende bildning (jmf. sid. 39—41 och beskrivn. av malmerna).

2. Inom gnejserna ha veckade gångar (grönsten, kvarts etc.) ej iakttagits.

3. Gnejsgraniternas parallellstruktur och granulering är av väsentligt olika art på olika avstånd från Åtvidssynklinalen, vilket här blir det samma som på olika avstånd från avkylningsytan. I de isolerade zonerna i Åtvidsströket och i gnejsgraniten närmast söder därom gör sig kataklas samtidigt med omkristallisation gällande. Kornstorleken är här i regel ringa. Längre söder ut finner man ren sekundär granulering med grövre kornighet samt protoklas.

Förhållandena inom området synes även lämna någon hållpunkt på tiden för den orogenetiska period, under vilken området bergarter deformerades. Densamma kan ej ha börjat göra sig starkare gällande, förrän vid de alkalina gnejsgraniternas intrusion i de superkrustala lagren. Någon större deformation av desamma synes dessförinnan ej ha föregat. Deformationsperioden kan ej ha fortsatt väsentlig tid och med nämnvärd styrka efter stelandet av de undre delarna av den alkalina gnejsgraniten, enär i så fall dennas protoklasstruktur måste ha utplånats.

Inom samtliga bergarter har, som redan nämnts, lokalt och huvudsakligen utmed tektoniska spricklinjer betydligt senare kataklastisk förskiffring och krossning inträffat.

Däremot kan, som i det följande skall visas, filipstadsgranitens magma ej ställas i samband med gnejsgraniternas omkristallisation och gnejsighet. Densamma utplånar tvärtom gnejsstrukturen intill kontaktarna.

VI. Yngre intrusiv grönsten.

Inom gnejsgraniterna har blott å ett ställe, c:a 500 m W om Mormorsgruvan, anträffats en gång av genomsättande grönsten (ej diabas). Som densamma blott är 3—4 m bred har den ej å kartan utsatts. Gången har en NW—SO-lig strykning, alltså ungefär parallellt med den i trakten rådande förskiffringen. Som intet prov tagits, har bergarten ej kunnat mikroskopiskt undersökas.

VII. Yngre djupbergarter.

De yngre djupbergarterna bestå till vida övervägande del av graniter eller kvartssyenitiska modifikationerna av desamma. Basiska differentiationsprodukter av gabbroid eller monzonitisk-dioritisk art äro flerstädes förhanden, dock alltid som helt små områden eller som lokala faciesförändringar inom de surare massorna. Flerstädes finner man egenomliga, sura, finkorniga, aplitiska, eller aplitporfyriska bergarter, uppträdande som större och mindre, i de normala graniterna inneslutna partier. Även dessa bergarter torde likvisst på grund av erfarenheterna från det i NW angränsande bladet Mjölby åtminstone till sin huvudmassa vara att räkna till filipstadsgraniternas magma, utgörande en tidigt stelnad, ytlig randfacies av densamma.¹

Områdets yngre graniter utgöra den yttersta delen av det stora småländska batylitområdet. Gränsen för detsamma gör inom området en vid bukt mot SW, mot vilken inom bladet Linköping svarar en ny dylik mot NO. (Se skiss, fig. 6.) Å bl. Åtvidaberg avskäres den gamla skiffriheten och lagerstrykningen SO om Åtvid i stort sett tvärt av gränsen, och samma sak synes även ske SO om Linköping, om ock å båda ställena gränsen gärna förlöper i större och mindre utbuktningar, i vilka graniten skjuter in i de äldre bergarterna med tungor parallellt med deras skiffrihet och lagring. SO om inbuktningen vid Åtvidaberg fortsätter granitgränsen å det ännu ej utgivna bladet Skrikerum med lugnare SO-ligt förlopp parallellt med de äldre bergarternas strykning. Samma parallellism förefinnes även utmed sträckan NW om inbuktningen vid Åtvidaberg upp mot Bjärka Säby å bl. Linköping. Den granitpets, som sticker in i NW-hörnet av Åtvidabergskartan, fortsätter som en sig mot NW vidgande tunga,

¹ Jmf. N. H. MAGNUSSENS beskrivning till det under utgivning varande bladet Mjölby.

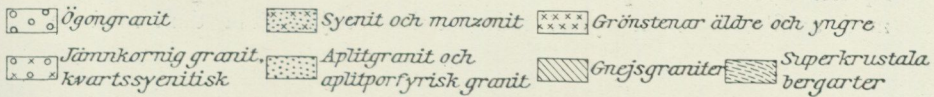


Fig. 6. Skiss över de geologiska förhållandena å bladen Åtvidaberg och Linköping (nordligaste delen av det senare ej medtagen). Skala ung. 1 : 240,000.

mot NW direkt övergående i den stora granitmassan. Mot SW är den skild från densamma genom en kontinuerlig, fram till Bjärka-Säby fortsättande zon av den röda mikroklirika gnejsgraniten. Denna zon kan sedan i fortsättningen följas ännu en bit i form av inneslutningar i graniten. På nordöstra och östra sidan av granittungan, resp. det stora granitområdet i tungans fortsättning, uppträder flerstädes en smal zon av grönstenar (å bl. Linköping lagda som leptit), som torde utgöra fortsättningen av amfiboliterna i den mot NW mellan filipstads- och oligoklasgnejsgranit inklämda och av den förra snett avskurna Åtvidssynklinalen, och som åtminstone bitvis åtskiljer de båda graniterna från varandra.

I ytterkanten av det stora område av äldre bergarter, som omslutes av granitgränsens stora inbuktning mellan Åtvidaberg och trakten SO om Linköping, uppträda tvenne parallellt med den äldre skiffriheten utsträckta och i varandras fortsättning liggande isolerade långsträckta filipstadsgranitmassiv, av vilka delar falla inom Åtvidskartan. NW om det norra massivet sträcker sig i dess fortsättning en tunga från den stora granitmassan ned mot SO nästan till kontakt med massivet. Denna barriär av graniter, som således avskiljer det SW om densamma liggande äldre bergartsområdet från motsvarande berggrund i NO, torde få betraktas såsom en på djupet enhetlig sammanhängande massa, som säkerligen även sammanhänger med de större massorna i söder. Ett något djupare snitt torde bringa de tvenne massivens kontakter än närmare varandra och med tungan i NW eller sammanföra dem. Det stora området av äldre superkrustala och infrakrustala bergarter, av vilket Åtvidsområdet bildar sydöstra hälften, skulle därvid övergå till ett så gott som helt av yngre granit omflutet parti på samma sätt som f. n. Siggebodaområdet. Förhållandena tala därmed även för, att den mellan Åtvidaberg och trakten SO om Linköping förefintliga större oregelbundenheten i batylitmassans gräns är tämligen ytlig, och att gränsen på större djup förlöper parallellt med den gamla parallellstrukturen i fortsättningen av gränslinjen från bladet Skrikerum. Utmed denna linje äro även de i inledningen omnämnda stora tektoniska störingslinjerna anlagda.

Såsom av skissen fig. 6 och av Åtvidabergskartan framgår, uppträda de långsträckta filipstadsgranitmassiven på nordsidan av Åtvidssynklinalen, mellan densamma och leptit-grönstensströket vid Bersbo. Längre mot NW drar sig granitmassan över mot NO och uppträder i och omslutande fortsättningen av det sistnämnda leptitströket. Bersboområdets struktur är ännu föga känd. Av vad jag sett av områdets leptiter synas gråa, plagioklasrika sådana dominera, ofta inlagrade med amfibolit. Man synes närmast kunna jämföra dem med de

undre leptiterna i Åtvidssynklinalen. Området är starkt veckat (se TÖRNEBOHMS karta) och stupningen synes vara genomsnittligt brant mot NO. Man torde även i detta strök kunna förmoda en hopklämd synklinalbildning eller den nordöstra skänkeln av en sådan. I varje fall har filipstadsgraniten NO om Åtvidssynklinalen trängt upp i ett antiklinalströk. Längre mot NW har den följt Bersboleptit-zonen och — för så vitt denna är synklinalt byggd — lokaliserats till själva synklinalen. Denna avlänkning står tydligen i samband med, att antiklinalströkets plats här redan var intaget av oligoklasgnejsgraniten.

Mot SW bildar graniten en enhetlig massa, i vilken avbrott blott göras av förhandenvarande större och mindre inneslutningar av gnejsgranit och leptit samt av granitens egna tidigare stelningsprodukter, till vilka förutom grönstensområdena här även räknas aplitgraniterna. Även i anordningen av dessa inneslutningar finner man inom bladet en tydlig orientering i NW—SO-lig, delvis mer nordlig, riktning, återspelande den äldre berggrundens allmänna strykningsriktning. I de områden, som bestå av gnejsgranit — förutom det stora Siggebodaområdet samt partierna SO om Åtvidaberg även ett större område W om kartkanten vid Sättra (S om Bjärka-Säby) — återfinner man den gamla strykningsriktningen av parallellstrukturen oförändrad.

Mellan de inneslutna gnejsgranitområdena och områdena av aplitiska randbildningar förefinnes den habituella olikheten, att de förstnämnda äro kompaktare och ha bestämdare gränser mot den omgivande graniten samt en parallellt med skiffriheten långsträckt form. Aplitgraniterna äro mycket allmänt intimt blandade med den yngre graniten och få därigenom vaga gränser mot densamma, liksom områdena av dessa bergarter ha oregelbundnare och uppflikade former. Även finner man ofta mellan närliggande större områden av aplitgranit rikliga inneslutningar av samma bergart. Detta gäller t. ex. trakten S om det större området vid Hårsfjärden ned till Kvarnsjön och söder därom, liksom hela den zon av dylika inneslutningar å västsidan av kartbladet, som är återgiven å fig. 7.

Dessa förhållanden angiva, att de aplitiska randbildningarna äro ytliga skällor, liggande på graniten. Då dessa randbildningar äro spridda över hela kartbladet, kan vidare den slutsatsen dragas, att snittet i batyliten är ganska ytligt. Batylitens yta har vidare varit ojämn med i stort sett NW—SO-ligt förlöpande »sänkor», i vilka f. n. ovannämnda äldre bergarter restera.

De anförda förhållandena demonstrera de yngre stora granitmassornas eruptionssätt. Själva framträngandet av magman uppåt torde blott kunna förklaras genom ett »mise en place» av densamma å de tidigare bergarternas ställe genom stoping-mekanism i enlighet med det av

DALY framställda schemat.) Förhållandet mellan gränsernas förlopp och formen och läget av de sig bildande »batylitkupolerna» å ena sidan samt den äldre berggrundens struktur å den andra motsvarar i någon mån, dock med väsentlig modifikation, vad man finner hos de äldre gnejsgraniterna. Vid sitt framträngande har magman delvis



Fig. 7. Partier av aplitporfyrisk granit, inneslutna i filipstadsgranit W och NW om Rimborsa.

tydligt rättat sig efter den gamla berggrundsstrukturen. Sålunda har batylitgränsen med undantag för de båda bukterna vid Åtvidaberg och Linköping en med de äldre lagren konform strykning, och även i de båda övertvänder bukterna finner man en tendens hos magman att vilja skjuta in i kilar eller uddar parallellt med lagren. Av dessa kilar äro de båda största, de vid Banketorp—Bjärka Säby och Bankekind till sin anläggning tydligtvis lokaliserade av superkrustala strök,

¹ Igneous Rocks and their Origin, sid. 194.

som förelegat mellan de äldre granitbergarterna. Granitbarriären utanför det av granitgränsinbuktningen omslutna området har lokaliserats till den lättast angripbara zonen här, d. v. s. till antiklinalströket mellan Bersbo—Åtvidaberg och längre i NO till den mellan oligoklasgnejsgranitmassiven uppträdande fortsättningen av Bersbo-leptitströket. Samma sak återfinnes även i smått i de sid. 58 beskrivna gränsförhållandena mellan oligoklasgnejsgranit och filipstadsgranit W och N om Örn.

Magmans framträngande har sålunda otvivelaktigt väsentligt influerats av den tidigare förefintliga lager- och parallellstrukturen, liksom dess attacker lokaliserats till lättast intruderbara strök i berggrunden, därvid i allmänhet med undvikande av de äldre, motståndskraftigare gnejsgranitmassiven.

Jämfört med de äldre intrusivbergarterna innebär detta likvisst den skillnaden, att de förra äro beroende av den superkrustala formationens tektonik och lagerstruktur, medan de yngre batylitgraniterna angripit en blandad gnejsgranit-superkrustalbergartskorpa och därvid med sina »kupolprojektioner» sökt sig fram längs lättast intruderbara strök. Där större magmamassor trängt fram till n. v. ytsnittet, har överhuvudtaget den äldre berggrundsbyggnaden spelat mindre roll, och där finner man i stort övertvärande kontakter.

Dessa förhållanden torde allmänt återkomma på sådana ställen, där de yngre batylitmagmorna intruderat i skiffrig gnejsgranit-leptitberggrund. De återfinnas dock ej alltid på likartat sätt, i de gränserna för batyliterna kunna vara mer oberoende av den äldre berggrundens struktur och de mindre massivens form mer oregelbundet rundad än här. Exempel härpå bildar det av mig undersökta och under bearbetning varande Grythyttområdet. Man torde kunna förutsätta, att detta beror på olika styrka av under magmans framträngande verkamt stress. Sannolikt har ett måttligt sådant bidragit till åstadkommandet av de ovan beskrivna förhållandena och till realiserandet av de mindre massivens långsträckta barriärform, liksom genom fortsättningen av denna stress den dock i allmänhet föga starka deformation, man träffar i närheten av gränserna eller i de mindre massiven, åstadkommit. Däremot är det uteslutet, att den utdragna formen i de senare eller i de från batylitmassan inskjutande kilarna skulle bero på senare deformation.

Av ESKOLA¹ har den tanken framförts, att man sannolikare har att tänka sig, det de äldre bergarterna genom nedsänkning av jordskorpan kommit in i de yngre djupmagmornas batylitsfär, än att magmorna trängt upp och intruderat de förra. Några bevis härför föreligga dock

¹ Bull. Comm. Geol. Finl. 40, sid. 14.

ej, och enligt mitt förmenande är det sannolikare, att de yngre graniternas magma genom »stopping» ätit sig uppåt genom den stillastående skorpan till nära ytan. Inom Åtvidsområdet visas detta av den alltjämt bibehållna täta strukturen och den lågtempererade och ofullständiga omkristalliseringen, som de superkrustala bergarterna alltjämt utvisa, förhållanden, som äro oförenliga med en nedsänkning till stort djup. Ännu tydligare äro dessa förhållanden i Grythyttområdet, där de täta hälleflintstrukturerna och skifferns klastiska struktur ännu äro bevarade, och där såsom karakteristiska stabila mineral uppträda albit, sericit, klorit, epidot, calcit, rutil. De superkrustala bergarterna i detta område kunna sålunda aldrig ha varit nedsänkta till något större djup, men de äro likvisst delvis omgivna samt intruderade av väldiga batylitmassor, tillhörande Filipstad—Järna-gruppen.¹

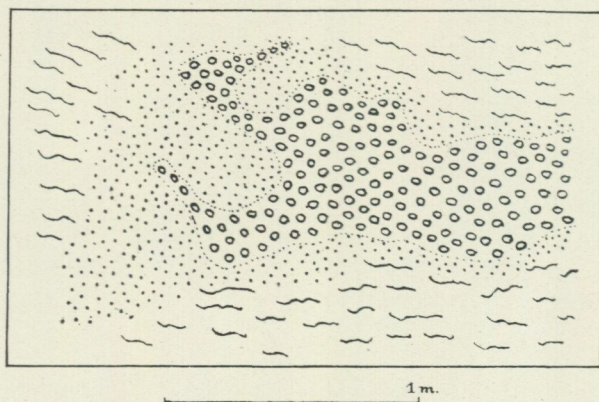


Fig. 8. Intrusion av filipstadsgranit i biotitfläsrig gnejs, aplitartat omvandlad invid kontakten. Siggeboda.

Filipstadsgranitens kontakter med de äldre gnejsgraniterna visa tydligtvis, att mellan dessa och den förra en stor åldersskillnad måste föreligga. Beträffande de röda alkalina gnejsgraniterna utvisas detta redan av den i stort skiffriheten övertvärande gränsen SO om Åtvidaberg. Gränsens förlopp har i talrika hållar i detalj kunnat fixeras. I graniten i S finner man väl någon kataklastisk deformation, dock ingen mot gnejsens även i de sydostligaste hållarna starka granulering och parallellstruktur svarande skiffrihet. Den omedelbara kontakten har blott å ett ställe (SW om Smedetorp) blivit sedd. Mellan den yngre

¹ Gentemot denna slutsats, att de blottade delarna av granitbatyliterna stelnat vid ringa djup, skulle bergartens grova struktur kunna anföras som motskäl. Detta är dock ej beviskraftigt. En grov struktur är beroende på huvudsakligen tvenne orsaker, långsam avsvälning samt av rörelsen ostörd kristallisation. Betingelsen för dessa föreligger emellertid även vid ytliga lägen av magmamassor av föreliggande dimensioner.

graniten, som SO om Åtvidaberg representeras av en grovt medelkornig röd — gråröd kvartssyenitisk varietet, och gnejsgraniten finner man här ingen skarp gräns, i det graniten närmast den senare hastigt blir finkornig, liksom gnejsgraniten å sin sida i en smal zon blir massformig, aplitartat struerad. Å ömse sidor om denna 1—2 m breda zon äro emellertid åter bergarterna fullt typiska och skarpt kontrasterande mot varandra. Denna skenbara övergång beror tydligtvis på endogen och exogen kontaktförändring. Likartat övergångsartade, delvis dock skarpa, äro gränserna mot gnejsgranitneslutningarna. Där desamma äro sedda blottade, förlöpa de emellertid parallellt med skiffriheten. Inneslutningarna äro ofta rikligt genompyrda av granit, därvid denna bildar klumpiga, parallellt med skiffriheten utsträckta, ofta sig utfingrande partier i gnejsen. Någon gång ser man dylika injicerade granitpartier med sin gräns skarpt överskära skiffriheten i gnejsgraniten, dock endast lokalt och å små distanser om några få dm. I regel förlöpa även här gränslinjerna parallellt med den äldre skiffriheten, och ofta äro gränserna alldeles övergångsartade.

Än mer belysande äro förhållandena utmed Siggebodaområdet. Att kontaktförhållandena i detalj här äro klarare än inom det ovan beskrivna området, sammanhänger] med, att den här uppträdande graniten är en grov ögongranit, som skarpt kontrasterar mot den fint medelkorniga gnejsgraniten. Såsom belysande för gränsförhållandena vid detta område må den från norra gränsen återgivna detaljen fig. 8 anföras. Gnejsbergarten är här en biotitflasrig röd — gråröd gnejs, ofta innehållande röda, korniga, elliptiskt rundade eller mer utdragna fläckar, sannolikt representerande granulerade ögon. I denna gnejs uppträder en oregelbunden injektion av filipstadsgranit med friska och ej deformerade ögon av föga mindre än normal storlek (1,5—3 cm). Närmast omkring injektionen förändrar gnejsen karaktär, blir massformig och aplitartat kornig, och mellan denna omkristalliserade gnejs och granitens mellanmassa kan man ej lägga någon skarp gräns. Det ser närmast ut som om ögonen utbildats även utanför den egentliga graniten i den kontaktförändrade gnejsen. Någon eruptivitet av den aplitiserade gnejsen mot den normalt biotitflasriga förekommer ej, utan de övergå i varandra. Något försättande av den förra i smältflytande aplitlösning synes sålunda ej ha skett.

Dylika mer eller mindre oskarpa injektioner av granit, delvis med tydlig spridning av granitens ögon i gnejsen utanför injektionerna samt med utbildning av massformig habitus av gnejsen invid kontakten, ha flerstades iakttagits utmed norra gränsen.

Blottningar vid den södra kontakten finner man ost intill nya landsvägen 750 m N om Skogshall. Granitgränsen förlöper i WNW — OSO

parallellt med gnejsens skiffriighet. Gnejsen har i hållarna närmast norr om graniten en mer massformig utbildning av kvarts-fältspat-materialet med parallellstrukturen orsakad av en slirig anordning av glimvern, samtidigt som utsöndrade, aplitartade, grövre, rödaktiga sliror av kvarts-fältspat ibland förekomma. Omväxlande med på detta sätt utbildad bergart förekommer dock även mer normal, biotitflasrig gnejs. Om någon egentlig kontakt kan man här knappast tala, utan snarare om en zon, där graniten är rikligt intruderad i gnejsen. I en håll strax norr om den homogena graniten visar gnejsen blott spårvis biotitstrimmighet. Den är spridd i graniten som större och mindre oregelbundna inneslutningar, vanligen av slirliknande långsträckt form och några dm—1 m i längsta diameter. Inneslutningarna äro oskarpt begränsade, och granitens ögon finnas enstaka utvecklade även inne i desamma. Inneslutningarna ligga alltjämt med sin längdriktning parallellt med gnejsens allmänna strykningsriktning. De innehålla ibland små sliror eller klumpiga injektioner av granit, som uppdelade dem i mindre bitar. Likartade förhållanden ha iakttagits i flera hållar från gränzonen norr om graniten.

De skildrade förhållandena visa tillfyllest, att gnejsgraniternas metamorfa struktur förelåg utbildad vid den yngre granitens framträngande. Densamma blir lokalt utmed kontakterna utplånad genom en genomgripande omkristallisation. Förhållandena utvisa emellertid lika så tydligt, att denna aplitisering är lokal, bunden till gränsernas omedelbara närhet. Den genom graniten avgivna värmen har sällan varit tillräcklig till att överföra någon del av gnejsens kvarts-fältspat-material i flytande lösning (de utsöndrade aplitslirorna vid södra kontakten). Detta kan emellertid även bero på fattigdom hos den slutligt stelnande magman på lösta gaser (vatten), som kunnat nedsätta smälttemperaturen.

Av vikt är den begränsade utsträckningen av kontaktinverkan på gnejsbergarterna. Dess här minimala utsträckning beror synbarligen på de angränsande bergarternas för högre temperatur redan anpassade mineralogiska och strukturella utbildning. Av betydligt större utsträckning kan denna kontaktinverkan bli, om kontaktbergarten utgöres av en tät hälleflinta eller skiffer. Till denna sak hoppas jag snart kunna återkomma vid behandlingen av Grythyttegebitet.

En annan sak av intresse är utbildningen av filipstadsgranitens ögon inne i de metamorfoserade gnejserna eller i inneslutningarna. Ej blott mikroklinögon utan även kvartskörn, sannolikt även plagioklas, identiska med dem i graniten, kunna på detta sätt vara utbildade. Detta förhållande är ett i urberget vid granitgränser och i inneslutningar mycket allmänt drag och återfinnes i graniter av olika åld-

rar.¹ Till och med den i granitens ögon uppträdande zonara strukturen eller oligoklasringarna kring mikroklinen har jag återfunnit i de inneslutna bergarternas ögon, det senare likvisst ej inom föreliggande område, där plagioklasringar saknas. Detta synes utvisa, att kristallisationen av ögonen skett samtidigt och i rapport med magmans kristallisation i graniten, åtminstone under det sista skedet av densamma, samt att substansutbyte skett kontinuerligt under utlösning av tidigare på ögonens plats förefintliga mineral och under tillförsel från magman. Som de invandrade ögonen ej äro ordnade längs sprickränder utan fullkomligt oregelbundet, måste substansutbytet ha skett kapillärt. Den äldre bergartens sammansättning synes för möjligheten av utbildning av ögonen ej spela någon roll, förutsatt att det ej är en kalksten. Man synes här ha att göra med ett slags massverkan, reglerad genom magmans kristallisation. Spridningen av ögonen är dock enligt min erfarenhet i regel lokal, begränsad till någon dm eller högst någon m från kontakten. Den utgör dock ett bevis för, att en spridning av i magman lösta silikatsubstanser sker i sidobergarter eller i inneslutningarna.

I större utsträckning har dock en spridning av fältspater och kvarts skett i den tidigare beskrivna, av injektioner rikligt intruderade grönstenszonen NO och N om Åtvidaberg (sid. 31). Förhållandena äro likväl här något annorlunda, i det de invandrade mineralens substans synes härstamma ur restlösningar från pegmatiter. Dels har även infiltrationen skett under samtidig förskifring och rörelse i den äldre bergarten, som underlättat spridningen.

De yngre graniternas *petrografiska beskaffenhet* skall här blott i korthet beröras, då den föga skiljer sig från vad som redan tidigare är beskrivet från andra trakter angående denna i stort sett ganska likformiga granitgrupp.² Kemiskt sett karakteriseras granitmassan i sin helhet av en intermediär plagioklas-mikroklinhalt. Mikroklinen åtföljer gärna även de mer basiska modifikationerna. Blott i de tidigt stelnade grönstensområdena och helt lokalt som modifikationer i graniten finner man mikroklinfria eller -fattiga femiska plagioklasbergarter.

Med avseende på den strukturella utbildningen, vartill i viss mån även någon kemisk skillnad är kombinerad, kunna inom området tvenne geografiskt skilda huvudtyper urskiljas, nämligen dels dominerande

¹ Även i inneslutningar av leptit och amfibolit i de äldre gnejsgraniterna ha dessas fältspat iakttagits utbildad. Likartade förhållanden har jag tidigare iakttagit inom Grythytteområdet. Vid en 1912 för svenska geologer anordnad exkursion i Kristianiaområdet återfann jag i hornfelsinneslutningar i nordmarkit vid Aarvoldstal samma fenomen.

² HOLMQVIST, Granite von Schweden, sid. 169. GAVELIN, bl. Tranås. Se även bl. Mjölby, samt MÄKINEN's och ESKOLA's anf. arbeten.

grov ögonförande granit, dels grovt medelkornig, i genomsnitt även något mer basisk, kvartssyenitisk sådan, jämnkornig eller med dåligt utvecklade ögon. Den senare upptager området öster om Siggebodagnejsen. Den ögonförande utbreder sig väster därom över hela batylitmassan till bladets västra och södra gräns. Dessutom bildar den de båda massiven NO och norr om Åtvidaberg. Mellan de båda typerna synes S om Åtvidaberg relativt bestämd gräns förefinnas. Vid nordändan av sjön Glypen finner man typisk grov ögongranit intill östra stranden, medan strax intill i ost belägna hållar bestå av medelkornig kvartssyenitisk sådan. Söder om Siggebodaområdet föreligger däremot en småningom sig utvecklande övergång.

Till sin sammansättning är den östra graniten tämligen jämn, ehuru en del växlingar i halten av femiska mineral förekomma. Till utseendet är bergarten en mörkt gråviolett sådan, stundom mer rödaktig, vilket synes bero på omvandling. Halten av mörka mineral är ganska stor, och bland desamma (biotit och hornblände, möjligen även pyroxen) är ibland hornbländet närvarande i ungefär lika mängd med biotiten. I ett prov av rödaktig granit från Häradmärket (2 km S om Fallasjön) finner man följande mineralsammansättning: Plagioklas (An_{20}), mikroklin, den förra föga rikligare än den senare, kvarts, biotit samt accessorier. Hornblände saknas i detta prov. Kristallisationsföljden är följande: Plagioklas och biotit samtida (båda göra intryck på varandra), mikroklin och kvarts. Största hiatus ligger mellan de båda förra och de senare. Kvartsen och ibland även fältspaterna visa delvis stark krossning i finkorniga kataklasaggregat. Kvartsens primära utbildning kan ännu iakttagas hava varit den av grova pflasterartade aggregat, bildande utfyllnad mellan de tidigare mineralen. Myrmekit förekommer sparsamt.

Inom de västligare granitmassorna råder starkare växling. Huvudbergarten är en gråviolett—rödviolett biotit-hornblände-ögongranit med normal eller tämligen liten kvartshalt samt med biotit som dominerande femiskt mineral. Ögonens storlek håller sig omkring 2—4 cm i längsta diameter, undantagsvis går den upp till 5 cm. Formen är rektangulär till rundat rektangulär, i snitt parallellt (011) bredare tavelformig. Genom kvartsens avtagande, varmed vanligen följer en ökning av hornbländet på biotitens bekostnad, slår bergarten över i mer syenitisk sådan. Dyliga variationer uppträda oupphörligt och regellöst inom granitmassorna. Ävenledes föranledas variationer genom växling i ögonens storlek och antal. Genom tilltagande halt av plagioklas och mörka mineral, samtidigt varmed ögonen minskas i antal och försvinna, kunna lokalt även dioritiska modifikationer uppstå, vilka dock äro sällsynta. Samtliga dessa varieteter stå i kontinuerligt

övergångssamband med varandra. Omvänt kan även kvartshalten ökas. Samtidigt härmed följer även i regel en minskning i antalet ögon, som kunna helt försvinna. Bergarten utvecklar sig härvid till en grovt medelkornig, på mörka mineral (biotit) fattigare, röd, surare granit av den typ, som brukat kallas röd Växjö-granit. Av denna granit förekomma inom bladet inga samlade större massor. Det största massivet är det å kartan angivna. Ej heller mellan denna granit och den normala filipstadsgraniten förekomma några gränser. Röda Växjö-graniten har även inom det utskilda området rätt vacklande utbildning, är delvis ögonförande och bildar därvid strukturellt och mineralogiskt mellantyper till den normala ögongraniten.

I slipprov av en mindre grov ögongranit från Vada (gård S om kartans SW-hörn, provet något mer basiskt än graniten i genomsnitt) finner man likartad sammansättning som i det nyss beskrivna slipprovet, dock är mikroklins kvantitet något större, varjämte något hornblände uppträder tillsammans med biotiten. Plagioklasens sammansättning är An_{25} med ytterbård av An_{21} . Kristallisationsföljden är följande: Plagioklas något tidigare än biotit, båda genom väsentligare hiatus skilda från mikroklinen, och sist kvarts, som i homogena fält bildar fyllnadsmassa.

I slipprov av röd, kvartsrik granit (röd Växjö-typ, prov W om Lillskog) skiljer sig denna från ögongraniten huvudsakligen blott genom en högre kvartshalt och en mindre kvantitet av biotit. Proportionen mikroclin: plagioklas är däremot likartad. Plagioklasen bestämdes i en mätning till An_{21} med en ytterzon av An_{18} . I den centrala delen stiger An-halten till 25 %. Dess genomsnittssammansättning är således något surare än i ögongraniten.

Inom det norra inom kartan fallande fria massivet uppträder samma grova ögongranit, kanske i genomsnitt något mer basisk än i den stora batylitmassan. Dock finner man även här variationer mellan mer basisk och surare granit, någon gång med skarp kontakt mot varandra, vanligare med övergångar. Inom detta massiv är graniten ovanligt rik på pegmatit och aplit, som även rikligt intruderat sidostenen. För övrigt äro pegmatiter och apliter relativt sparsamma inom filipstadsgranitens områden. De här uppträdande pegmatiterna äro ej muskovitförande, ej heller har turmalin iakttagits i desamma. Turmalin har inom dessa graniter blott anträffats å ett ställe, söder om sjön Getryggen i den medelkorniga kvartssyenitiska bergarten här. Den uppträder som små sfärolitartade »solar» i sprickytor i graniten.

Såsom ett typiskt drag för filipstadsgraniten har framhållits ögonens benägenhet att omgiva sig med oligoklashöljen. Ehuru jag speciellt

haft min uppmärksamhet riktad på denna sak, har jag ingenstädes iakttagit dylika oligoklasringar. Däremot finner man ej sällan en distinkt zonarstruering av ögonen med smala ljusa plagioklaszoner, inlagrade i den mörka violetteröda eller brunröda mikroklinen samt omslutande skarpt idiomorfa areor. Å fig. 9 äro några dylika fall avbildade med tre dylika zoner utbildade, i ett av ögonen finnes även antydning till en yttersta fjärdé. I vissa fall ha emellertid ända till 5 à 6 plagioklaszoner iakttagits. Dessa zoner äro dock ej alltid slutna utan ofta eller kanske vanligast blott utvecklade i en del av individen. Som detta på likartat sätt gäller samtliga de subparallellt förlöpande zonerna, torde det knappast kunna förklaras på annat sätt, än att zonerna

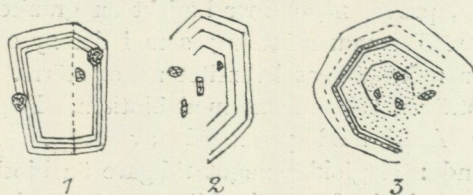


Fig. 9. Zonar struktur i mikroklinögon i filipstadsgranit. 1 och 2 ögon med smala albitzoner, snitt ungefär parallellt (010). 3 ytligt snitt (sannolikt vinkelrätt mot c-axeln) av öga med bredare inre zoner (prickat = albit) samt en smal yttre streckad zon av albit. Inneslutningarna i ögonen bestå av oligoklas. I i karlsbadertvillinggräns angiven. C:a $\frac{2}{3}$ nat. storl.

primärt erhållit denna defekta utbildning, beroende på brist på utrymme för individerna eller andra orsaker. Fig. 10—11 återgiva förhållandena i ett mikroklinöga från det ovan beskrivna slipprovet. Man finner här 3 stycken tydliga plagioklaszoner. Av bilderna framgår vidare, att individen i sin utveckling i hög grad störts av omkringliggande plagioklasindivider, i det zonerna stöta an mot och avbrytas av dessa. Skulle zonarstrukturen tänkas sluten och fullkomlig på grund av, vad de utbildade zondelarna giva vid handen, skulle en betydlig area, nu intagen av tidigare mineral, falla inom dess gebit. Förutom plagioklaszonerna innehåller mikroklinen normala pertitiska strimmor av albit, lagrade ungefär parallellt med periklintvillinglamellerna. Substansen i både pertitlameller och zoner består f. n. av samma albitiska fältspat. I densamma finner man en ringa grumling av epidot och små fjäll av sericit. Möjligen äro dessa något rikligare förhanden i zonerna än i pertitlamellerna, dock är skillnaden problematisk. Denna grumling är dock ej på långt när så riklig, att den tillnärmelsevis kan förutsätta samma primära anortitmängd som i de tidigare plagioklasindividerna.

De beskrivna förhållandena demonstrera tydligt det sena utkristalliserandet av Mi-ögonen. I den föreliggande bergarten kan kristallisationen av mikroklin (ortoklas?) knappast mer än ha börjat, förrän hela den fritt kristalliserade plagioklasmängden utskilts. Detta har inträffat vid en plagioklasblandning av omkring An_{20} . Under hela den därefter följande kristallisationen av det Or-rika residuet har temperaturen legat över fältspatblandningens »Entmischungs»-gräns, enär pertit utskilts i alla mikroklinögats zoner med ett av plagioklaszonerna ostört förlopp av lamellerna. Att under dylika förhållanden den zonara strukturen kommit till stånd, synes enklast förklaras genom antagande, att residuets blandning genom övermättningsoscillationer omkring den eutektiska gränsen (punkten?) mellan de båda fältspaterna.

Det har ovan framhållits, att de beskrivna variationerna inom filipstadsgranitmassan ske utan skarpa gränser, och att de olika sammansatta och olika struerade delarna bilda en enhet. Någon skillnad i stelningsstid torde väl få förutsättas, men i förhållande till hela massans framträngande och övergående i fast form spela de en ringa roll. Man kan sålunda förutsätta, att de mer basiska delarna kristalliserat definitivt något tidigare än de sura. Det är emellertid sällsynt att finna gångar av röd Växjö-typ eller närstående bergart i normal granit eller mer basisk kvartssyenitisk bergart.

Inom bladet ha emellertid förutom de längre ned beskrivna aplitgraniterna anträffats bergarter, som tydligt höra tillsammans med filipstadsgranit, men äro något äldre. Dylika uppträda utanför kartområdet i ett NW—SO-ligt strök SO om Hägerstad samt som mindre partier i bladets NW-hörn, NW om sjön Järnlunden. Dessa bergarter äro av intermediär kvartsfattig syenitisk à monzonitisk, någon gång mer dioritisk sammansättning samt av finare medelkornig, ofta porfyrisk struktur. De innehålla ofta strökorn av grövre plagioklas, även av hornblände. Att dessa bergarter äro äldre än den normala filipstadsgraniten, framgår därav, att de kunna vara genomsatta av densamma eller innehållas som brottstycken i graniten. Å andra sidan visa de sitt samband med graniten därigenom, att de kunna hålla dess ögon, enstaka eller glest fördelade. Genom tilltagande antal av desamma och samtidig förskjutning inom bergarter med ökning av mikroklin-, i mindre grad även av kvartshalten kunna de vidare övergå i syenitisk à granitisk ögonbergart, som ej har gräns mot den normala graniten. Dessa bergarter äro tydligen något tidigare och hastigare stelnade delar av magman. De synas motsvara de medelkorniga intermediära eller mer basiska graniter i Västervikstrakten, som av GAVELIN på likartat sätt genetiskt sammanställas med filipstadsgraniten.

Med filipstadsgraniten samhörande *grönstenar* äro inom kartområdet ingenstädes utvecklade i nämnvärd mängd. Söder om detsamma finner man dylika förutom som enstaka hällar utvecklade såsom något större områden i ett NW—SO-ligt strök från bladets SO-hörn till

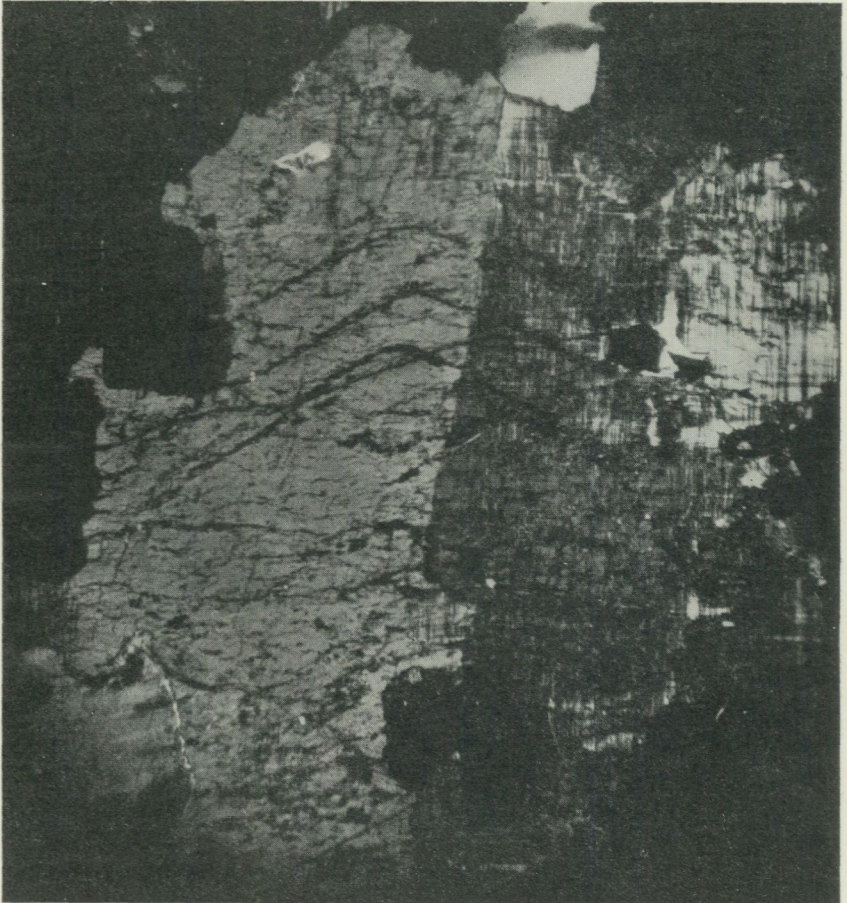


Fig. 10. Zonart struerat mikroklinöga i filipstadsgranit. Pertitlameller och albitzoner svarta. De mörka partierna i undre och vänstra kanterna, ävensom den inskjutande individen upptill och till vänster nedtill bestå av helt eller delvis inneslutna oligoklasindivider. Preparatet genomdrages ungefär på mitten av bilden av en spricka. Först. 16 ggr. Stuff tagen vid Vada. Fotogr. A. Hj. Olsson.

ungefär tredjedelen av kartans diagonal. Andra förekomster uppträda inom bladets västra del, även här inordnade i strök av NNW-ig strykning. De inom områdena uppträdande bergarterna äro gabbroida sådana, medel- och jämnkorniga eller med hornbländet (uraliten)

utvecklat i karakteristiska, grova, 1—2 cm stora individer. Sällan äro de associerade med peridotitiska facies. Däremot kan man i vissa fall finna en viss halt av kalifältspat, som gärna är aggregerad i små ansamlingar eller sliror av grövre Mi-individer. Grönstenarnas relationer till angränsande bergart är av olika slag, för så vitt denna är av kvartsrikare, granitisk eller kvartsfattig syenitisk sammansättning. I förra fallet får man intrusionskontakt, i det senare kontinuerlig övergång.

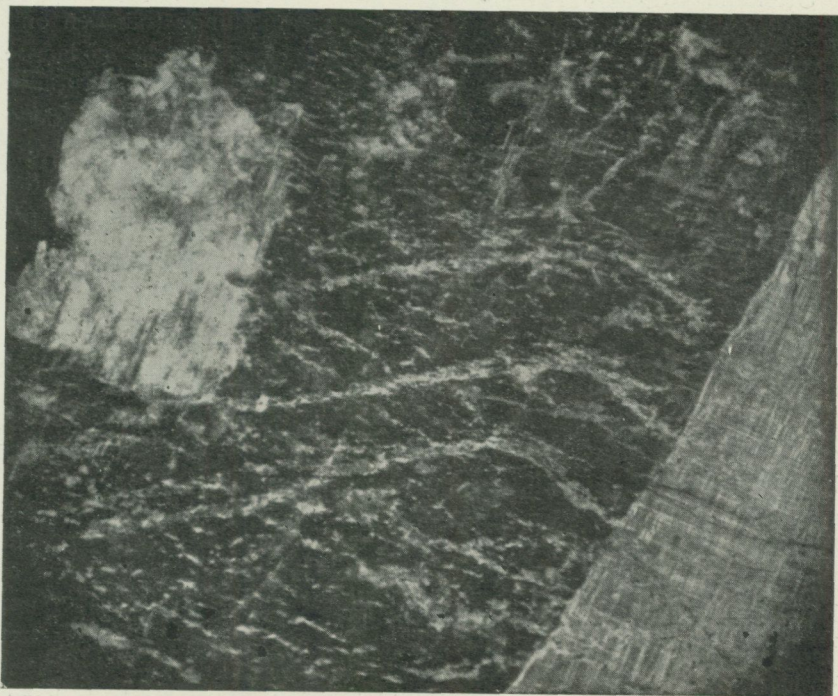


Fig. 11. Övre delen av föregående fig. förstord. Obs! korsningen av zonernas och pertitlamellernas riktningar samt de yttre zonernas upphörande invid plagioklasindividen. Denna är fläckig av omvandling. Först. 29 ggr. Fotogr. A. Hj. OLSSON.

I slipprov av gabbro med grövre hornbländeindivider från Svensvik (SO-hörnet av bladet) består bergarten av följande mineral: Plagioklas, brungrönt hornblände, innehållande mindre rester av diopsid, biotit samt kvarts som sista utfyllnad. Magnetit, apatit och något magnetkis utgöra accessorier. Ett prisma av hypersten har iakttagits inneslutet i hornblände. Hornbländet är ej ett fibröst uralitiskt sådant. Det har skarpa kontakter mot pyroxeninneslutningarna, och dessa äro ej alltid likorienterade med den omslutande hornblände-

individerna. De större individerna äro poikilofitiskt genomvuxna av mindre plagioklastavlor, de mindre äro begränsade av plagioklasen, däremot idiomorfa där de gränsa mot kvarts. Plagioklasen är starkt grumlad genom sekundär omvandling. Där substansen är bibehållen, uppmättes utsläkningsvinkeln i snitt vinkelrätt mot a-axeln till 40° à 45° , tydande på en mycket hög anortithalt (An_{80}). I ytterzonen, även i korrosionsartade partier i det inre, är sammansättningen An_{35} . Kalifältspat synes saknas.

Utbildningen av hornbländet i denna bergart tyder ej på normal uralitisering, utan torde bero på ett kontaktinflytande från den omgivande granitens sida. Därpå tyder även plagioklasens ej längre »skarpvinkliga» utan rundade gränser mot hornbländet.

I ett andra slipprov av likartad bergart från ett gabbroområde 6 km längre W ut (Galmesås) finner man samma bergart med det undantaget, att pyroxenen är helt försvunnen, och att hornbländeindividerna börja bli upplösta i aggregat av mindre korn. Samma An-rika bytovnit återfinnes även här.

De *aplitgranitiska* eller *aplitporfyriska* inneslutningarna i granitmassan utgöras av röda eller ljusgrå finkorniga bergarter, i vilka ofta 2—5, ibland upp till 10 mm stora strökorn av kvarts och fältspat äro utvecklade, än tämligen fåtaliga, än rikliga. Ibland saknas de däremot fullständigt. Bergarten är i regel massformig, sällan parallellstruerad genom en slirig eller skiffrig anordning av glimmern (biotit). I finkorniga varieteter äro dessa bergarter svåra att skilja från en strökornrik leptit. Där strökorn saknas och bergarten är något grövre, blir det även svårt draga gränsen mot en kontaktomvandlad gnejsgranit. Den stora massan bildar emellertid en för sig avskild grupp, som ej kan kombineras med någondera av de nämnda bergarterna. Inom bladet ha överallt, där kontaktrelationerna till filipstadsgraniten kunnat utredas, aplit-porfyrbeargarterna visat sig vara intruderade av den senare. I många fall kan emellertid blandningen av de båda bergarterna vara så intim, att man står tveksam inför avgörandet, vad som är intrusivt och vad som är intruderat.

Även i dessa bergarter finner man ibland invid den grova granitens gränser dess ögon sekundärt utvecklade (invandrade).

Att dessa bergarter genetiskt sammanhöra med filipstadsgraniten, som en tidigt stelnad randfacies av densamma, framgår av förhållandena å bl. Mjölby, till vilka redan refererats.

I ett undersökt slipprov av porfyrisk aplitbergart från Massebo (W om Hårsfjärden) utgöras strökornen av pertitisk mikroklin och kvarts samt andesin (An_{30} med ytterzon av A_{10}). De sistnämnda äro av mindre storlek och mindre talrika. Mikroklinen håller i ytterzonen

talrika små kvartsinneslutningar. Något grövre sådana av kvarts, plagioklas och även biotit finnas enstaka även i det inre. Samtliga strökornen ha mycket oregelbundna gränser mot grundmassan. Denna består av ett finkornigt, aplitstruerat aggregat av kvarts, mikroklin, plagioklas (sammansättning=strökornens), biotit samt vanliga granit-accessorier. De båda förstnämnda dominera. Bergarten är sålunda en kvartsrik och relativt kalirik sådan, samtidigt som den förefintliga plagioklasen dock håller en avsevärd anortithalt.

VIII. Jämförelse med Loftahammar—Västerviks-områdena.

Vid en jämförelse mellan Åtvidabergsområdet och det av GAVELIN beskrivna Loftahammarområdet samt den med detta likartat byggda kusttrakten vid Västervik finner man i mycket överensstämmande geologiska förhållanden. Dock förefinnas även olikheter. De stratigrafiska förhållandena äro i nedanstående tabeller åskådliggjorda.

Åtvidabergs-trakten

Sprickförkastningar Lokal deformation	Postark. diabaser
	Hiatus
	Yngre graniter med grönstenar
Stress och lokal deformation	Grönstensgångar (sporadiska)
	Hiatus
Veckning och metamorfos	Gnejsgraniter, äldre intrusiva grönstenar
	Amfibolit, leptit, glimmerskiffer

Kustzonen

Sprickförkastningar Lokal deformation	Postark. diabaser
	Hiatus
	Yngre graniter med grönstenar
Deformation och metamorfos	Noriter, amfiboliter
	Hiatus
Veckning och metamorfos	Loftahammargraniter, äldre intrusiva grönstenar (sporadiska)
	Leptit, kvartsit

En viktig olikhet mellan områdena är det rikliga uppträdandet i kustzonen av yngre grönstenar (massiv och gångar, vanligen utsträckta eller förlöpande i NW—SO, parallellt med skiffriheten, även rikligt genomsättande de äldre gnejsgraniterna). Dessa intrusioner så gott som saknas i Åtvidabergsområdet. Däremot äro inom detta område grönstenar av äldre ålder, dels tillhörande gnejsgranitserien, dels av än äldre effusivt ursprung, rikligt representerade. Motsvarigheter till dessa äldre grönstenar äro i de föreliggande beskrivningarna av kustzonen ej anförda.¹ Senare har emellertid GAVELIN i trakten av Västervik helt lokalt påvisat även en grönstensformation, som är äldre än Loftahammargraniterna och de denna rikligt genomsättande yngre grönstenarna. Möjligen skulle denna sporadiska äldsta grönsten inom Västerviksområdet kunna jämföras med de gnejsgranitserien tillhörande intrusiva grönstenarna vid Åtvidaberg.

De än noritiska, än starkt metamorfoserade yngre grönstenarna inom Västervik—Loftahammarområdet anses av GAVELIN vara tidigare basiska utlöpare av Växjö—Filipstadsgraniterna. Samma ställning har ä åldersschemat även givits de fåtaliga, sannolikt motsvarande intrusioner, som föreligga inom Åtvidsområdet.

Med avseende på gnejsgraniternas petrografiska beskaffenhet föreligger den åtskillnaden mellan områdena, att oligoklasgraniterna i kustområdena synas saknas. Vidare äro Loftahammargraniterna i regel typiska, grovt ögonstruerade djupbergarter, medan inom Åtvidabergsområdet en dylik struktur blott lokalt SO om Åtvidaberg kommit till utveckling. Detta är emellertid en mer oväsentlig skiljaktighet, beroende på olika stelningsförhållanden. Kemiskt sett torde inom Loftahammargraniterna motsvarigheter finnas både till de intermediära och kalirika alkalina röda gnejsgraniterna inom Åtvidabergsområdet. Ett för de senare främmande drag är emellertid den inom Loftahammargraniterna allmänt förekommande hornbländehalten.

En väsentlig åtskillnad mellan områdena, så som de beskrivits av GAVELIN, och som förhållandena av mig blivit uppfattade, utgöres av metamorfosens art och ålder. Dess styrka är vidare i kustzonen av betydligt mer genomgripande och »djup» karaktär. Till »normala» granulerings- och ommineraliseringsprocesser komma här även starka regenerationsfenomen (nybildande ur de äldre bergarterna av magmatiska aplit-granitlösningar), som huvudsakligen synas stå i samband med de yngre intrusivmagmornas, inkl. grönstenarnas framträngande.

Enligt vad GAVELIN meddelat, förefinnas inom kustområdena bevis för deformation äldre än de yngre grönstenarna, vidare för sådan som

¹ Bl. Loftahammar. G. F. F. 27:190, S. G. U., Ser. C, N:o 224, G. F. F. 32:1985.

är yngre än desamma och slutligen även för lokal deformation, yngre än Växjö—Filipstadsgraniterna. Av dessa deformationsperioder har den mellersta i Åtvidsområdet varit av mindre och lokal betydelse.

IX. Malmförekomster.¹

Allmänna förhållanden. Samtliga mer betydande malmförekomster inom Åtvidabergsområdet äro belägna i den södra mikroklinrika gnejsgraniten, nära dess övre (norra) gräns eller i övre delen av densamma. De största här uppträdande gruvorna äro följande: *Malmviksgruvan*, *Haggruvan*, *Varpgruvan* (=Eriksgruvan), *Mormorsgruvan*. Av dessa är den sistnämnda den viktigaste. I Åtvidszonens gnejsgranit uppträder en gruvförekomst, *Garpagruvan*, belägen omedelbart innanför södra gnejsgranitkontakten. Vid samtliga nämnda, liksom även vid övriga mindre förekomster i gnejsgraniten, uppträder malmen i smala malmförande zoner, som till sin utsträckning äro strängt bundna av den omgivande bergartens skiffriighet, vilken riktning samtidigt även sammanfaller med förloppet av gnejsgranitens gräns.

De utanför gnejsgraniten anlagda gruvförsöken äro samtliga mindre skärpningar. Malmmineralen i desamma ha utgjorts av kiser (Cu-kis och pyrit) — enligt TÖRNEBOHM även av magnetit. Båda malmslagen synas f. ö. ibland i en och samma skärpning ha varit blandade med varandra. Malmmineralen uppträda såsom impregnation i bergarten eller tillsamman med kvarts i ådror och klumpar. Bergarten kan därvid vara föga förändrad eller biotitrikare än vanligt, även granatförande. Nästan samtliga dessa skärpningar äro belägna nära den södra gnejsgranitens gräns i amfibolit, i ett fall (s. k. Tyskgruvan 800 m NW om Fyrsjön) i mörk, grå leptit. I ett fall har man även funnit malm i glimmerskiffer, i den s. k. Gomåttagruvan.

Enligt TÖRNEBOHMS framställning, till vilken senare GEIJER anslutit sig,² skulle malmströken vara bundna till (enligt GEIJER kvartsdränkta) krosszoner i gnejsen, vilka parallellt med skiffriheten genomdraga densamma. Gnejsen skulle på dylikt sätt enligt TÖRNEBOHM vara linsformigt uppdelad av krosszoner (å kartan betecknade som leptit), omslutande mer massformiga långsträckta gnejsgranitlinser. Jag har vid karteringen ej kunnat återfinna dessa förhållanden. Gnejsgranitens deformation och granulering är visserligen på olika ställen av olika styrka, men denna varierar oregelbundet inom dess massa. I de

¹ Beträffande historiska data och tekniska uppgifter om gruvdriften hänvisas till F. TEGENGREN m. fl:s under utgivning varande arbete om Sveriges ädlare malmer. (S. G. U. Ser. Ca. N:o 17.)

² S. G. U. Ser. C, N:o 275, sid. 250.

smala malmförande zonerna torde dock starkare utvecklade skiffrihetsplan ha förelegat som lokaliserat malmbildningen. Detta antydes av den krossade och granulerade beskaffenheten av resterande gnejspartier i zonerna, liksom av den delvis likartade konsistensen av resterande fältspat i de malmförande skiffarna. Emellertid torde de deformativa rörelserna fortgått i malmzonerna under metasomatosen och malmbildningen. Efter desamma ha med undantag av mindre glidningar utmed enstaka glidplan inga vidare nämnvärda deformativa rörelser försiggått. I gruvströkens sidor är gnejsen delvis starkt granulerad men delvis bättre bibehållen. Dess konsistens är här i genomsnitt föga skild från den i bergmassan f. ö.

Gemensamt för samtliga förekomsterna är, såsom redan framgår av TÖRNEBOHMS beskrivning, att de äro belägna i smala zoner, längs vilka gnejsgraniten är metasomatiskt förändrad under utbildning av egendomliga mörka ibland granatförande kvarts-biotit-skiffrar, ofta i riklig mängd innehållande turmalin eller flusspat som karakteristiska bimineral. En likartad omvandling finner man även flerstädes utan synlig utfällning av malmineral. Ett dylikt nästan gångartat, smalt strök har anträffats i järnvägsskärningen vid Dalgata c:a 1300 m NV om Atvidaberg i Åtvidsgnejsen. Bergarten i den omvandlade c:a 100 à 150 m långa och max. 2—3 m breda zonen består makroskopiskt av en mörk biotit-(klorit-?)-skiffer, i sin nordvästra del innehållande vresiga ådror av kvarts. I den södra gnejsgraniten ha flerstädes i trakten av Mormorsgruvan anträffats en strökvis uppträdande anrikning av biotit i gnejsen, därvid denna är ansamlad i smala och bredare ådror och strimmor, som i form av ett anastomoserande skiffrikt nätverk genomväva bergarten. Mellan denna i strimmor och nätverk anrikade biotit och den normalt i bergarten uppträdande, i detalj på likartat sätt fördelade biotiten förefinnes ingen gräns.

I viss mån likartade med dessa skiffrar äro även de tidigare beskrivna, kontaktmetasomatiskt förändrade bergarterna (leptit och plagioklasgnejsgranit) utanför gnejsgraniternas gränser. Dock föreligger den väsentliga skillnaden, att här tillförseln av biotitbildande substanser (huvudsakligen Fe^{II}) varit betydligt mindre, om i vissa fall ens någon sådan tillförsel skett. Den resterande Al_2O_3 -halten har i stället bildat muskovit och sillimanit.

Som gruvorna sedan början av 1870-talet varit nedlagda, ha kompletterande upplysningar till, vad som tidigare varit känt, måst inskränka sig till, vad man kan inhämta ur varpen och vid dagöppningarnas sidor samt till mikroskopiska studier. Blott å ett ställe, öster om Varpgruvan voro vid revisionsarbetena mindre blottningar utförda

å gruvströkets östra fortsättning. Det visar sig emellertid att förhållandena vid samtliga gruvor i princip äro mycket likartade, och att mineralparagenesen vid samtliga är nästan identisk. Mellan Garpagruvan och de övriga förefinnes dock den skillnaden, att i den förra kvartsen i det malmförande lagret vida rikligare dominerat i förhållande till biotiten.¹ I regel ha f. ö. de malmförande zonerna bestått av de omnämnda biotitkvartsskiffarna, som gärna varit utbildade med en randig, skivformig anordning av mineralen med renare kvartsränder eller -linsor genomdragande den mörka biotitmassan. Zonerna synas i de flesta fall ha bildat ganska skarpt mot gnejsen begränsade, smala strök. Dock finner man i varpen även bitar av mindre starkt omvandlad röd gnejs, mer eller mindre rikligt genomdragen av biotitränder (fig. 13). Ävenledes finner man utmed sidorna biotit-kvartsstrimmor eller -ränder av samma konsistens som i malmlagret, som förlöpa parallellt med sidorna eller bilda ett anastomoserande parallellt med skiffriheten utsträckt grenveck. I Malmviksgruvan ha dock förhållandena varit något annorlunda, i det här intet skarpt utbildat malmförande lager lär ha förefunnits, utan gnejsen synes ha varit intimt genomdragen av ett nätverk av kvarts-biotitrik skiffer med en del »maskor» utbildade som bredare (av blocken i varpen att döma flera dm breda) zoner eller partier.

Om de malmförande zonernas förlopp och fördelning inom Mormorsgruvetrakten kan man genom de 1919 av A. B. Åtvidabergs Bergverk utförda elektriska mätningarna, i sammandrag återgivna å fig. 12, få en föreställning. Det har vid dessa mätningar visat sig, att man har att göra med tvenne subparallella huvudströk, Mormors-Varpgruveströket och Haggruveströket, inom vilka malmzonerna dock ej äro kontinuerligt följbara. Dessutom påträffades ett flertal smärre och större zoner mellan och norr om huvudströken. Där zonernas bredd är känd uppgår den till 0,5—3 högst 5—7 m. Längden uppgår vid Mormorsgruve-, Varpgruve- och Haggruve-zonerna till ungefär 550, 400 och 350 m². Inom området är den malmförande biotit-kvartsskiffern genom dagöppningar och nya borrhningar och blottningar känd i Mormorsgruve-zonen i 350 m längd med en bredd av 3—4 m³. Vid Varpgruvan uppgår den kända längden till 200 m och bredden till 0,5—3 m. Vid borrhning öster om Varpgruveströket, där svagare påhåll med skarp omböjning mot söder föreligger, erhöles

¹ Enligt uppgift av en f. d. gruvarbetare skulle Garpagruvan åtminstone på slutet av brytningen huvudsakligen brutits på kvarts, som användes till beskickning i hyttan i Åtvidaberg.

² Härtill kommer för Haggruve-ströket ytterligare zonen söder om vägen, S om Mormorsgruvan.

³ I dessa siffror ingå ej bredderna i gruvorna, där f. n. ej exakta siffror kunnat erhållas.

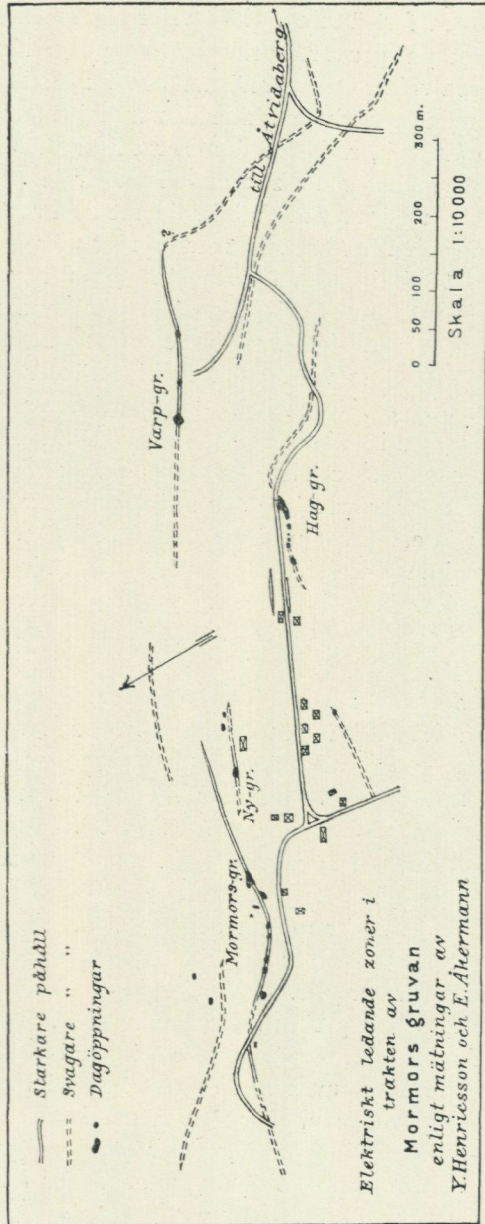


Fig. 12.

enbart något kis i gnejsen utan omgivande biotit-kvartsskiffer. Skilt från detta områdes malmzoner är Malmvikens gruvströk, som enligt verkställda mätningar ej synes ha någon större utsträckning.

I de utförda borrhningarna och blottningarna (öster om Varp- och Mormorsgruvorna) erhöles blott obetydligt med malm (överbägende svavelkis), delvis ingen alls. Anmärkningsvärt är, att de malmförande zonerna ändock så väl kunnat följas, vilket väl måste bero på den höga järnhalten i biotit-kvartsskifferna.

I de malmförande zonerna ha de rikare malmerna bildat platta lagerstockar med tämligen brant stupning mot NO och donläge mot SO samt med stor uthållighet mot djupet.¹ Denna struktur är överensstämmande med traktens allmänna stänglighetsstruktur. Förutom som mer samlade malmer ha kiserne dessutom förekommit som fattigare impregnation — kopparkisen gärna som drummer eller ådror — i de malmförande zonerna. I denna form har kopparkisen även anträffats i omgivande gnejs. Magnetit förekommer ofta i biotit-kvarts-skifferna, gärna anrikad i ränder. Vid Mormorsgruvan finner man på gruvbacken större utsprängda stycken, som kunna betecknas som något kisimpregnerad, fattig svartmalm. Sannolikt härstamma de från den järnmalmsrand, som vid brytningen anträffades i malmstockens liggande (jmf. TÖRNEBOHM sid. 590). I Malmviksgruvan synes ingen egentlig malmkoncentration ha förelegat, utan malmen har enligt TÖRNEBOHM uppträtt oregelbundet i form av ådror, impregnation eller — tillsammans med kvarts — »som större och mindre klumprika utsöndringar». Malmmineralen i gruvorna ha utgjorts av kopparkis, svavelkis och magnetis i växlande proportioner, vartill kommer den ovan nämnda magnetiten.² I stoff av konglomeratmalm från Varpgruvan har jag även iakttagit pyrolusit i form av små kulor eller drummer. Av TÖRNEBOHM omnämnes vidare brokig kopparmalm från Mormorsgruvan.

Speciell beskrivning. För att komplettera de ovan resumerade förhållandena må några ytterligare beskrivningar angående förhållandena vid de största gruvorna samt nödiga mikroskopiska data lämnas.

Garpa gruva. Dagöppningen bildar en 90 m lång och 1—2 m bred klyfta, i vars fortsättning malmströket genom mindre skärpningar kan fortsättas ännu 50 m. I en kvarlämnad brygga i dagöppningen ser man, att gruvan anlagts i ett kvartsitiskt strök i gnejsen, innehållande talrika, oregelbundna, smala — flera dm breda kvartsränder genomdragande densamma. Kvartsen är delvis oregelbundet interfolierad av oregelbundet förlöpande biotitrika ränder eller skivor. Kvartsränder uppträda även i sidognejsen, förmedlande övergången till densamma. I varpen anträffar man motsvarande bergarter. I bitar av biotitinlagringarna förekommer stundom röd granat (almandin).

¹ Mormorsgruvan är utsprängd till 407 m djup med samtidig längd av ca 60 m och bredd av 4—7 m.

² Från Varpgruvan omnämnes av TÖRNEBOHM även arsenikkis.

I kvartsen uppträda vidare ibland körtlar av grövre, spatig, röd fältspat. Densamma kan även tillsamman med kvarts bilda långsträckta körtlar i biotitskiffers massa. Denna fältspat (mikroklin?) är synbarligen bildad samtidigt med kvartsens utfällning, enär den är av grövre spatighet än fältspaten i gnejsen.

Av malmmineral anträffades endast något magnetkis och Cu-kis i kvarts och biotitskiffer. Någon mikroskopisk undersökning av här uppträdande bergarter har ej utförts.

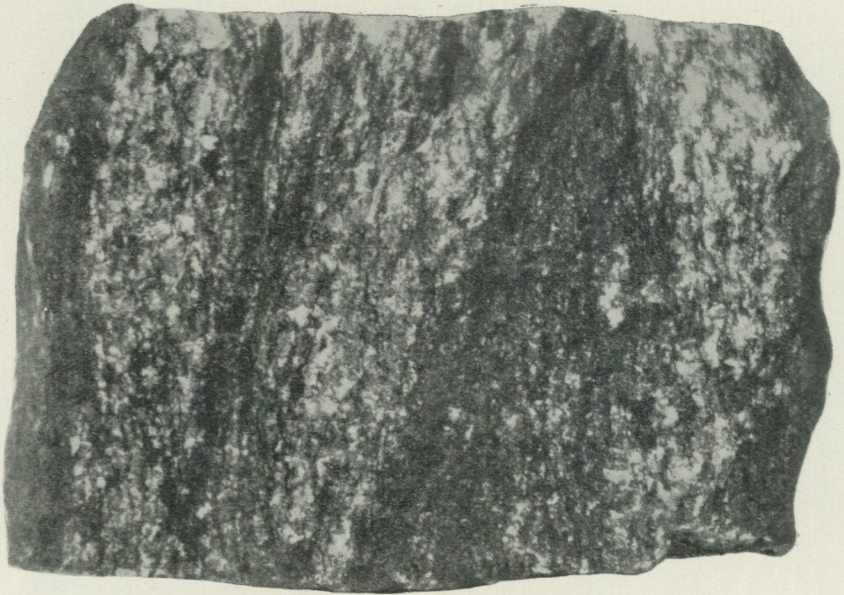


Fig. 13. Röd alkalin gnejs, genomdragen av metasomatiskt bildade kvarts-biotitränder. Varp från skärning ung. 100 m W om Mormorsgruvan. Nat. storlek. Fotogr. A. Hj. OLSSON.

Malmviksgruvan. Dagöppningen är ungefär 75 m lång med något slingrande förlopp och strykande ungefär i N—S (obs! den ungefär parallella ombøjningen av den strax invid belägna gnejsgranitgränsen). Bredden växlar från 8—10 m i S till 2 à 3 m. i N. Ungefär 30 m i dagöppningens fortsättning mot S finner man ett gammalt schakt.

I varpen finner man förutom mörk, finkornig till något grövre kvarts-biotitskiffer även bitar av granulerad röd gnejs. Densamma är ofta genomdragen av bredare eller smalare ränder av biotitrik beskaffenhet eller förändrad genom diffus spridning av biotit i berg-

arten. Alla mellanled mellan föga biotithaltig röd gnejs och fullständigt omvandlad sådan kunna erhållas. Kwarts-biotitskiffern är vanligen skiffrig och strimmig genom mineralens anordning. I de fall, då den är något grövre och mindre skiffrig, har den ett dioritliknande utseende. Ej sällan innehåller bergarten något granat. Flusspat anträffas dels som impregnation, dels som 0.5—1 cm tjocka krustor längs skiffrihetsplan. Vid denna gruva har även anträffats något hornblände, sannolikt samma hastingsitartade varietet som i gnejsen. Det bildar finkorniga massor, som kunna innesluta gnejspartier. Det uppträder dock blott sporadiskt.

I slipprov av bibehållna delar av röd gnejs finner man samma extremt mikroklinrika, helt granulerade bergart, som tidigare beskrivits från häll W om dagöppningen (sid. 41). Mi-halten är kanske än extremare än i denna. Utmed kornfogarna uppträda överallt i bergarten fingryniga krossaggregat. Biotit och något hastingsithornblände äro tämligen sparsamt fördelade i ränder eller grenveck mellan kornfogarna.

I ett slipprov av mörk, finkornig, randig biotitskiffer finner man, att den till övervägande del består av kvarts och biotit, och att den förre är långt rikligare förhanden, än det makroskopiska utseendet låter förmoda. Mineralsammansättningen beräknades efter geometrisk mätning till följande: Kwarts 44.3 %, biotit 33 %, plagioklas 5.7 %, magnetit 9.7 %, granat 6.5 %, flusspat 0.75%.¹ Kalifältspat är knappt påvisbar. Accessoriskt finner man vidare apatit, titanit och zirkon. Något epidot är även förhanden. Den innehåller ibland kärnor av ortit. Plagioklasen består av andesin med 33 % An. I en smal ytterzon har den mycket allmänt obetydligt surare sammansättning. Granaten uppträder i enstaka grövre individer. Den är svagt rödaktig och torde bestå av almandin. Biotiten har en nästan rent gräsgrön färg och stark absorption. Den representeras av en än järnrikare varietet än i den analyserade gnejsgranitstuffen (sid. 46). Biotiten har en strängt subparallell anordning samt är vidare anordnad i strimor i eller omväxlande med kvartsen (jmf. fig. 14—16). Plagioklasen är nästan h. o. h. i form av små korn inkapslad av biotiten i av densamma konstituerade bredare strimor, blott sällan finner man enstaka, då vanligen något grövre korn i kvartsen. Denna bildar ett tämligen grovt pflasterartat aggregat. Samtliga mineralen äro friska och opåverkade av stress.

Kvartsens och biotitens uppträdande i bergarten tyder på en resorption av biotiten från den senares sida. Förutom bredare och

¹ Samtliga mängder avse här och i de följande slipproven viktsprocent.

vanligen plagioklasförande biotitränder finner man smalare sådana ned till fina strimmor, fördelade i homogena kvartsränder samt ofta ej kontinuerligt förlöpande, utan »radbandsartat» uppdelade. I dessa strimmor ha biotitfjällen ett i hög grad korroderat utseende. Strimmorna ligga vanligen mellan kvartskornfogarna, men någon gång ses de draga genom större korn i kvartspflastret.

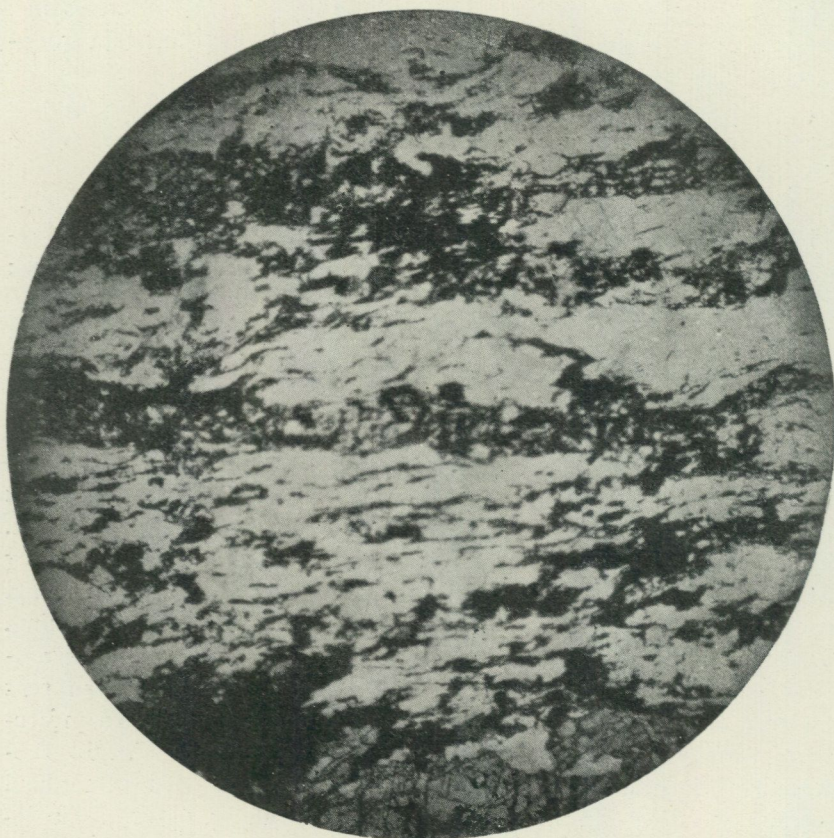


Fig. 14. Kwarts-biotitskiffer från Malmviksgruvan. I de bredare biotitränderna förekommer även plagioklas. Nedtill del av en granatindivid. Ord. ljus. Först. 16 ggr. Fotogr. A. HJ. OLSSON.

I ett slippprov av något grövre, mindre randig, »dioritliknande» skiffer finner man samma mineralsällskap + obetydligt muskovit samt något mikroklin. Mineralsammansättningen är här följande: Kwarts 44.32 %, biotit 40.98 %, plagioklas 6.34 %, mikroklin 1.12 %, magnetit 1.84 %,

epidot och granat vardera 1.68 och 2.04 %, apatit 0.24 %, titanit 0.39 %.¹ Plagioklasens sammansättning bestämdes till An_{33} . Som vanligt uppträda surare ytterzoner. Strukturellt skiljer sig bergarten från den föregående därigenom, att mineralen till en del ha grövre dimensioner samt oregelbundnare, flikiga former. Samma strimmiga anordning av biotit-kvarts återfinnes, ehuru mindre utpräglad. Mikroklinen

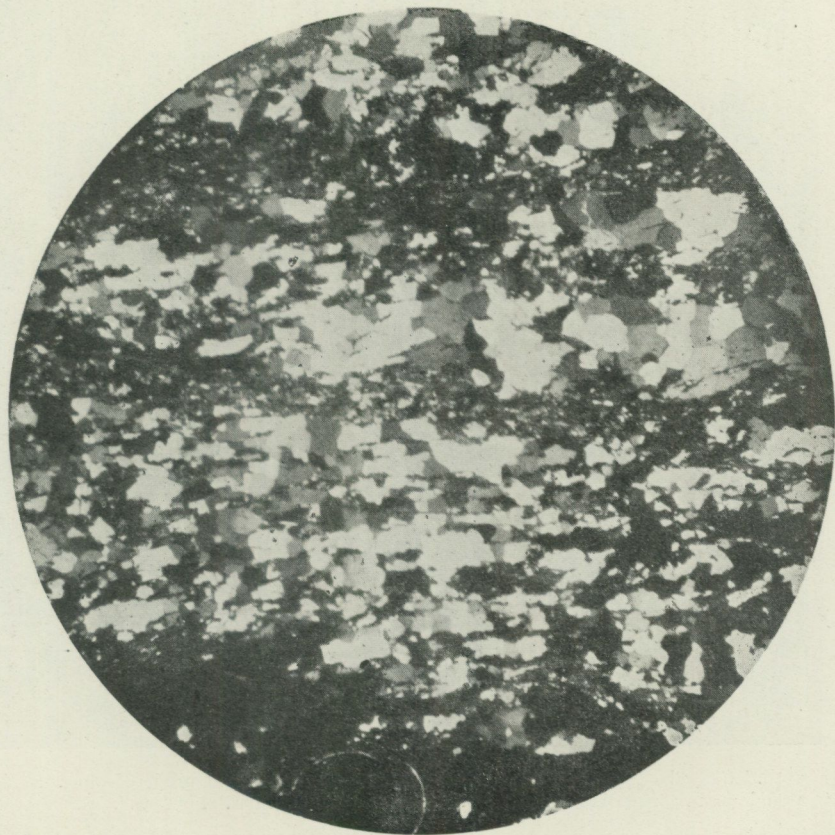


Fig. 15. Samma bild som fig. 14, tagen under korsade nic. Fotogr. A. HJ. OLSSON.

bildar delvis grövre korn liggande bland kvarts och biotit, delvis är den sparsamt förhanden i mellanmassa mellan de grövre plagioklas-kornen. Plagioklasen bildar till största delen aggregat av något

¹ Enligt beräkning ur den senare anförda analysen. Muskoviten, som ej uppgår till 1 %, är inberäknad i biotiten. Slutligen finnes något flusspat, mikroskopiskt uppskattad till 0.4 %.

grövre, klara, zonarstruerade korn, omgivna av en fingrynig, till utseendet krosstruerad massa av samma mineral. Man får det intrycket, att de förra växt på den senares bekostnad. Någon gång finner man en redigare pflasterartad struktur i plagioklasaggregaten, och sällsynt kan denna fältspat bilda grova, poikilitiskt av kvarts genomvuxna individer. Med plagioklasaggregaten äro alltid associerade



Fig. 16. Centrala delen av fig. 14, förstord. Biotitlamellernas korroderade former i de fina ränderna i kvartsen kunna iakttagas. Först. 29 ggr. Ord. ljus. Fotogr. A. Hj. OLSSON.

finfjällig biotit och något muskovit, mestadels fördelade mellan de grövre kornen, till någon del även som glesa fjäll i desamma.

Även med de grövre mikroklinindividerna äro glimrarna på likartat sätt associerade. De bilda här bårder, helt eller delvis omslutande kornen. I ett fall iaktogs även en dylik sericit-biotitrand genomsettande en större individ.

Utom i association med fältspaten finner man muskovit högst sporadiskt och såsom något enstaka grövre fjäll tillsammans med biotiten.

Denna bildar utanför fältspataggregaten grövre subparallellt liggande tavlor anrikade i ränder eller strimmor.

Glimrarnas och fältspatens relationer i biotitskifferna äro desamma, som tidigare beskrivits från den omvandlade plagioklasgnejsen öster om Adelsnäs. De giva direkt vid handen, att de förra bildats på bekostnad av fältspaten. De här resterande fältspaterna måste anses såsom en rest av gnejsens halt av dessa mineral, som i detta slipprov äro mindre fullständigt förbrukade än i det första. Däremot finnes intet i mineralens utbildning, som kan igenkännas som nedärvt från bergartens forna eruptivstruktur.

Kvartsen visar i en del grövre korn i slipprovet n:o 2 starkt undulös utsträckning, som lokalt kan vara stegrad till krossning. Eljest saknas i båda preparaten spår av deformation, och samtliga mineralen äro friska.

Mormorsgruvan, Varpgruvan och Haggruvan. Förhållandena vid dessa gruvor synas ha varit så likartade, att de kunna behandlas i ett sammanhang. De allmänna geologiska förhållandena äro redan berörda. I en vid mitt besök öster om Varpgruvan gjord blottning av den malmförande zonen visade sig denna tämligen homogent bestå av en tät—finkornig biotit-kvartsskiffer av c:a 1 m bredd. Den i S blottade gränsen var synnerligen skarp, sannolikt beroende på en glidning utmed en här förefintlig, skölartad malmförande rand. En likartad malmförande rand förefanns även inne i skiffern. I dessa 1—2 dm breda »malmskölar» var skiffern av grövre, biotitrik och lösare, delvis sönderrostad beskaffenhet. Malmen (pyrit och Cu-kis) uppträdde i form av oregelbundna drummer eller körtlar. Även kvarts var förhanden i malmgångarna i form av oregelbundna partier, ibland som rundade bollar.

Vid Haggruvan finner man utmed dagöppningens sidor rikligt med mörka kvarts-biotit-turmalin-magnetit-ådror, som delvis bilda ett oregelbundet nätverk i gnejsen. Vid Mormorsgruvan och Varpgruvan var utöver det redan av TÖRNEBOHM omnämnda föga att se i själva dagöppningarna.

Förutom mörk, tät eller något grövre ofta kvartsrandig biotit-skiffer, av likartat utseende som vid Malmviksgruvan, finner man även vid dessa gruvor i varpen av biotit-skifferstrimor genomdragen eller diffusare biotitomvandlad röd gnejs. Som en motsvarighet mot Garpagruvan förekomma vidare kvartsrikare facies av biotit-skiffern, där biotiten är inskränkt till smalare band eller strimor i kornig kvarts. Härtill komma vid Mormorsgruvan de redan omnämnda, även de randiga järnmalsrikare facies av biotit-kvartsskiffern.

I ett slipprov av gnejsen omedelbart invid Haggruvans dagöppning finner man samma relativt grova och helt omkristalliserade mikroklinrika bergart som vid Malmviksgruvan.

I tvenne undersökta prov av resterande gnejs med genomdragande biotitstrimmar från Mormorsgruvans varp och varpen från en mindre skärpning ungefär 100 m W om Mormorsgruvan är emellertid bergarten plagioklasrikare än vanligt. I det senare provet (samma stuff som är avbildad å fig. 13) utgöres fältspaten till drygt 50 % av svagt pertitisk mikroklin, resten av albitoligoklas (An_{10}). Som vanligt är fältspaten helt granulerad, delvis starkt krossad. Dock förekomma även rester av något grövre plagioklasindivider. Ävenledes återfinner man gnejsens homogena kvartsaggregat, mestadels starkt utdragna. I de biotitrika slirorna har biotit (kloritiserad) rikligt och övervägande i finfällig fördelning utbildats som ett grenverk i de granulerade och krossade fältspataggregraten, omslutande de grövre fältspatkornen. Samtidigt har kvarts utfällts i linser och ränder. Något magnetit och rätt rikligt, starkt blå turmalin äro även nybildade.

I det undersökta provet från Mormorsgruvan är plagioklashalten än högre, c:a 70 % av fältspatmassan. Strukturen är samma granoblastiska som i Malmviksgnejsen med allmän randlig krossning utmed kornfogarna. Plagioklasens sammansättning är An_{15} . Normal zonarbyggnad är vanlig. I bergarten förekomma emellertid ett fåtal grövre, relikta fältspatindivider, som blott delvis äro granulerade. Fältspaten består här av grov pertit med övervägande plagioklaskomponent. Mikroklinhalten i dessa individer är likvisst större än i de granulerade aggregaten.

Av dessa slipprov synes framgå, att i Mormorsgruveströket gnejsen åtminstone delvis varit albitrikare än f. ö. i det malmförande området. Emellertid torde denna albitrikedom varit lokal. Även i starkt biotitvandlad skiffer från gruvströket har sålunda anträffats mikroklin dominerande över plagioklas, ehuru likvisst biotitvandlingen alltid i främsta rummet sker på mikroklinens bekostnad. I detta fall måste bergarten från början ha varit extremt plagioklasfattig.

Av intresse är att i slipprovet n:o 2 någon ökning av plagioklas- och speciellt av An-halten under metasomatosen torde ha skett.

I slipprov av den malmförande skiffen finner man likartade förhållanden med dem i Malmviksgruvan, dock synes vid de föreliggande gruvorna flusspat saknas, i gengäld varför turmalin mycket allmänt och i de magnetitrikare undersökta proven i riklig mängd uppträder. Dessa båda mineral, flusspat och turmalin, synas sålunda i viss mån vikariera för varandra. Turmalinen har en ytterst starkt blågrön—grön, ibland även rent blå färg på ω samt en svagare röd-

violett färg på ϵ . Dubbelbrytningen är högre än 0.030. Den är svår att exakt bestämma på grund av den starka absorptionen. Turmalinen är således en järnoxidulrik varietet.

Såsom ett extremt fall av biotitanrikning kan den redan av TÖRNEBOHM omnämnda biotitskiffern från Mormorsgruvemalmens liggande anföras. I det TÖRNEBOHMSKA slipprovet består bergarten av c:a 64 % grönbrun biotit, optiskt likartad med den i den analyserade mikroklin-gnejsgraniten. Resten utgöres av epidot 22 %, ($\gamma - \alpha = 0.030$) samt kvarts 12 %, varjämte titanit och apatit finnas accessoriskt. Fältspater saknas i detta slipprov fullständigt.

En mer representativ föreställning om den mörka skiffern, sådan den allmännast synes vara utbildad, lämnar följande slipprov från Haggruvans varp. I provet, en mörk, tät skiffer med subparallella ränder av kvarts, finner man en randvis omväxling av rena kvartspflasteraggregat, med smala (korroderade) fina strimmor av biotit, omväxlande med ränder av biotit-fältspatsammansättning med ringa mängd inblandad kvarts. Biotiten i dessa sistnämnda ränder är rikligt förhanden, som vanligt i form av en finfjällig, strimvis kompaktare och grövre massa. Fältspaten utgöres till övervägande mängd av plagioklas (An_{15} med surare ytterzon). Den har liksom i Malmviksgruveproven en oredig utbildning med en del av kornen grövre, resten uppträdande i fingranulerad fördelning mellan de förra. I den fingranulerade (krossade) fältspaten uppträder den finfjälliga biotiten. Mikroklin anträffas blott som en underordnad beståndsdel i denna mellanmassa. Endast i ett fall har en större, grovt pertitstruerad mikroklinindivid iakttagits, en tydlig enstaka rest av gnejsgranitens fältspat. I dessa biotit-fältspat-aggregat uppträder även kvarts i form av utdragna linser eller smala ränder, i vidare detalj uppdelande massan. Till de beskrivna mineralen komma ytterligare grova korn av magnetit och turmalin, vanligen associerade med varandra och mest fördelade i biotit-fältspat-ränderna. Även dessa mineral ha delvis en randvis anordning. Ytterligare finner man obetydligt epidot, ofta med kärnor eller skalformig inlagring av ortit samt något apatit och zirkon.

Detta slipprov visar i allt väsentligt likartade förhållanden med dem i det som n:o 2 beskrivna från Malmviksgruvan. I ett annat undersökt slipprov från Haggruvan finner man en betydligt lägre halt av kvarts. Denna bildar ej ränder utan utdragna pflasterstruerade aggregat av ungefär samma dimensioner och föga rikligare kvantitet än i gnejsen. För övrigt består bergarten av kvartsfattiga aggregat av dåligt hornfelsartat struerad plagioklas (An_{15}) vanligen med krosstruerad fältspatmellanmassa mellan kornen samt av biotit och mikroklin. Mikroklinen är utbildad

på samma sätt som i förra slipprovet. Biotiten bildar delvis den vanliga finfjälliga massan i fältspataggregaten, till kvantitet varierande från mycket riklig till sparsam. Dessutom uppträder den i grövre tavlor som utdragna homogenera linser eller strimmor. Som småmineral uppträda samma species som i förra slipprovet.

I denna bergart synes gnejsens struktur ännu kunna urskiljas i kvartsens anordning. Ävenledes kan man antaga, att de grova biotitlinserna representera något tidigare utbildade, deformerade fläckar av det slag, som vid gnejsgranitens beskrivning därstädes omnämnts. Fältspaten är däremot starkt förträngd, varjämte proportionen plagioklas: mikroklin är omvänd i förhållande till den normala bergarten. Denna bergart kan betecknas som ett mellanstadium till en kvarts-biotitskiffer av tidigare beskrivet slag.

Till de lämnade beskrivningarna må blott ytterligare fogas några ord om de magnetitrika facies av kvarts-biotitskiffern. Såsom sådan kan det av TÖRNEBOHM beskrivna provet från Mormorsgruvemalmens hängande anföras. Förutom kvarts, som är rikligast förhanden, finner man grovkristallinisk magnetit, brungrönbiotit, samt rikligt med turmalin. Fältspat, här övervägande bestående av mikroklin, uppträder som fåtaliga grövre, oregelbundet utbildade korn. Huvudmineralen ha som vanligt en strimmig fördelning med renare kvartsströk och magnetit-turmalinrika sådana i växling samt med biotitrikare zoner utbildade i de senare. Fältspaten förekommer här i samtliga zonerna.

Likartade förhållanden finner man i ytterligare tvenne undersökta prov från Mormorsgruvan och Haggruvan. Med den höga magnetithalten följer hög turmalinhalt. Dock är mikroklinens mängd här, som vanligt i malmskifferna, underordnad i jämförelse med plagioklasens. Med avseende på den relativa bildningstiden för magnetit-turmalin och kvarts synas förhållandena vara likartade med dem man finner beträffande biotit och kvarts. Turmalinen har sällunda ofta korroderade former, då den är innesluten i kvartsaggregaten.

Malmernas genesis. Såsom redan vid beskrivningen av de röda mikroklinrika gnejsgraniterna antyddes, tala förhållandena avgjort för, att malmbildningen och de till densamma knutna metasomatiska förändringarna stå i genetiskt samband med dessa bergarters magma, och att det speciellt varit den undre större gnejsgranitmassan, som varit malmförande. Att så skulle vara fallet, har även tidigare antagits av GEIJER.¹ Som en resumé må de förhållanden, som tala för denna malmernas genesis, i korthet anföras:

¹ Falumonografien sid. 276.

1. Malmerna liksom de på likartat sätt med de malmförande zonerna förändrade, ej malmförande ströken av omvandlad gnejsgranit äro geografiskt nästan uteslutande bundna till övre delarna av den södra mikroklingnejsgraniten eller till motsvarande bergart i Åtvidssynklinalen. Där någon malmbildning skett utanför gnejsbergarterna, är den lokaliserad till närheten av den förras gräns eller till den de lagergångartade gnejsströken i Åtvidssynklinalen överlagrande glimmerskiffern och till grönstenar, intrusiva i densamma eller utmed dess övre gräns.

2. Den mikroklinrika gnejsgraniten är åtföljd av rikligt turmalinförande pegmatit och av kvarts-turmalingångar. Samma mineral (järnrik turmalin) är karakteristiskt för malmbildningen vid de flesta gruvorna, och är där rikligt förhanden.²

3. I de den undre gnejsen överlagrande leptiterna ha metasomatiska förändringar skett, som lokalt nära kontakten äro stegrade till en fullständig ombildning av leptiten. Denna omvandling har med förändringen i malmzonerna det gemensamt, att leptitens alkalier äro delvis utlakade. Möjligen har även någon ökning av Fe och Mg(?) skett. Motsvarande omvandling har även skett i den intill Åtvidsgnejsgranitzonen angränsande plagioklasgnejsgraniten. Att ej en likartad förändring skett i Åtvidssynklinalens bergarter, kan bero därpå, att den omedelbart överlagrande bergarten är en glimmerskiffer, vars sammansättning varit stabil gentemot de omvandlade lösningarna. Det föreligger dock den möjligheten, att en del muskovitrika fältspatfria facies inom den övre leptiten (jmf. sid. 12), i vilka samtidigt kvarts i orediga ådror och körtlar är utfälld, kunna vara bildade på motsvarande sätt. Dock ha dessa bergarter ej vidare undersökts.

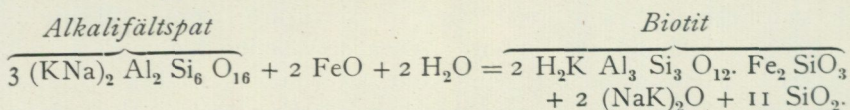
4. Slutligen må här även anföras den Fe-rika biotitens abnormt sena bildningstid i gnejsgraniterna samt frånvaron av gräns mellan denna allmänt inom bergarten uppträdande biotitbildning och den i de biotitrikare ströken inom bergarten, där denna börjar genomvävas av grövre och rikligare biotitränder. Dessa bilda i sin tur en övergångsform till de malmförande zonerna. Av biotitens ämnen ha järn och (i ringa mängd) magnesia hållits i lösning i magman ända till utkristallisationens slut, då de samtidigt med den då inträffande delvisa krossningen reagerat med krossad fältspat, i främsta rummet med kalifältspat, samt bildat biotiten. Denna biotitens bildning förutsätter en aluminiumfattig eller -fri form för de residuala Fe-Mg-lösningarna.

Samtliga dessa förhållanden utvisa, att de kalirika gnejsgraniternas magma, som i sig själv är att betrakta som en restmagma, varit osedvanligt rik på restlösningar. Malmbildningen och de med densamma

² Även flusspat förekommer i den alkalina gnejsen liksom i dess kvarts-turmalingångar. Däremot har detta mineral ej iakttagits i de övriga gnejsgraniterna.

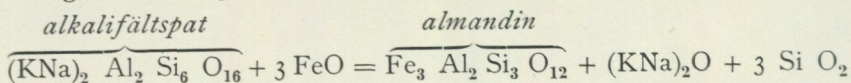
förbundna omvandlingarna av sidostenen ansluta sig omedelbart till bergartens stelning och den därefter skeende biotitbildningen. Själva utkristallisationen av bergartens mineral måste slutligen ha avslutats vid mycket låg temperatur, enär i det sista skedet blandbarhet av albit och kalifältspatkomponenterna ej längre varit rådande.

Mineralogiska och kemiska förändringar i malmzonerna. De *mineralogiska* förändringarna i malmzonernas mörka skiffrar ha i huvudsak bestått av samma process, som gjort sig gällande vid biotitbildningen i allmänhet inom gnejsgranitens övre delar, alltså av en hydrolytisk sönderdelning av fältspaten och i främsta rummet av kalifältspaten under bindning av Fe, i underordnad mängd även Mg, i biotit. Till sitt förlopp kan denna reaktion i korthet belysas av följande formel:



Vid denna reaktion har även något Al_2O_3 substituerats av Fe_2O_3 . Fe-halten i lösningarna har varit hög nog att överföra all eller största delen av den frigjorda Al-mängden i biotit och därtill lämna fri magnetit. Blott i helt underordnad kvantitet har muskovit anträffats i Malmviksgruvan och i malmslipprov från Mormorsgruvan. Däremot har Mg-halten i lösningarna, såsom av analyserna nedan belyses, varit låg. Vid biotitbildningen har kvarts utlösts. Densamma har under metasomatosen utfällts längs skiffrighetsplan i bergarten, därvid delvis resorberande biotiten.

Förutom denna process ha även andra omsättningar ägt rum, därvid granat, hornblände, turmalin och flusspat bildats, men i jämförelse med den skisserade biotitbildningen spela de en underordnad roll. För granatbildningen kan följande formel uppställas:



Sannolikt förefinnes även något andradit i granaten.

Av intresse är, att plagioklasen och speciellt anortiten varit mer stabil under omvandlingen än kalifältspaten. I kvarts-biotitskiffrarna är kalifältspaten så gott som undantagslöst till kvantiteten underordnad eller alldeles försvunnen. Plagioklasen är i de flesta fall till större eller mindre del kvar, i extremt biotitrika facies (biotitskiffern från Mormorsgruvan) är även denna fältspat försvunnen. Den ersättes då av epidot. Samtidigt med denna förskjutning mellan fältspaterna har en ökning av An-halten ägt rum. Genomgående är An-halten i plagio-

klasen högre än i gnejsen (15—35 % mot 7—10%). Denna An-molekylens ökning kan uppfattas såsom beroende på en koncentration av den ursprungliga kvantiteten av denna fältspat, skeende samtidigt med minskningen av plagioklasens totalkvantitet. Emellertid tala förhållandena i de resterande gnejspartierna från Mormorsgruvan liksom även analyserna nedan för, att verkligen någon absolut ökning av Anhalten skett. Denna ökning, som dock är ringa, torde få uppfattas som beroende på en halt av CaO, eller väl snarare CaCO₃, i lösningarna, som reagerat med rester av de sönderdelade alkalifältspaterna. Även vid denna process frigöres SiO₂.

Att alkalifältspaterna i högre grad än anortiten angripits, stämmer med, vad som tidigare vid Falun och Orijärvi iakttagits av GEIJER och ESKOLA¹. Orsaken till detta förhållande torde vara att söka i att lösningarna varit mättade på Ca-salter, samt på en relativt större svårloshet av anortitmolekylen. Att kalifältspaten i högre grad än albiten sönderdelats, står i överensstämmelse med denna fältspats mindre stabilitet i allmänhet vid metamorfos under måttligt hög temperatur och under tillgång på vatten (jmf. sid. 25). Vidare torde detta även bero på behovet av oxiden K₂O för biotitens bildning.

Vid metasomatosen ha alkalier bortförts och vatten bundits i deras ställe. Vart dessa oxider förts är givetvis svårt avgöra. Man skulle emellertid vara frestad sätta den i amfiboliterna uppträdande biotit-epidot-granat-bildningen i samband härmed. I huru stor utsträckning alkalier och huvudsakligen K₂O härvid ha kunnat fixeras, är emellertid svårt bedöma.

Förhållandena vid Åtvidabergsgruvorna äro speciellt lämpade för en undersökning av de *kemiska förändringar*, som skett vid metasomatosen, då ursprungsbergarten, gnejsgraniten, till sin sammansättning är känd. Även om lokalt, såsom slipproven från Mormorsgruvan utvisa, någon variation i relationen K₂O:Na₂O kan ha förelegat, måste likväl gnejsen i gemen ha haft en mycket likartad och kalirik sammansättning, sådan den representeras av analysen II. För att erhålla någon översikt över de kemiska förändringar, som åtföljt kvartsbiotit-skiffarnas bildning, överlämnades till Dr. R. MAUZELIUS det prov från Malunviksgruvan, som mikroskopiskt beskrivits som n:o 2. Å detsamma utförde han den nedan under IV anförda analysen. Dessutom beräknades ur de geometriskt bestämda mineralkvantiteterna den kemiska sammansättningen av den som n:o 1 beskrivna, fältspatfattigare skiffern från samma gruva samt av biotitiskiffern från Mormorsgruvan. Såsom grund för beräkningen av biotiten lades i den

¹ S. G. U. Ser. C, N:o 275, sid. 267. Föredrag av P. ESKOLA inför Norges Geolog. Foren., dec. 1919.

senare den i gnejsgranitanalysen sid. 46 funna biotitsammansättningen. Optiskt sett äro de båda mineralen likartade och karakteriserade av samma grönbruna färg. För den förra kvarts-biotitskiffern (n:o 1 i tabellen) tillämpades den ur analys IV beräknade sammansättningen av den här nästan rent gröna biotiten ($\beta = \gamma$ grön, svagt brunaktig $> \alpha$ ljusgul, $2V_{\alpha}$ c:a 0°). Denna beräkning gav till resultat de under D angivna talen.¹ Under B är den ur gnejsen beräknade biotiten till jämförelse åter upprepade.

	D	B
SiO ₂	= 37,59	39,34
Al ₂ O ₃	= 17,30	19,39
Fe ₂ O ₃	= 7,73	5,90
FeO	= 23,64	20,75
MnO	= 0,73	1,13
MgO	= 1,12	3,73
K ₂ O	= 9,69	6,92
H ₂ O	= 2,20	2,83
	100,00	99,99

Granaten beräknades som almandin, epidot och plagioklas bestämdes under mikroskopet.

	II	IV	1	2
SiO ₂	68,06	66,65	62,56	46,23
TiO ₂	0,45	0,16	—	0,82
Al ₂ O ₃	14,86	9,80	8,47	18,11
Fe ₂ O ₃	1,57	4,59	9,27	6,00
FeO	2,31	11,14	13,63	13,28
MnO	0,10	0,30	0,24	0,72
MgO	0,33	0,46	0,37	2,39
CaO	1,20	1,11	0,74	5,78
Na ₂ O	3,02	0,48	0,46	—
K ₂ O	7,02	4,14	3,20	4,42
P ₂ O ₅	0,14	0,11	—	—
F	—	—	0,36	—
CO ₂	0,36	—	—	—
H ₂ O	0,48	0,93	0,73	2,24
	99,90	99,95 ²	100,03	99,99

II. Röd mikroklinik gnejsgranit, SO om Mormorsgruvan.

IV. Kvarts-biotitskiffer, derivat ur samma gnejs, Malmviksgruvan.

Anal. R. MAUZELIUS.

¹ Analysen beräknades på följande sätt: Ur TiO₂ och P₂O₅ erhöles apatit och titanit. Magnetit, granat, mikroklin och epidot (zoiz.: pist. = 8:2) beräknades efter mätning i slipprevet. Ur hela Na₂O-halten beräknades plagioklasen enligt den i slipprevet funna formeln An₃₅. Resterande oxider beräknades som biotit. Mineralsammansättningen blir den sid. 92—93 anförda. Härvid har ej hänsyn tagits till den flusspathalt, som förefinnes i provet (c:a 0,4 %). Ett medtagande av denna skulle något minska epidotens mängd. Även torde en del av titanitens Ti-halt vara bunden i biotiten.

² Häri 0,05 BaO och 0,03 S.

1. Kwarts-biotitskiffer, derivat ur samma gnejs, Malmviksgruvan, beräknad.

2. Biotit-epidotskiffer, derivat ur samma gnejs, Mormorsgruvan, beräknad.

Dessa siffror torde lämna en i det väsentliga tillfyllest belysande föreställning om de kemiska förändringar, som skett. Av analyserna (inkl. de beräknade) motsvara IV och I kvarts-biotitskiffrar i framskridet stadium av omvandling, sådana de allmännast synas föreligga i malmzonerna. Dessutom förekomma givetvis även sådana, i vilka större procent av fältspat resterar, liksom kvartshalten ibland är högre, ibland lägre. N:o 2 representerar en extrem typ av biotitanhopning och fältspatförträngning.

Av siffrorna för de olika ämnena framgår, att den skedda förändringen huvudsakligen består i en utlakning av alkalier, som ersatts av vatten, samt i en högst väsentlig ökning av järn, övervägande Fe^{II} samt en obetydlig sådan av Mg. Däremot lämna talen för SiO_2 och CaO i IV och I, som representera, vad man kan kalla »normaltypen» för malmskiffrarna, ej någon direkt grund för antagande av några väsentliga förändringar. I den extrema biotit-epidotskiffern har en ökning även av den senare oxiden, samtidigt som en betydande sänkning av SiO_2 -halten, skett. I genomsnitt torde likväl med hänsyn till de vid gruvorna förekommande extremare kvartsitiska varieteterna av skiffrarna kvartshalten vara något högre än vad de anförda siffrorna utvisa. Egendomligt är förhållandet beträffande aluminium. Detta ämne visar tydligt i IV och I en minskning, som ej kan förklaras såsom blott relativ, utan även måste vara absolut, d. v. s. bero på ett bortförande ur bergarten av detta ämne. Denna minskning kompenseras av ökningen i biotitskiffrar av den sammansättning, som representeras av n:o 2. Huruvida denna ökning i stort fullt motsvarar sänkningen i de »normala» och i de mer kvartsitiska skiffrarna, är dock givetvis svårt att bedöma. I varje fall ha förflyttningar av detta ämne inom malmzonerna, möjligen även i genomsnitt någon förlust av det samma, skett.

Den kemiska sammansättningen i »normal» kvarts-biotitskiffer låter sig genom tillämpning av de tidigare uppställda formlerna härledas ur gnejsen. En dylik beräkning låter bättre än en direkt jämförelse av analys-talen de skedda förändringarna komma till synes. Det visar sig härvid, att under metasomatosen c:a 3,39 % Al_2O_3 bortförts från bergartmassan. Därav ha emellertid 3,17 % substituerats av Fe_2O_3 i biotitens muskovitmolekyler. Beräkningen utfördes på grundval av analyserna II och IV på följande sätt: Som i de båda analyserna talen för

SiO₂ och CaO ej utvisa någon nämnvärd olikhet, utgicks från den förutsättningen, att dessa förblivit konstanta. Beräkningen skulle sålunda inskränka sig till en biotit- och granatomvandling av överskottet av alkalifältspat i gnejsgraniten utöver den oomvandlade rest av dessa fältspater, som ännu föreligger i IV under samtidigt utfällande av SiO₂ som kvarts. Detta överskott utgöres av 664 mol. Mi och 410 mol. Ab.¹ Av dessa lämnar mikroklinen enligt omvandlingsformeln² 443 mol. biotit (olivin = 554 mol.), 2101 mol. SiO₂ som restera, samt 369 mol. K₂O. Dessa senare tagas delvis i anspråk för biotitbildning ur albit. Av den tillgängliga albiten behövas 235 mol. för att täcka den återstående kvantitet sesquioxider som förefinnas i biotiten i IV, därvid samtidigt 198 mol. Al₂O₃ substitueras av lika många mol. Fe₂O₃. Härvid erhållas 157 mol. biotit (olivin = 196), 743 mol. resterande SiO₂ samt 235 mol. Na₂O, som bortgå. Från K₂O-resten kvarbli 265 mol. K₂O som bortgå. Slutligen restera 175 mol. albit. Av desamma tagas 41 mol. i anspråk för bildande av den i IV förekommande granaten, resten, 134 mol., måste ävenledes ha sönderdelats med utfällande av kvartsen och bortförande av återstoden. Den på detta sätt teoretiskt omvandlade bergarten får en massa av 106,61 %. Omräknad på 100 blir sammansättningen den under a angivna.

	IV	a	b
SiO ₂	66,65	63,84	66,21
Al ₂ O ₃	9,80	10,76	10,05
Fe ₂ O ₃	4,59	4,45	4,15
FeO (+ MnO) . . .	11,44	12,44	11,63
MgO	0,46	0,73	0,68
CaO	1,11	1,13	1,06
Na ₂ O	0,48	0,45	0,42
K ₂ O	4,14	4,25	3,97
H ₂ O	0,93	1,29	1,21
TiO ₂ + P ₂ O ₅ . . .	0,27	0,66	0,62
	99,95 ³	100,00	100,00

Av denna beräkning framgår emellertid, att en ej ringa kvantitet SiO₂, c:a 7 %, måste tillföras i a för att denna skall bli identisk med IV. Den därvid efter omräkning på 100 erhållna sammansättningen är anford under b. Såsom synes bli differenserna jämfört med II obetydliga.

De mängder som slutgiltigt tillförts b äro de följande: SiO₂ = 7,00, Fe₂O₃ = 3,17, FeO = 10,55, MnO = 0,31, MgO = 0,45, H₂O = 0,90. Summa tillfört 22,38 %.

¹ Fullt riktigt blir detta ej, enär vid den senare omräkningen i a och b till 100 fältspatresterna från II minskas. Omvandlingen blir alltså driven något för långt. Felet blir emellertid obetydligt.

² Här använda biotitformeln är den i analys IV funna, olivin : musk = 1,25 : 1, förhållandet mellan FeO + MnO : MgO i biotiten = 92 : 9, K₂O : H₂O = 4 : 5.

³ Häri 0,08 Ba O och S.

Bortförda äro $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,39$, $\text{Na}_2\text{O} = 2,54$, $\text{K}_2\text{O} = 2,49$. Summa $8,42\%$.

Resumerande kan man alltså draga den slutsatsen beträffande de omvandlande lösningarna, att desamma innehållit följande ämnen, som fixerats i malmskiffrarna: FeO , SiO_2 bådadera rikligt, Fe_2O_3 , MgO (underordnat) samt obetydligt MnO . Härtill kommer H_2O samt B och F. Även något CaO har tillförts. Vid omvandlingen ha alkalier och möjligen något Al_2O_3 bortförts.

För så vitt hänsyn blott toges till förhållandena i skiffrar av den typ, som analysen IV representerar, skulle de molekylära proportionerna mellan tillförda baser och kiselsyra nära svara mot en ortosilikatisk (fayalitisk) sammansättning. I stort sett torde dock denna proportion något förskjutas till förmån för SiO_2 . Sannolikt är väl dock, att i stor utsträckning dissocierade oxider förelegat i lösningarna.

De föreliggande förhållandena synas berättiga till en teori angående de tillförda substanserna av ungefär följande innehåll: Restlösningarnas halt av järn (+ obetydligt MgO och MnO) förelåg sannolikt ursprungligen i den alkalina magman i form av silikat (metasilikat? fayalit?). Att detta ej utkristalliserade i vanlig ordning i biotit, berodde på den höga alkalihalten, som krävde tillgänglig Al_2O_3 för fältspat. Ävenledes saknades tillgång på CaO för hornblädebildning. Slutligen ledde sannolikt även tidigt magmans rikliga halt av mineralisatorer (inkl. H_2O) till en hydrolytisk sönderdelning av järnsilikatet. Någon silikatbildning av de resterande lösningarna kan under sådana förhållanden ej ha skett, förrän hydrotermalt efter sönderdelning av de tidigare bildade fältspaterna efter eller vid slutet av det magmatiska skedet, då alkalifältspaterna vid lägre temperatur och vid närvaro av vatten ej längre voro stabila.

Av vikt för processen har således varit en relativ Al_2O_3 -brist i magman. Vidare torde även Mg -bristen ha spelat en viktig roll. Den Mg -rikare biotiten är, liksom Mg -rikare silikat överhuvudtaget, svårslösligare i magman än Mg -fattigare och kan därför förutsättas konkurrera med alkalifältspaten (inkl. surare plagioklasblandningar) om aluminiumhalten. En biotitbildning under sådana förhållanden leder till sönderdelning (under det magmatiska skedet) av fältspaten och ett frigörande av alkalier.¹ En dylik process kan tänkas ha försiggått i de underliggande delarna av gnejsgranitmassan (jmf. den tidiga kristallisationen av den Mg -rikare biotiten i den albitrikare alkalina gnejsgraniten samt i oligoklasgnejsgraniten). Ett dylikt antagande skulle lämna en förklaring till den höga alkalihalten i den överliggande malmförande gnejsen. Till den i analysen förefintliga alkalihalten

¹ Jmf. även N. L. BOVEN, Journ. Geol., Suppl. Vol. 23, 1915, s. 44—45 och 55 samt där refererat arbete av P. NIGGLI.

kommer här primärt ytterligare den vid biotitbildningen frigjorda och bortförda alkalimängden.

Mekanismen vid malmbildningen och metasomatosen synes ha varit följande: De vid den undre gnejsgranitens stelling utskilda residuala lösningarna ha under magmans kristallisation koncentrerats rikligare i dess övre delar. Under den vid slutet av kristallisationen inträffande krossningen och förskiffringen ha lösningarna allmänt börjat reagera med den redan utskilda fältspaten under nybildning av biotit. Metasomatosen har därvid lokaliserats till krossaggregaten och skiffrihetsplanen i bergarten, vilket förklarar biotitens strimartade eller utdraget fläckartade förekomstsätt i gnejsen. I malmströken eller de ej malmförande, likartat omvandlade zonerna torde mer utpräglade förskiffringszoner ha förelegat, orsakande en rikligare koncentrerings av lösningarna till desamma samt en mer allmänt genomgripande förändring av bergartmassan utmed planen. Förhållandena i kvarts-biotitskiffarna giva vid handen, att förskiffring och rörelse skett under metasomatosen förlopp. På detta sätt kan den utfällda kvartsens lokalisering till skiffrihetsplan i den under bildning varande biotitmassan förklaras, likaså den genomgående tendensen hos samtliga mineral att bilda strimmigt utdragna aggregat. Att pressning och krossning försiggått samtidigt med omkristallisation, utvisas dessutom av den delvis krossstruerade fältspaten i kvarts-biotitskiffarna, samtidigt som grövre korn av fältspat utbildats i krossaggregaten på deras bekostnad.

För mineralbildningen under omvandlingen och malmernas deposition kan i stort sett en tydlig ordningsföljd uppställas. Sålunda har biotitens bildning samt magnetitens och turmalinens utkristallisation skett något tidigare, dock i stort sett samtidigt med kristallisationen av huvudmassan av kvartsen. Dessa processer bilda i förhållande till kisdpositionen ett skede. Med kiserna har blott obetydligt magnetit hållits i lösning. Densamma ses i slipprov av kompakt Cu-kismalm tillika med enstaka turmalinprismor uppträda som strökornsartade kristaller. Omvänt finner man även tillsammans med magnetiten i magnetit-turmalin-kvartsskiffarna något kis i oregelbundet utbildade korn (pyriten dock delvis i kristaller), som synas vara bildade samtidigt med järnmalmen. I stort sett föreligger dock en klyvning mellan järnmalmen och kismalmen. Bland kismineralen finner man den vanliga ordningsföljden med pyrit tidigare än magnetkis och Cu-kis. Den senare torde ha längst hållits i lösning. Tillsammans med kiserna måste även något kvarts ha hållits i lösning. Den uppträder som klumpar eller drummer i malmen eller innehållande malm i malmförande zoner i kvarts-biotitskiffarna.

Den platta stockform, som utmärkt de mer ansamlade malmdepositionerna, står tydligtvis ävenledes i samband med stänglig deformation under malmbildningen. Man behöver därvid likväl ej nödvändigtvis tänka sig en deformation av redan fasta malmkroppar utan kanske snarare en ansamling av malmsubstansen längs den från stress mest fria riktningen eller en orientering av kristallisationen av substanserna till denna riktning. Någon rörelse måste dock samtidigt förutsättas ha skett.

Med dessa deformativa processer under malmbildningen har sannolikt den i gruvorna enligt beskrivningarna vanliga »konglomeratiska» utbildningen av malmen stått i samband¹. De i konglomeraten uppträdande »bollarne» (pflasterkornig kvarts, magnetit, biotitaggregat, biotitkvartsskiffer) visa nämligen i slipprov ej de tecken till deformation och krossning, som en ren sekundär sönderpressning skulle förutsätta.

Av de malmförande lösningarna har blott en ringa del emanerat utanför gnejsgranitgränsen. Någon omvandling av samma art som i gnejsgraniten synes därvid ha försiggått, dock ha dessa små malmförekomster ej närmare undersökts.

I gnejsgraniten i Åtvidssynklinalen har metasomatosen och malmbildningen förlupit på motsvarande sätt. Dock med den skillnad att processerna här varit av betydligt mindre omfattning samt att lösningarna delvis (vid Garpagruvan) varit kvartsrikare. Dessutom har en koncentration av de residuala lösningarna skett både närmare den övre och invid den undre kontakten.

Vid en jämförelse mellan **Åtvidbergsmalmerna och kismalmerna i Bergslagen** (inkl. de med dessa likartade förekomsterna i Bersbotrakten), såsom de karakteriserats av GEIJER i hans Falumonografi, liksom med motsvarande bildningar i Orijärvi i Finland, framträda både likheter och olikheter. I likhet med, vad som skett vid de senare, har även här malmbildningen varit åtföljd av metasomatiska förändringar av omgivande silikatbergart i stor skala. Gemensamt är därvid, att i främsta rummet dennas alkalifältspat dekomponerats och lämnat stoff till de nybildade mineralen. Väsentliga olikheter föreligga emellertid i de omvandlande lösningarnas sammansättning och i den mineralogiska och formella utbildningen av omvandlingsprodukterna. Medan i de av GEIJER och ESKOLA beskrivna fallen förutom järn magnesia tillförts i riklig och dominerande mängd² har vid Åtvidberg magnesia blott obetydligt tillförts under omvandlingen. Vidare har aluminium-

¹ TÖRNEBOHM sid. 590.

² Jmf. Sammanställning och analyser i ESKOLAS föredragsreferat (Norsk Geol. Foren., dec. 1919).

halten i de här föreliggande förekomsterna minskats relativt, möjligen även absolut, medan den i de förra fallen relativt eller absolut ökats. Dessa olikheter måste bero på individuell olikhet i sammansättningen av magmornas restlösningar. På denna olikhet, framför allt på bristen av MgO och Al_2O_3 i lösningarna, beror den mineralogiska skiljaktigheten, i det sådana för kisbildningar eljest karakteristiska mineral som kordierit och andalusit i Åtvidabergsområdet ej kommit till utbildning. Att ej antofyllit eller gedrit utbildats, sammanhänger med den i Åtvidabergsområdet allt för låga tillförda $\text{Mg}-\frac{\text{II}}{\text{Fe}}$ -kvantiteten. På det starka ensidiga trycket och samtidig rörelse i bergarten beror slutligen den egendomliga formella, lagerbandartade utbildningen av de malmförande zonerna i Åtvidsområdet.

En väsentlig, tidigare framhållen olikhet jämfört med förhållandena vid andra kända malmyndigheter, ligger vidare däri, att malmbildningen och metasomatosen huvudsakligen skett inom den malmbringande bergartens gräns och blott till mindre del strax utanför densamma. GEIJER har tidigare sökt förklara detta genom det antagandet, att omvandlingen förorsakats av lösningar från senare stelnande, djupare liggande delar av gnejsgranitmagman. Förhållandena i bergarten giva emellertid vid handen, att de omvandlande lösningarna funnos förhanden i hela bergartsmassan vid det slutliga stelnandet, även om de tillsammans med kissubstansen tydligen varit anrikade mot dess övre delar. Att de ej i större utsträckning emanerat ut från magman, torde bero på flera samverkande orsaker. Dels har magmans sammansättning varit sådan, att den slutliga kristallisationen inträffat vid låg temperatur, vartill även den höga halten av lösningar och kristallisatorer bidragit. Mellan kristallisation och metasomatos-malmdeposition har därför ej uppkommit någon hiatus. Dels har magmans relativt ytliga läge förorsakat en relativt hastig kristallisation, samt den krossning och stressinverkan, som vid slutet av kristallisationen gjorde sig gällande, underlättat lösningarnas reaktioner i bergarten och samtidigt försvårat deras bortgående. De i leptit liggande kordierit-antofyllit-felserna synas genomgående vara bundna vid högkristallint metamorfa terränger av djupare metamorf facies, förutsättande långsammare bortgående av värmets från magmorna och möjliggörande de residuala lösningarnas fullständigare emanering under kristallisationsförloppet. I de hittills närmare beskrivna fallen (Falun, Orijärvi, speciellt vid den senare lokaliteten) förutsätter ävenledes de malmförande bergarternas sammansättning en tidigare kristallisation av magman.

Zusammenfassung.

Das Ätvidaberg-Gebiet ist im südöstlichen Teil der Provinz Östergötland des südlichen Schwedens belegen. Geologisch umfasst es ein Grenzgebiet zwischen der grossen jung-archaischen bathylithischen Granitmasse Smålands und des südwestlichen Östergötlands und den fast ausschliesslich von älteren, stärker metamorphisierten Granit- Gneis- Leptit- Gesteinen eingenommenen Terrains, die sich vom Rande der Bathylithenmasse über das nordöstliche Östergötland und Södermanland ausbreiten. Der südwestliche Teil des Gebiets wird also ziemlich monoton von grobem, jüngerem Granit von dem Typus, der in Schweden seit alters als Filipstadsgranit bezeichnet wird, eingenommen. Im nordöstlichen Teil begegnen wir dagegen einer bunten Abwechslung verschiedenartig zusammengesetzter und verschiedenen Altersstufen angehöriger älterer Gesteine.

Sämtliche Gesteine können in drei Hauptgruppen eingeordnet werden, die den drei Altersgruppen entsprechen, die früher von GAVELIN im nahe belegenden Loftahammargebiet unterschieden wurden,¹ und die überhaupt diejenigen Altersgruppen darstellen, die bisher im Grundgebirge des südöstlichen Schwedens sicher erkannt worden sind. Diese sind:

1. *Die superkrustale Gesteinsserie.* Diese entspricht der Leptit-Hälleflint-Schieferformation im mittleren Schweden. Nach den zur Zeit vorliegenden Erfahrungen dürfte diese Formation die überhaupt älteste des Grundgebirges Fennoskandias sein. Im Gebiet wird sie durch Leptite vertreten, i. e. Derivate effusiver quarzporphyrischer Oberflächen-Bildungen, ferner durch Glimmerschiefer und Amphibolite, letztere hauptsächlich metamorphe Effusivgesteine.

2. Jünger als die superkrustale Serie und teilweise in derselben intrusiv sind teils *Grünsteine*, die sich als Derivate intrusiver Gabbros erweisen («äldre intrusiva Grönstenar» der Karte), teils Granite, mässig bis stärker granuliert und deformiert, die darum als *Gneisgranite* bezeichnet worden sind. Diese letzteren gehören zu der Gruppe, die in Schweden seit alters als »Urgranite» bezeichnet worden ist. Die Grünsteine dürften zur Eruptionsserie derselben zu rechnen sein.

Im Gebiet ist in einem vereinzeltten Falle auch ein jüngerer im Gneisgranit aufsetzender Grünstein-Gang gefunden, welcher der jüngeren Grünsteinformation entsprechen dürfte, die im Loftahammargebiet reichlicher entwickelt ist. Über die zeitliche Stellung dieser Grünsteine ist noch nichts sicher entschieden, wahrscheinlich sind sie aber Vorläufer der folgenden dritten Hauptgruppe.

¹ S. G. U., Ser. Aa, N:o 127, Ser. C., N:o 224, G. F. F. 32: 985.

3. *Jüngere Granitgruppe.* Diese umfasst eine petrographisch wie geologisch scharf von den älteren Gesteinen geschiedene Gesteinsserie, die vorwiegend aus grobem Granit besteht, daneben aber auch früher erstarrte, basische Glieder (Gabbro, Peridotit) sowie intermediäre Varietäten (Quarzensyenit und Monzonit) umfasst. Im Gebiet kommen auch aplitische, oft porphyrische Granite vor, die älter als der grobe Granit sind, die aber nach den Erfahrungen aus nordwestlich angrenzenden Gegenden früh erstarrte Randfazies des Magmas darstellen dürften.

Diese Granite sind überhaupt im Grundgebirge des südlichen und mittleren Schwedens sehr reichlich und in der Form von gewaltigen Bathylithen-Massiven verbreitet. Auf der Übersichtskarte von TÖRNEBOHM entspricht ihnen zum grössten Teil die zweite Granitgruppe. Die Verhältnisse im Gebiet zeigen deutlich, dass ein grosser zeitlicher Hiatus zwischen der Erstarrung und der Metamorphose der Gneisgranite und dem Empordringen dieser späteren Granite liegen muss.

Noch jünger als diese Granite sind spärliche Diabasgänge, die zu klein waren, um auf der Karte vermerkt zu werden.

Im Gebiet wiederholen sich deutlich diejenigen Verhältnisse betreffs der verschiedenartigen Eruptionsweise der Tiefengesteine der beiden Gruppen, die durch frühere Erfahrungen aus anderen Gegenden des Grundgebirges bekannt sind. Die älteren Gneisgranite schliessen sich in ihrer Intrusionsweise eng an die Tektonik der superkrustalen Lagerserie an. Ihre noch nicht erstarrten Massen sind gleichzeitig mit der Faltung der letzteren deformiert und teilweise (als Magman) in den Lagerkomplex hineingepresst worden. Sie dürften auch während dieser orogenetischen Periode ihren gneisoiden Habitus erhalten haben. Die jüngeren Granite müssen sich durch »Stoping« ihren Weg zur Nähe der Erdoberfläche gebahnt haben. Dabei hat sich die Erdkruste starr verhalten. Sie verhalten sich gegen die älteren geschieferten Bildungen gewissermassen wie transgredierende Magmamassen.

Es sollen im folgenden die wichtigsten Gesteine und ihre Lagerungsverhältnisse kurz erörtert werden.

Leptite. Die Leptite sind rötlich graue oder violettgraue, zuweilen rein rote, dichte bis feinkörnige Gesteine, die überwiegend aus Quarz und Alkalifeldspat bestehen. Ausserdem treten Glimmer, Biotit fast konstant, Muskovit oft mit demselben vergesellschaftet, hinzu. Ihre Menge variiert zwischen wenigen bis etwa 25 Vol.-Proz. Akzessorisch findet man Magnetit, Apatit, Titanit und Zirkon; Granat ist sporadisch entwickelt. Der Feldspat ist teils Mikroklin, teils saurer Plagioklas (An_8 — An_{10}) in etwa gleich grossen Quantitäten oder mit Übergewicht für den letzteren, seltener für den Mikroklin. Mikroskopisch findet man allgemein Überreste von teilweise umkristallisierten Einsprenglingen von Feldspat oder von Feldspat und Quarz. Zuweilen sind dieselben auch besser erhalten und treten schon makroskopisch hervor. Der Feldspat ist teils Plagioklas (derselbe wie in der Grundmasse, oft antiperthitisch), teils perthitischer Mikroklin. In den Gesteinen ist allgemein etwas Epidot vorhanden, der sich während der Metamorphose durch Umkristallisierung gebildet hat.

Die Leptite bilden teils ein homogenes Gebiet östlich von Ätvidaberg, wo sie infolge ihrer Lagerstellung als obere Leptite bezeichnet worden sind. Teils findet man sie nordwestlich davon reichlich mit den dichten Amphiboliten wechsellagernd (untere Leptite). Die letzteren scheinen durchschnitt-

lich plagioklasreicher als die ersteren zu sein, und unter denselben treten auch rein graue, biotitreichere, quarzärmere Varietäten auf, deren Plagioklas gleichzeitig An-reicher (bis An_{30}) ist.

Die Grundmassen der Leptite sind vollständig in feinkörnige, granoblastische, gewöhnlich kristallisationsschiefrige Aggregate umkristallisiert. Die primäre Beschaffenheit dürfte die eines Quarzporphyrs oder-Tuffes gewesen sein. Sie zeigen selten deutliche Schichtung. Noch sichtbare breccienartige Ausbildungsweise ist in wenigen Fällen beobachtet worden.

Glimmerschiefer. Dieser ist ein deutliches Derivat einer normalen Tonablagerung. Die gegenwärtige Mineralzusammensetzung besteht aus Quarz, Biotit, Muskovit und Andalusit (nicht immer vorhanden) als Hauptgemengteilen. Dazu kommen als Übergemengteile Ilmenit, Magnetit, lichter Turmalin, Apatit sowie wenig Plagioklas (An_{30}); Cordierit ist ganz vereinzelt gefunden worden. Granat (Almandin) ist gewöhnlicher.

Die Zusammensetzung einer andalusitreichen Varietät ist auf S. 18 wiedergegeben.

Im Gestein sind sehr oft feine, quarzartige Schichten eingelagert. In denselben beträgt der Quarz etwa 75 %. Der Rest besteht aus Biotit, etwas Chlorit und Muskovit nebst akzessorischem Plagioklas.

Sowohl die geologischen wie die petrographischen Verhältnisse zeigen deutlich, dass dieses Gestein ein Derivat von normalem, mit etwas Sandstein gemengtem Tonsediment darstellt. In vorhandenen andalusitfreien und gleichzeitig plagioklasreicheren Varietäten dürfte es stärker mit wenig verwittertem Quarzporphyrmaterial vermischt gewesen sein.

Die *Amphibolite* stellen dichte bis feinkörnige metamorphe Gesteine dar, die gegenwärtig hauptsächlich aus Plagioklas (An_{27} — An_{40}), Hornblende und etwas Epidot und Biotit bestehen. Mikroklin und Quarz sind gewöhnlich untergeordnet vorhanden, in gewissen Fällen kann ersterer doch ungewöhnlich reichlich vertreten sein (monzonitische Varietäten). Nicht selten findet man starke Spaltung der Hornblende in Epidot und Biotit. Man kann vermuten, dass dies unter Mitwirkung von K_2O -haltigen Lösungen geschehen ist, die von dem unterliegenden alkalinen Gneisgranitmagma herkommen, ähnlich wie das von BECKE¹ und neuerdings von GOLDSCHMIDT² für Prozesse dieser Art angenommen worden ist.

Die Amphibolite zeigen oft porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von Plagioklas und Uralit oder von einem derselben. Schichtstruktur und breccienartige Entwicklung sind auch hier selten.

Mit den dichten Ausbildungsformen der Gesteine sind z. T. auch gröbere solche vergesellschaftet, die gelegentlich in guten Aufschlüssen durch eingeschlossene Bruchstücke der ersteren als intrusiv erkannt werden können. Dieselbe Entstehungsweise dürfte auch für die im oberen Leptit und im Glimmerschiefer auftretenden Bänder und unregelmässigeren Massen gelten.

Die superkrustalen Gesteine sind sämtlich mineralogisch wie strukturell stark verändert. Aus den Verhältnissen kann geschlossen werden, dass die Metamorphose unter mässiger Temperatur vor sich ging. Darauf deuten die dichten Strukturen sowie die noch zahlreich erhaltenen Relikten der porphyrischen Struktur. Auch die ursprüngliche Substanz der Plagioklas-

¹ G. F. F. 42: 189.

² Vidensk. Selsk. Skrifter, I Mat. Nat. Kl. 1920, No 10.

Einsprenglinge ist in gewissen Fällen noch spurenweise erhalten, sowie lokale Spuren primärer Diabasstruktur der Grundmasse. Der Mineralbestand ist für mässige Temperatur bezeichnend. Im Glimmerschiefer fehlt bis auf Spuren Cordierit und in den Amphiboliten sind Hornblende, Biotit, Epidot und wenig basischer Plagioklas typomorphe Bestandteile.

Dag-gen ist während der Umkristallisierung starker Stress herrschend gewesen.

Die superkrustalen Gesteine bilden ein breites, kontinuierliches Band, das sich quer durch das Kartengebiet hindurch erstreckt. Ausserdem findet man sie als Einschlüsse in den umgebenden Gneisgraniten und den jüngeren Graniten, besonders oft in den letzteren. Die Tektonik des Bandes geht aus den Profilen der Karte hervor. Die Lager bilden eine ziemlich flache Synklinale, deren Achse gegen SO geneigt ist. Im äussersten NW-Ende dürfte aber die Achse gegen NW umbiegen. Zu der Synklinale sind auch die beiden Gneiszonen zu rechnen, die als verschiedene Querschnitte einer und derselben lagerähnlich injizierten und mit den umgebenden Lagern gebogenen Granitschicht aufzufassen sein dürften.

Ältere intrusive Grünsteine. Ausser als grössere und kleinere Einschlüsse im Gneisgranit und im jüngeren Granit findet man diese Gesteine in einer Zone nordöstlich von der Synklinale. Die Grünsteine erweisen sich, wenn wenig metamorphosiert, als noch deutlich erkennbare Uralit-Gabbros von mittlerer Korngrösse. Im Nordosten, wo eine tektonische Spalten-Störungzone durch das Gebiet hinzieht, sind sie stark verschiefert unter Entwicklung von hydroxylreichen Mineralien. In den Einschlüssen der Granite sind sie mässig bis stark umkristallisiert. Zu dieser Gruppe sind möglicherweise auch die in die superkrustale Serie intrudierten Grünsteine zu rechnen.

Gneisgranite. Diese nehmen unter den älteren Gesteinen den grössten Raum ein. Petrographisch stellen sie eine wechselvolle Reihe dar, innerhalb welcher petrographisch verbindende Glieder in allen Abstufungen vorhanden sind. Innerhalb der Karte sind rötliche anorthitarme oder intermediäre Typen mit mässigem Gehalt an Oligoklas vorherrschend. Ausserhalb der Karte, nördlich davon, scheinen aber die extrem oligoklasreichen Typen eine grosse Verbreitung zu gewinnen. Sie dürften dort das quantitativ vorherrschende Gestein sein.

Von den drei im Gebiete unterschiedenen Typen dürfte der Oligoklasgranit den zuerst erstarrten Teil des Magmas darstellen. Mineralogisch besteht er aus Oligoklas oder Oligoklasandesin ($An_{27}-An_{32}$), Quarz und mässigen bis recht reichlichen Mengen von Biotit. Dazu kommen etwas Epidot und gewöhnliche Akzessorien. Die chemische Zusammensetzung geht aus der Analyse S. 60 hervor. Dieses Gestein stellt einen unter den schwedischen »Urgraniten» sehr verbreiteten und sich sehr gleichförmig wiederholenden Typus dar (vergl. die S. 60 wiedergegebenen Analysen III, A, C, D; B und E stellen mehr salische Varietäten dar). Chemisch und mineralogisch zeigt derselbe recht grosse Ähnlichkeit mit den alpinen Tonaliten, doch ist in diesen das Übergewicht des Plagioklases über den Kalifeldspat kein so ausgesprochenes. Das Gestein zeichnet sich innerhalb des Gebietes durch grosse Einförmigkeit in seinen Verbreitungsgebieten aus. Makroskopisch stellt es sich als ein graues, selten und dann durch sekundäre Verwitterung rötliches, mittel- bis grob mittelkörniges Gestein dar. Die

Struktur ist ferner im allgemeinen durch Granulierung, seltener durch Kataklastik und gleichzeitige Deformation mässig bis stärker gneisartig.

Die alkalinen Gneisgranite bilden südlich von der Synklinale eine grössere Masse, die fast ringsum das hier belegene Oligoklasgneisgranit-Massiv einschliesst. Zur selben Gruppe gehören ferner die beiden Zonen in der superkrustalen Synklinale, sowie mehrere von den Magmen dieser Vorkommnisse herstammende, in die superkrustalen Lager injizierte schmale Gänge. Chemisch sind die hierhergehörigen Gesteine in verschiedenen Teilen etwas verschieden. Im oberen (nördlichen) Teil der südlicheren Masse, sowie in den beiden intrudierten Zonen, herrscht gleichmässig ein extrem kalireiches Gestein vor, das als dunkles Mineral einen eigenthümlichen braungrünen eisenoxydulreichen Biotit (ber. Zusammensetzung S. 46) führt. Der Quarzgehalt ist mässig. Die chemische Zusammensetzung ist, in der Analyse II, auf S. 44 wiedergegeben. Mineralogisch besteht das Gestein, wenn wenig verändert, aus Mikroklinperthit, Quarz und Biotit, nebst etwas freiem Mikroklin und Albit. In stärker umkristallisierten Ausbildungsformen wird der Perthit durch weniger reichlich perthitischen Mikroklin ersetzt. Die Struktur ist in der südlichen Masse, wenn erhalten, mittelkörnig, in den nördlichen Zonen und in den kleineren Gängen feinkörniger oder porphyrisch entwickelt. Das Gestein ist aber in der Regel kataklastisch zertrümmert unter gleichzeitiger teilweiser Rekristallisation. Teilweise ist es in gröbere, rein granoblastische Mineralgemenge übergeführt. Es liegen Umstände vor, die zu der Annahme zwingen, dass der Biotit sehr spät, metasomatisch durch residuale, Fe-reiche und etwas Mg-haltige Lösungen während der Zertrümmerung gebildet worden ist, und dass die Kataklastik und Rekristallisation im letzten Stadium der Erstarrung oder unmittelbar nach derselben einsetzen. Über die Ausbildung und Verteilung des Biotits giebt Fig. 3—4 Aufschluss.

Im unteren Anteil der südlichen Masse, um den Oligoklasgneisgranit herum, verändert sich die Zusammensetzung derart, dass der Kalifeldspat stärker durch Albitoligoklas (An_6 — An_{11}) ersetzt wird. Gleichzeitig wird der Biotit [hier normal, braun Mg-reicher und früher auskristallisiert] teilweise durch einen eisenoxydulreichen Amphibol (einachsiger, stark blaugrün, hastingsit-ähnlich) ersetzt, der sehr spät, gleichzeitig mit Quarz, kristallisiert. In diesen tieferen Teilen der Masse ist die Struktur recht deutlich protoklastisch gneisartig (deutliche Kristallisationsfolge im körnigen Mineralgemenge). Spätere Kataklastik spielt eine geringe Rolle.

Zwischen diesem Gneisgranit und dem Oligoklasgneisgranit liegt keine Grenze vor. Der Zusammenhang beider hat deutlich den Charakter eines primären Überganges, doch der eines schnellen solchen. Der Übergang vollzieht sich ohne Gänge oder Breccierung innerhalb einer Zone von 1—2 m.¹

Der alkaline Gneisgranit ist von recht reichlichen Gängen von Turmalin—Muskovit—Pegmatit und von Quarz—Turmalin—Adern begleitet, die in der Umgebung der Granitmassen, letztere auch im Gneisgranit aufsetzen. In den angrenzenden Leptiten sind lokal sehr starke kontaktmetasomatische Veränderungen vor sich gegangen unter Erzeugung feldspatfreier, quarz-

¹ Die Verhältnisse betreffs der gegenseitigen Ausbreitung der Gneisgranitvarietäten südlich von der Synklinale erinnern sehr an den Aufbau des von BECKE beschriebenen Venediger—Duxer-Granitkerns der Zillertaler-Alpen. Guide VIII, Intern. Geol. Kongr., Wien 1903.

reicher und sillimanitführender 2-Glimmerschiefer. Dasselbe ist auch östlich von Adelsnäs in einer kleinen, früheren Intrusion von Oligoklasgranit geschehen (siehe die Karte). Sehr allgemein ist ferner in den Leptiten der Synklinale und besonders im nordwestlicheren (tiefer geschnittenen) Anteil derselben Muskovit wie auch Biotit in groben Porphyroblasten entwickelt, was auf einer ähnlichen »Durchtränkung» mit Lösungen von Seiten des unterlagernden Gneisgranits beruhen dürfte.

Die im südlichsten Anteil des Gebiets anstehenden Gneisgranite stellen intermediäre Mikroklin-Oligoklas-(An₂₀—An₂₅)Quarz-Gesteine dar. Strukturell und im äusseren Aussehen unterscheiden sie sich von dem Oligoklasgestein ausser durch ihre rötliche Farbe durch Neigung zu etwas porphyrischer Struktur mit 2—5 mm grossen Augen von Mikroklin. Sie sind mässig bis stark rekristallisiert.

Die Grenzverhältnisse der Gneisgranite gegen die superkrustalen Gesteine zeichnen sich durch auffallende Konkordanz aus. Sehr selten findet man überquerende Gänge in den Lagern der letzteren, und dann sind die Gänge stark deformiert oder zusammengeschoben. An den Rändern der Synklinale ist das Fallen und Streichen der Schieferigkeit der gneisoiden Massen streng konkordant mit der Lagerstellung der angrenzenden Lager. An beiden Seiten der Synklinale nehmen ferner die Gneisgranite den Platz ein, der durch antikinale Lagerung der superkrustalen Serie eingenommen worden wäre. Sie stellen also tektonisch Gebilde der Art dar, wie man sie nach dem Vorschlag von GEIJER¹ als Antiklinalmassive bezeichnen kann. Diese Lage und diese Relationen zu den älteren Lagergesteinen scheinen darauf hinzudeuten, dass das Magma während der Faltung in die Antiklinalen hinaufgepresst wurde und gleichzeitig lagergangartige Injektionen in die ältere Schichtpacke hineinsandte.

Die Metamorphose der Gneisgranite hat sich während der Faltung vollzogen. Sie ist betreffs der zuletzt erstarrten Magmateile (unterer Teil der alkalinen Gneisgranite) überwiegend von protoklastischer Art. Die Faltung und der Stress scheinen somit der Hauptsache nach vor der Erstarrung dieser Teile abgeschlossen gewesen zu sein.

Jüngere Granite. Das bedeutend jüngere Alter dieser grossen Batholithenmassen, von denen die im Gebiet vorhandenen nur einen kleinen Bruchteil ausmachen, geht deutlich aus den Kontaktverhältnissen hervor. Die älteren Lager werden SO-lich von Ätvidaberg im Grossen quer durch die Granitgrenze abgeschnitten, und in den Einschlüssen im Südosten findet man das alte Streichen der Schieferigkeit wieder. An den Kontakten gegen die Gneisgranite wird die Schieferigkeit der letzteren verwischt. Es entstehen dabei Kontaktzonen von massenförmiger aplitartig struierter (umkristallisierter) Beschaffenheit (Fig. 8). Sogar Schlieren von rötlichem Aplit können zuweilen neu generiert worden sein, in denen das Material in schmelzflüssigen Zustand versetzt gewesen sein muss. Diese Kontaktbildungen sind jedoch immer an die unmittelbare Nähe des Kontakts gebunden. Die Zonen erreichen doch nur Mächtigkeiten von wenigen dm bis wenigen m.

Eine auffallende Erscheinung ist die gleichzeitige Einwanderung der Feldspate (auch Quarz) des Granits in das angrenzende Gestein hinein. In grösserem Massstab ist dies in den schiefrigen Grünsteinen nordöstlich

¹ Bull. Geol. Inst. Upsala XV: 47.

von der Synklinale geschehen (Fig. 1—2). Ganz auffallend ist die Erscheinung, wenn die eingewanderten Individuen aus 2—3 cm grossen Mikroklinaugen, denselben wie im jüngeren Granit, bestehen. Diese Erscheinung ist bei Granitkontakten oder in Einschlüssen nicht nur im Grundgebirge, sondern überhaupt gewöhnlich, sie ist auch in Einschlüssen der Gneisgranite beobachtet worden. Die Verhältnisse deuten darauf hin, dass die Einwanderung der Feldspat-Molekülen schon während der Erstarrung des Magmas geschehen ist. In den Grünsteinschiefern im Nordosten dürfte die grössere Verbreitung der Erscheinung auf gleichzeitig mit der Intrusion geschehener, in dieser Zone lokalisierter Verschieferung und Differentialbewegung im Gestein beruhen. Die Feldspatimprägung ist hier vorwiegend an die Nähe des eigentümlichen Augengneisbandes gebunden, dessen ungewöhnliche Intrusionsform und Struktur durch dieselben Prozesse bedingt wurden. In dessen Nähe sind Pegmatit-Aplitgänge überaus reichlich entwickelt. Wahrscheinlich stammt hier das Material der eingewanderten Feldspate aus ihren Lösungen.

Das Aufdringen der gewaltigen Magmamassen der jüngeren Granite zur Nähe der Erdoberfläche dürfte nur unter Voraussetzung eines Stoppingvorgangs der Art, wie er von DALY¹ geschildert worden ist, verständlich werden. Dabei hat sich die Kruste starr verhalten. Sie ist also nicht in die Tiefen der Magmasphäre hinuntergepresst worden. Dies geht aus der geringen und an die unmittelbare Nähe der Kontakte gebundenen, gleichzeitig mit der Granitintrusion geschehenen Metamorphose hervor. Die Erstarrung des Magmas muss wegen dieses Umstandes ziemlich nahe an der Erdoberfläche geschehen sein.

Die Verhältnisse am Rande der Bathylithenmasse zeigen, dass das Aufdringen unter gleichzeitig herrschendem Stress geschah, und dass das Magma in den Projektionen des Bathylithen sich deutlich der Struktur der Kruste angepasst hat. Dies geht teils aus dem überwiegend mit der alten Parallelstruktur konkordanten Verlauf der Grenzen, teils aus der Form der kleineren vorgelagerten Massive hervor (Skizze, Fig. 6). Dasselbe zeigt die Lokalisierung dieser Massive wie der von der Hauptmasse ausgehenden grösseren Keile der Bathylithenmasse, die sämtlich an leichter intrudierbare Zonen der Erdkruste (superkrustale Lagergesteine) gebunden sind, die kompakten Gneisgranitmassive aber vermeiden. Dagegen ist das Magma in seinem Auftreten nicht von der Tektonik der superkrustalen Lager in der Weise wie die Gneisgranite abhängig.

Das Vorkommen von Schollen von älteren Gneisgraniten und von früh erstarrten Teilen des Granitmagmas (Gabbro, aplitische Randfazies des Magmas) in der Bathylithenmasse im Südwesten zeigt, dass der gegenwärtige Schnitt der Bathylithenmasse eine oberflächliche ist.

Die petrographische Beschaffenheit des Granits ist überwiegend die eines groben Augengranits mit 2—5 cm grossen Mikroklinperthitaugen. Chemisch ist er ein intermediärer Biotit-Hornblende-Granit mit recht hohem Gehalt an Oligoklas (An_{21} — An_{20}). Indessen finden stetige Variationen der Zusammensetzung statt, die zu quarzsyenitischen oder quarzmonzonitischen, selten dioritischen Mischungen hinüberleiten. Gabbro, selten peridotitische, ältere Erstarrungsglieder, sind sehr untergeordnet vorhanden.

¹ Igneous Rocks and their origin, S. 194.

Die Gesteine sind in der Regel massenförmig. An den Rändern findet man öfters geringe kataklastische Deformation, die lokal stärker gesteigert sein kann.

In einem östlichen kleineren Teil der Masse ist die Augenstruktur schlecht oder gar nicht entwickelt. Das Gestein ist dort durchschnittlich basischer als im westlicheren Hauptteil des Gebiets.

Erzvorkommnisse. Die Erzvorkommnisse von Ätvidaberg sind zusammen mit den benachbarten Bersbo-Gruben (ein wenig nördlich vom Kartenrande belegen) die grössten Kupfergruben im südlichen Schweden und nächst Falun die grössten im ganzen Lande. Die Produktion im Ätvidabergsgebiet war schon im 14. Jahrhundert begonnen worden und ging bis etwa 1872 fort. Die Gruben wurden dann stillgelegt, und neue Untersuchungen haben nicht zur Entdeckung weiterer Erzvorräte geführt.¹

Sämtliche grössere Gruben (die Mormors-, Varp-, Hag- und Malmviks-Gruben) liegen in dem kalireichen alkalinen Gneisgranit, im oberen Teil desselben oder nahe an seinem oberen Kontakt. Ein nennenwerteres Vorkommnis, die Garpa-Grube, liegt in dem entsprechenden Gestein der Ätvidabergs-Gneisgranit-Zone. Die übrigen Vorkommnisse sind sämtlich klein. Sie liegen teils ähnlich wie die grösseren in dem südlicheren Kaligneisgranit, teilweise auch in den superkrustalen Gesteinen unweit der Gneisgranitgrenze. Einige wenige Schürfe finden sich auch in den über dem Gneisgranit-Lagergang der Synklinale gelagerten Glimmerschiefer oder in Grünsteinen in demselben und an seinem oberen Kontakt.

Die Erzminerale der Vorkommnisse bestanden hauptsächlich aus Kupfer- und Schwefelkies, etwas Magnetkies und Bornit. Magnetit ist mit den Kiesen vergesellschaftet gewesen, aber in kleinen, praktisch nicht verwertbaren Mengen. Einige der kleinen Schürfe sollen hauptsächlich dieses Erz enthalten haben.

Die Erzbildung ist, wie es schon früher von GEIJER² angenommen worden ist, genetisch mit dem alkalinen Gneisgranit verknüpft. Die Umstände, die dies beweisen, sind kurz die folgenden:

1.) Die Erzvorkommnisse sind geographisch an diesen Gneisgranit oder an seine nächst überlagernde Umgebung gebunden.

2.) Der Gneisgranit ist von Pegmatiten und Quarz-Turmalingängen begleitet, die reichlich Turmalin enthalten, ein Mineral, das für die während der Erzbildung erzeugten metasomatischen Umwandlungsprodukte des Nebengesteins charakteristisch ist. Dass das Magma reich an Restlösungen gewesen ist, erweisen auch die kontaktmetasomatischen Veränderungen der angrenzenden Leptite und des Oligoklasgranits (S. 113).

3.) Die Metasomatose in den erzführenden Zonen ist dieselbe, die sich in der ganzen Masse des kalireichen Gneisgranits während der späten Biotitbildung vollzogen hat.

Die Erze im Gneisgranit treten in charakteristischen dunklen, streifig schiefrigen Gesteinen auf, die hauptsächlich aus Quarz und eisenreichem Biotit bestehen. Daneben kommen in meist untergeordneten Proportionen Feldspate (überwiegend Plagioklas, An₁₅-An₃₅), sowie teilweise reichlich Magnetit und Turmalin vor. Letzterer ist in der Malmbergsgrube durch Fluss-

¹ Ausführlichere Mitteilungen ökonomischer und technischer Art liegen in der bald erscheinenden Arbeit von F. TEGENGREN vor.

² S. G. U., Ser. C, N:o 275, S. 276.

spate ersetzt, ein Mineral, das auch im Gneisgranit und in seinen Quarz-Turmalingängen auftritt. In geringen Mengen findet man Granat (Almandin), selten auch Hornblende. Fig. 14—16 geben das mikroskopische Bild dieser Biotit-Quarz-Gesteine wieder. Dieselben sind deutlich Derivate des umgebenden Gneisgranits, die unter Aufnahme von Eisen (überwiegend FeO), Kieselsäure, Wasser, Bor und Fluor, wenig Magnesia und Mangan, wahrscheinlich auch etwas Kalzium aus Restlösungen des Magmas und unter Auslaugung von Alkalien entstanden sind. Auch etwas Al_2O_3 scheint aus dem umgewandelten Gestein fortgeführt gewesen sein; teilweise ist diese Substanz (im Biotit) durch Fe_2O_3 ersetzt worden. Der Vorgang der Umwandlung kann der Hauptsache nach durch hydrolytische Spaltung von Alkalifeldspat und durch Bindung der erwähnten Substanzen in Biotit und Granat (F und B in Flussspat und Turmalin) erklärt werden. Die Formeln der Biotit- und Granatbildung ist S. 100 wiedergegeben. S. 102 ist unter IV eine Analyse eines typischen Quarz-Biotitschiefers aufgeführt. 1 und 2 sind aus dem Mineralbestande berechnete Zusammensetzungen von zwei anderen Schiefen, der letzte von einer extremen Varietät, die ausschliesslich aus Biotit (64 %), Epidot (22 %) und Quarz (12 %) besteht. Die S. 102 unter D und B aufgeführten Zahlen geben die aus der Analyse berechnete Zusammensetzung des fast rein grünen Biotits, im Quarzbiotitschiefer von Malmviksgruvan, und des Biotits im Gneisgranit wieder. Mit dem letzteren ist der Biotit in dem Schiefer mehrerer Gruben optisch ganz identisch (grünbraune starke Farbe an β und γ , 2 $V\alpha$ in beiden Fällen etwa 0° , Farbe an α licht gelblich).

Eine Anwendung der Umwandlungsformel auf die Analyse des Gneisgranits (II) führt zu der unter b S. 104 aufgeführten Zusammensetzung, die ganz gleichartig mit der des Quarz-Biotitschiefers in IV ist. Die während dieser theoretischen Umwandlung gefundenen Zahlen der aufgenommenen und ausgegangenen Substanzen sind unmittelbar darunter resumiert.

Dass diese Quarz-Biotitschiefer in der Tat Derivate aus dem Gneisgranit sind, wird dadurch bewiesen, dass man in den erzführenden Zonen Überreste von teilweise biotitisierten Gneisresten findet (Fig. 13).

Die erzführenden Schiefer bilden schmale (wenige dm bis höchstens 5—7 m) Zonen, die teilweise sehr aushaltend sind (Fig. 12). Sie sind in ihrem Verlauf streng an die Schieferigkeit des Gneisgranits gebunden und stellen eine Art Verschieferungsebenen dar, an welchen sich die erzführenden Restlösungen des Gneisgranits sammelten. In diesen Quarz-Biotitschiefen befanden sich die Erze in Form von ziemlich dünnen, aber sehr aushaltenden Lagerstöcken (Dimensionen der Marmorsgrube: Länge etwa 60 m, Breite 4—7 m, Tiefe 407 m). Teilweise ist auch das Erz mehr unregelmässig in dem Quarz-Biotitschiefer verteilt gewesen.

Im grossen findet man eine deutliche Spaltung in der Erzabsetzung. Zuerst hat sich die Metasomatose vollzogen. Gleichzeitig wurden Magnetit, Turmalin und wenig Kies abgesetzt. Später kristallisierten die Sulfide, und der Pyrit vor dem Eisen- und Kupferkies. Mit den Sulfiden zusammen war noch Quarz in Lösung; zum grössten Teil ist aber dieses Mineral während der Metasomatose ausgeschieden worden.

Die Erzbildung kann also kurz in folgender Weise skizziert werden: Die Restlösungen, die die erwähnten Stoffe und die Sulfide enthielten, waren am Ende der Erstarrung in dem ganzen Magma verteilt, aber reichlicher

in den oberen Teilen angereichert. Sie begannen bei der am Ende der Erstarrung eintreffenden Pressung und Zerstrümmerung der schon ausgeschiedenen Feldspate mit den Zertrümmerungsprodukten zu reagieren, womit die Biotitbildung eingeleitet wurde. An den Zonen der Erzbildungen müssen mehr ausgesprochene Verschieferungsebenen vorgelegen haben. An denselben sammelten sich die umbildenden und erzführenden Lösungen besonders an. Nur in geringer Menge sind die Lösungen in das Nebengestein (Leptit, Amphibolit, Plagioklasgneisgranit) emanirt. An diesen Stellen findet man teilweise ähnliche Umwandlung wie im Gneisgranit, doch keine Zuführung von Eisen (Biotitbildung) in vergleichbarem Masstab. An anderen Stellen scheint hier die Erzsubstanz Imprägnation oder kleine Ansammlungen in wenig verändertem Gestein gebildet zu haben.

Die Verhältnisse im alkalinen Gneisgranit sprechen dafür, dass die reichliche Konzentrierung von Fe (hauptsächlich $\frac{Fe}{Fe}$) an die Restlösungen auf die relative Armut des Magmas an Al_2O_3 beruhte. Diese Substanz wurde von den Alkalien für Feldspatbildung in Anspruch genommen. Dazu scheint die Armut an MgO beigetragen zu haben, infolge der leichteren Löslichkeit im Magma der Fe-Silikate. Es kann behauptet werden, dass ein höherer Gehalt an MgO zu frühzeitigerer Bildung von Biotit während der Erstarrung geführt hätte, was eine magmatische Spaltung von Alkalifeldspat und Freiwerden von Alkalien verursacht hätte. Warscheinlich sind Prozesse dieser Art in den Tieferen Schichten des Magmas (in den Oligoklas- und albitreicheren Gneisgraniten) vor sich gegangen. Dies würde gleichzeitig eine Erklärung zum Alkalien-Reichtum des überlagernden, erzführenden Gneisgranitmagmas geben.

