

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 44

OM SAMBANDET MELLAN KEMISK OCH MINERALOGISK
SAMMANSÄTTNING HOS ORIJÄRVITRAKTENS
METAMORFA BERGARTER

AV

PENTTI ESKOLA

WITH AN ENGLISH SUMMARY OF THE CONTENTS



HELSINGFORS 1914
MAJ 1915

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande (en vente dans la librairie Akademiska bokhandeln, Helsingfors).

N:o 1.	Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896.....	—: 50
N:o 2.	Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. SEDERHOLM. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895	—: 75
N:o 3.	Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Févr. 1896.....	1: 25
N:o 4.	Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von BENJ. FROSTERUS. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896	1: 25
N:o 5.	Bidrag till kändedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar, af HUGO BERGHELL. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finnlands. Mai 1896	2: —
N:o 6.	Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. SEDERHOLM. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Févr. 1899	5: —
N:o 7.	Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS AILIO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text	1: 25
N:o 8.	Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflor. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Déc. 1899	4: —
N:o 9.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899	1: —
N:o 10.	Les dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899	1: —
N:o 11.	Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. Mars 1900	1: 50
N:o 12.	Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. Mars 1902.....	1: —
N:o 13.	Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflor och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902.....	4: —
N:o 14.	Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903.....	2: 50
N:o 15.	Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. April 1905	2: 50
N:o 16.	On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock, by I. G. SUNDELL. With one plate of figures. August 1905	1: —

OM SAMBANDET

MELLAN

KEMISK OCH MINERALOGISK
SAMMANSÄTTNING

HOS

ORIJÄRVITRAKTENS METAMORFA
BERGARTER

AV

PENTTI ESKOLA

WITH AN ENGLISH SUMMARY OF THE CONTENTS

HELSINGFORS MAJ 1915
KEJSERLIGA SENATENS TRYCKERI



Innehåll. (Contents.)

	Page
Inledning	1
Saltkristallisation och metamorfism	3
Metamorf facies	17
Orijärvitraktens metamorfa facies	17
<i>Ursprungsmaterialet och slutprodukterna</i>	23
<i>Mineralassociationerna</i>	27
<i>Det grafiska framställningssättet för de SiO₂-mättade bergarterna</i>	32
<i>A,CF-projektionen</i>	39
<i>A₁,KF-projektionen</i>	43
<i>Kalkulationen av projektionsvärdena</i>	45
<i>Analysmaterialet</i>	46
<i>Nya analyser</i>	46
Andraditskarn från Orijärvi, Kisko.....	46
Amfibolit från Riilahden Sorro, Kisko	53
Cordieritleptit från Syväkorpi, Kisko.....	53
<i>Tabellarisk överblick av analysmaterialet</i>	54
<i>I. Mineralanalyser</i>	54
Biotit	54
Hornblende	55
Antofyllit och cummingtonit	58
<i>II. Bergartsanalyser</i>	60
<i>Översikt av bergarterna</i>	67
<i>Bergarter med SiO₂-brist</i>	72
Tillämpning av faslagen	76
Jämförelser med Kristianiaområdets kontaktmetamorfa bergarter	89
Volymförändringarna vid amfibolernas bildning	91

Summary in English:

On the Relations between the Chemical and Mineralogical Composition in the Metamorphic Rocks of the Orijärvi Region	109
<i>Introduction</i>	109
<i>Crystallization of Salts and the Metamorphism</i>	110
<i>The Metamorphic Facies</i>	114

<i>The Original Materials and the Products of Metamorphism in the Orijärvi Region</i>	117
<i>The Mineral Associations</i>	120
<i>Graphical Expressions of the Rocks Containing an Excess of Silica</i> ..	122
<i>The A,CF-Projection</i>	126
<i>The A,,KF-Projection</i>	128
<i>The Method of Calculation</i>	129
<i>The Analyses</i>	129
<i>Synopsis of the Rocks</i>	130
<i>The Rocks with a Deficiency in Silica</i>	134
<i>Application of the Phase-Rule</i>	135
<i>Comparison with the Contact-Metamorphic Rocks of the Christiania Region</i>	141
<i>The Change of Volume Accompanying the Formation of Amphibole at the Metamorphism</i>	143

Inledning.

Enligt den allmänna uppfattningen av de metamorfa bergarternas uppkomst hava dessa bildats av bergarter, som kommit under inflytande av förhållanden, avvikande från dem, under vilka de erhållit sin ursprungliga beskaffenhet. Främst hava förändrade temperatur- och tryckförhållanden varit av betydelse. Därvid kunna förut existerande mineralassociationer bliva obeständiga; bergartens beståndsdelar sträva till ett nytt jämviktsläge, vilket vid en given kemisk sammansättning bestämmes av temperaturen och trycket. Nykristallisationer inträffa, och i regeln uppstå därvid i bergarten nya mineral.

Denna omvandling eller metamorfos försiggår utan att bergarten i sin helhet blir flytande. Full klarhet har likväl hittills icke vunnits angående ombildningens mekanism. Tre olika hypoteser hava gjort sig gällande: 1) att omvandlingen skulle förmedlas av det i bergarternas kapillära hålrum cirkulerande vattnet, i vilket delar av de mineraliska beståndsdelarna lösa sig, för att åter utkristallisera i annan form; 2) att nybildningen skulle försiggå vid gasformigt tillstånd av beståndsdelarna i de kapillära hålrummen; 3) att de fasta kropparna skulle direkt kunna träda i reaktion med varandra. Den tredje möjligheten kan här lemnas obeaktad, emedan närvaron av vattnet i bergarterna kan anses vara till fullo bevisad. Angående de i denna uppsats behandlade bergarterna må följande omständigheter särskilt framhållas.

Bland bergartsmineralen spela flera silikat, som vid upphettning avge vatten, t. ex. muskovit, biotit och hornblende, en viktig roll. Vid den petrografiska undersökningen har jag emellertid funnit, att dessa minerals uppträdande betingas enbart av mängdförhållandena mellan de olika metalloxiderna och siliciumdioxid; deras bildning synes i intet fall hava uteblifvit till följd av vattenbrist. Det synes antagligt, att inom andra områden, där sådana mineral icke bildats, ehuru oxidernas mängdförhållanden äro av den art, att möjligheter därtill förefunnos, detta måste hava berott därpå, att de ifrågakvarande mineralen icke varit beständiga under de vid bergartsmetamorfosen rådande förhållandena.

Men även om man antager, att vatten har varit närvarande vid bergartsmetamorfosen, synes det dock vara omöjligt att avgöra,

huruvida mineralombildningen försiggått genom det gasformiga tillståndets eller det flytande tillståndets (d. v. s. vattenlösningars) förmedling, emedan man icke vet om bergartsmassorna hava varit upphettade över respektive lösningars kritiska punkter eller icke. Med hänsyn till de ytterst växlande temperaturer, som otvivelaktigt varit rådande vid olika slag av metamorfism, synes det mest sannolikt, att än det ena, än det andra inträffat.

Emellertid inverkar det icke på slutresultatet, på vilka vägar jämviktstillståndet ernås, och det är sålunda sist och slutligen ganska likgiltigt, från vilket antagande man utgår beträffande de vid metamorfismen skeende reaktionernas mekanism. Det väsentliga i de metamorfiska processerna är, såsom V. M. Goldschmidt på ett lyckligt sätt definierat,¹ att endast en ringa bråkdel av bergartens massa på en gång befinner sig i ett sådant tillstånd, att reaktioner kunna försiggå.

I det följande skola vi uteslutande tala om lösningar såsom förmedlare av mineralnybildningar vid metamorfismen, men vi anmärka här, att intet skulle förändras, om det skulle finnas gaser i stället för lösningar.

Sålunda utgör läran om metamorfismen en tillämpning av den kemiska jämviktsläran, och speciellt kommer en viss, hittills tyvärr ganska litet utredd gren av densamma till användning. Det gäller nämligen, såsom af det ovan sagda redan framgår, polynära heterogena jämvikter med ett stort antal fasta faser (mineral) i beröring med en gemensam mättad lösning. Detta betraktelsesätt har redan tydligt uttalats och använts i de grundläggande arbetena om metamorfismen av F. Becke,² U. Grubenmann³ och C. R. Van Hise.⁴ Konsekvent genomfört finnes det fysikaliskt-kemiska betraktelsesättet angående metamorfa företeelser för första gången i Goldschmidts ovan citerade arbete, vilket sedermera efterföljts av flere andra publikationer.⁵ Det bör i detta sammanhang villigt fram-

¹ »Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet», Videnskaps Selskaps Skrifter. I. Mat.-Naturv. Klasse, 1911. N:o 1, s. 122.

² »Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer.» Sitzungsberichte Wiener. Ak. Wiss. 1903.

³ »Die kristallinen Schiefer.» II. Aufl., Berlin, 1910.

⁴ »A Treatise on Metamorphism.» U. S. G. S. Monographs XLVII, 1904.

⁵ »Anwendung der Phasenregel auf Silikatgesteine.» Zeitschrift für Elektrochemie, 17, s. 686, 1911.

»Die Gesetze der Mineralassociation vom Standpunkt der Phasenregel.» Zeitschr. f. anorg. Chemie, 71, s. 313, 1911.

»Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose, mit Beispielen aus der Geologie des Südlichen Norwegens.» Videnskaps Selskaps Skrifter. I. Mat.-naturv. Klasse, 22, 1912.

hållas, att det varit företrädesvis just genom studiet av Goldschmidts skrifter, som jag blivit ledd till de ideer, vilka jag i denna avhandling skall försöka vidare utveckla. Under senaste tid hava viktiga bidrag i samma riktning givits främst av P. Niggli, vilken redan oberoende av Goldschmidt hade tillämpat jämviktsläran på metamorfismen¹ och nyligen tillsammans med J. Johnston mycket ingående behandlat metamorfismens allmänna fysikaliskt-kemiska principer.² Dessa viktiga arbeten komma upprepade gånger att citeras i det följande.

Så vitt jag vet utgör den nu föreliggande uppsatsen det första försöket att tillämpa den kemiska jämviktsläran på urbergets metamorfa bergarter. Man har väl ofta föreställt sig, att dessa jordskorpans äldsta kända bildningar skulle med avseende å mineralbildning vara ytterst komplicerade och minst av alla lämpliga att behandlas från denna synpunkt, emedan ju bergarternas uppkomst samt de mångahanda olika omvandlingsprocesser, som de genomgått, ofta nog äro så godt som okända. Men å andra sidan kan det på förhand väntas, att metamorfismen oftare hos de arkeiska bildningarna än hos andra kan hava åstadkommit en verklig jämvikt, då man vet, att de under ofantligt långa tidrymder varit utsatta för metamorferande inflytelser i jordskorpans djupare regioner. Detta har även i ganska hög grad visat sig riktigt, och de arkeiska metamorfa bildningarna befinnas i själva verket vara i detta avseende enklare att klargöra än kanske några andra hittills behandlade metamorfa bergartsserier.

Detta arbete utgör en fortsättning till en tidigare avhandling över Orijärvitraktens petrologi³, i vilken ingår större delen av det observationsmaterial, som här skall beröras.

Saltkristallisation och metamorfism.

De i naturen förekommande saltavlagringarnas kristallisationsprocesser hava blivit klargjorda genom van't Hoff's, hans elevs, Boekes m. fl. klassiska undersökningar. Likaledes hava undersök-

¹ »Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassivs.» Beiträge zur geol. Karte der Schweiz 36. 1912.

»Über Gesteinsserien von metamorphischem Ursprung». Tscherm. min.-petr. Mitt. 31, s. 477, 1912.

² »The General Principles Underlying Metamorphic Processes». Journal of Geology, 21, s. 481—516 och 588—624, 1913. Samma arbete ingår i Neues Jahrb. f. Min. etc. XXXVII, B.-B. s. 495—576, 1914.

³ »On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland». Bull. Comm. géol. Finlande N:o 40, 1914. I det följande skall detta arbete betecknas med förkortningen »O. R.»

ningarna angående magmabergarternas kristallisation redan hunnit ganska långt, sedan det fysikaliskt-kemiska betraktelsesättet började vinna insteg. Dels har man därvid dragit nytta av analogierna mellan magmernas och de ur vattenlösning kristalliserade salternas bildningssätt, dels hava silikatsmältor blivit direkt undersökta. Däremot hava hittills endast få försök blivit gjorda för att på experimentell väg belysa den kemiska metamorfismen, i den bemärkelse som ovan definierats.¹ Det direkta experimentet skulle troligen här stöta på oöverbinnerliga svårigheter, men även i detta fall kunde de lätthanterliga vattenlösliga salterna användas som försöksobjekt, och vissa anknypningspunkter till silikatbergarternas metamorfism helt säkert ernås på denna väg.

Som bekant har van't Hoff² vid sina saltundersökningar utgått från den förutsättningen, att de utkristalliserade salterna icke mera träda i växelverkan med moderluten. Vid experimenten blevo därför salterna alltid avlägsnade, så snart en ny kristallisationsperiod inträtt. Om man nu vill finna analogier mellan bergartsmetamorfismen och de i saltblandningar genom vattnets invärkan försiggående reaktionerna, så bör man tydligen tillämpa det motsatta fallet, det då saltlösningen ständigt får invärka på alla utkristalliserade salter. Ty det är klart, att den i porerna i en bergart förekommande lösningen måste vara i jämvikt med bergartens alla mineral, för att dessa skola vara stabila.

Ett experiment, som så mycket som möjligt skulle motsvara de naturliga förhållandena vid metamorfismen, borde utföras så, att en saltblandning behandlas med en ringa vattenmängd, tills fullständig jämvikt, motsvarande de rådande temperatur- och tryckförhållandena, inställer sig. Den använda vattenmängden borde vara så liten som möjligt, emedan den i lösning kvarblivande delen av salterna i regel har en annan sammansättning än de fasta salterna.

Emellertid är resultatet alldeles detsamma, i fall en lösning får kristallisera genom avdunstning vid konstant temperatur och den kristalliserade massan hela tiden omröres med moderluten och indunstningen fortgår så pass långsamt, att fördröjningsfenomen (överskridningar) bliva uteslutna. Den produkt som då återstår, när hela vattenmängden har dunstat bort, bör uppenbarligen vara identisk med den, som fås, när en saltblandning i fast tillstånd behandlas

¹ Vi erinra om F. D. Adams undersökningar angående krosskiffighetens uppkomst i bergarter under inverkan av differentialtryck. Dessa experiment äro för oss viktiga framför allt därför, att de visat, att sidotrycket ensamt för sig utan invärkan av lösningsmedel icke föranleder omkristallisation, ej ens vid tämligen höga temperaturer.

² J. H. van't Hoff, »Zur bildung der ozeanischen Salzablagerungen, I o. II.

med en försvinnande liten vattenmängd, tills fullständig jämvikt inträder.

Ehuru van't Hoff's undersökningar sålunda hava haft ett helt annat syfte än det, som nu intresserar oss, så kan man dock använda hans överskådliga mättningsdiagrammer även för att bilda sig en säker föreställning om, huru resultaten skulle utfalla, om vätskan hela tiden befunde sig i beröring med det utkristalliserade. van't Hoff och Meyerhoffer¹ hava delvis gjort försök även på detta sätt, för att allsidigt bekräfta teorins riktighet. Resultaten voro såväl kvalitativt som kvantitativt överensstämmande med teorin.

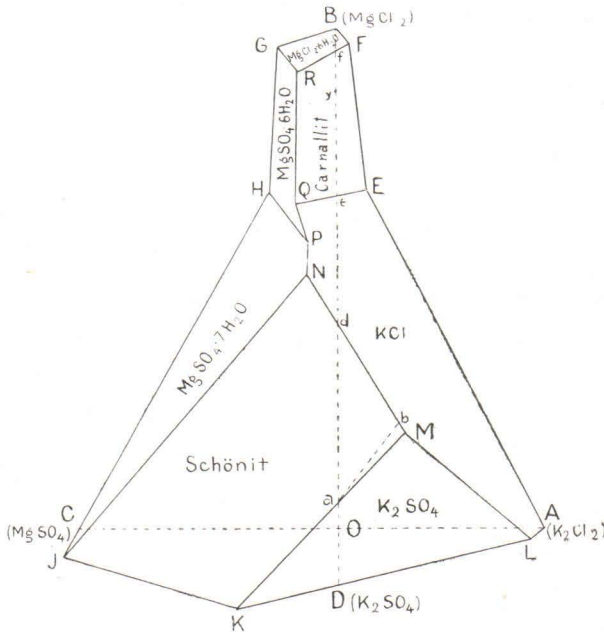


Fig. 1.

I fig. 1 återges van't Hoff's bekanta diagram, framställande kristallisationsprocesserna vid isoterm avdunstning vid 25° C ur vattenlösningar av kaliumklorid, magnesiumklorid, magnesiumsulfat och kaliumsulfat. Angående betydelsen och konstruktionen måste vi hänvisa till originalavhandlingen² och övergå genast till tillämpningen. Vi skola först tillse, vilka salter bildas genom kristallisation av lösningar, framställda av de nämnda salterna i växlande proportioner. Resultatet är då detsamma som det skulle bliva genom en »metamorfos» vid 25° och 1 atm. av en »bergart» — synbarligen icke alltid beständig — bestående av dessa saltmineral.

¹ Sitzungsber. d. Kgl. preuss. Akad. d. Wissensch. 1897, s. 1019.

² van't Hoff, anf. arb. s. 23.

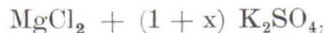
1. Saltblandningen innehåller K_2SO_4 och $MgCl_2$ i molekylära proportioner, och dess lösning motsvaras följaktligen av punkt O i figuren. Denna punkt faller inom kaliumsulfatfältet; alltså börjar detta salt först utkristallisera, och lösningens sammansättning förändras längs linjen Oa. Vid a börjar schönit, $MgK_2(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$, falla ut. I fall kaliumsulfatet nu skulle avlägsnas, skulle lösningens sammansättning vid fortsatt indunstning förändras längs a b. Men i vårt fall kan den icke aflägsna sig från linjen KM, emedan en lösning, vars sammansättning faller inom schönitfältet (utom på gränslinjen) icke mera är mättad med K_2SO_4 . Sammansättningen förändras därför längs KM mot M och schönit faller ut samtidigt som en del av K_2SO_4 återgår i lösning (resorberas). Vid M begynner tillika kristallisationen av KCl. Lösningens sammansättning förblir då oförändrad vid M, tills allt K_2SO_4 har resorberats. Därefter fortgår lösningens förändring längs MN under avsättning av schönit och KCl. Vid N börjar $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ kristallisera ut, och schönit resorberas, medan lösningens sammansättning förblir konstant. I detta fall betecknar N ändpunkten för kristallisationen. När all schönit har blifvit resorberad, har också hela magnesiumhalten fallit ut som sulfat och kaliumhalten som klorid.

Vi finna således, att en blandning af kaliumsulfat och magnesiumklorid genom metamorfos vid 25° omvandlas kvantitativt enligt formeln



2. Blandningen innehåller ett överskott av K_2SO_4 . Här hava vi att skilja mellan två olika fall.

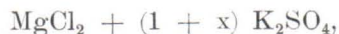
a) Överskottet av K_2SO_4 är så pass litet, att sammansättningen motsvaras av formeln



där $x < 1$.

Kristallisationen begynner vid en punkt på OD och fortskrider som i förra fallet. Eftersom den molekylära kvantiteten av K_2 ej är dubbelt större än av magnesium, blir även här kaliumsulfatet fullständigt resorberat och vid N faller magnesiumsulfatheptahydrat ut. Schönit resorberas, men icke fullständigt. Resultatet blir KCl, $MgSO_4 \cdot 7 H_2O$ och schönit.

b) Blandningen har sammansättningen



där $x > 1$.

Kristallisationen går som förut; i slutprodukten finnas K_2SO_4 , schönit och KCl.

3. Blandningen innehåller $MgCl_2$ i överskott enligt formeln

$$a) \quad K_2SO_4 + (1 + x) MgCl_2.$$

$$x < 2.$$

Här kunna tre olika fall särskiljas, allteftersom blandningens sammansättning, som alltid motsvaras av någon punkt på linjen OB, befinner sig på Oa, ad eller de. Med undantag av punkt e kan sammansättningen vid dessa punkter icke angivas i molekylartal, emedan gränslinjernas förlopp icke är experimentellt fastställt och dessa i verkligheten borde vara något böjda¹.

a₁) Sammansättningen på Oa. Kristallisationsbanan blir OaMNPQ. K_2SO_4 , schönit och $MgSO_4 \cdot 7 H_2O$ bliva efterhand fullständigt resorberade, och vid Q avskiljas slutligen KCl, $MgSO_4 \cdot 6 H_2O$ och carnallit.

a₂) Sammansättningen befinner sig inom schönitfältet och övergår från detta längs en kristallisationsväg till MN, för att sedan följa samma bana som i föregående fallet, och leder till samma föreningar som slutprodukter.

a₃) Begynnelsepunkten inom sylvinfältet. Beroende på dess läge i detta kan kristallisationsvägen antingen direkt förena sig med banan MNPQ eller också sammanträffa med carnallitfältet på gränslinjen EQ, som nu blir en sekundär kristallisationsbana och under resorption av något KCl leder till ändpunkten Q, där sylvin, carnallit och magnesiumsulfathexahydrat slutligen utkristallisera.

$$b) \quad x = 2 \text{ (Gränsfall).}$$

Kristallisationen börjar vid punkt e. Sylvin och carnallit bildas, men den förra återgår i lösning. Lösningens sammansättning förändras längs eQ och förblir konstant vid Q, där carnallit och $MgSO_4 \cdot 6 H_2O$ samtidigt utkristallisera.

$$c) \quad 3 > x > 2.$$

Carnallit avskiljes först, och på QR tillika $MgSO_4 \cdot 6 H_2O$. Endast dessa salter finnas i slutprodukten, som kristalliserar vid R.

$$d) \quad x = 3.$$

Begynnelsepunkten f, ändpunkten R. Carnallit och $MgSO_4 \cdot 6 H_2O$ bildas.

¹ Jf. van't Hoff, anf. arb. s. 24.

e)

$x > 3$. Begynnelsepunkten ligger inom magnesiumkloridfältet, och avskiljningen leder till FR och R, vilken punkt blir slutpunkten. $MgCl_2 \cdot 6H_2O$, carnallit och $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ bilda produkten.

4. Blandningen är sammansatt enligt formeln



Beroende på $Mg SO_4$ -överskottets storlek, leder kristallisationsvägen antingen till MN eller JN och därifrån vidare. Ändpunkten ligger på linjen NP eller vid P. I slutprodukten finnas sylvin och $MgSO_4 \cdot 7 H_2O$, varjämte det kan finnas $Mg SO_4 \cdot 6 H_2O$.

5. Blandningen har sammansättning



Kristallisationsprocessen leder till KCl och $Mg SO_4$ med slutpunkten i N, eller också, vid mycket stort överskott av KCl, till KCl och $Mg SO_4 \cdot 6 H_2O$ med Q som slutpunkt.

På analogt sätt kan man på konstruktionsväg finna kristallisationsvägarna och slutprodukterna för blandningar av de fyra ifrågasvarande salterna i alla möjliga proportioner, vilka ju alla inrymmas i figuren. Den ovannämnda experimentella bekräftelsen på det relaterade förfaringssättet gällde ekvimolekulära blandningar (fall 1).

Såsom nämnades, är det utan vidare klart, att slutprodukten måste vara densamma, om man utgår från en lösning, som får indunsta, eller från en blandning av salterna i fast tillstånd med en liten vattenmängd. Det återstår att betrakta, huru reaktionsförloppet i senare fallet avlöper, vilket naturligtvis är av största vikt vid tillämpningen av dessa betraktelser på bergartsmetamorfismen. Vi föreställa oss en bergart före metamorfosen med en given mineralsammansättning och en porlösning mättad med alla de närvarande föreningarna. Denna bergart blir försatt i förändrade temperatur- och tryckförhållanden. Mineralkombinationerna äro icke mera stabila. Detta betyder att porlösningen icke mera är samtidigt mättad med vissa av de ursprungliga mineralen. Dessa gå därför i lösning, medan andra börja utskilja sig. Frågas då, vilka vägar kristallisationsförloppet nu följer.

Vi försöka finna ett svar på denna fråga genom att taga en ekvimolekulär blandning av kaliumsulfat och magnesiumklorid och undersöka, huru den förhåller sig i närvaro av litet vatten. Experimentet kommer de naturliga förhållandena närmast, om båda salterna försättas med samma obetydliga kvantitet vatten. Lösningarna få bliva mättade med var sitt salt innan de blandas. Porlösningen

har då till en början en sammansättning, som bestämmes af de rena salternas lösligheter. Denna är vid 25° C för magnesiumklorid 108 mol. och för kaliumsulfat 12 mol. per 1000 mol. vatten¹. En sådan sammansättning motsvaras av punkten y på BD axeln och faller inom carnallitfältet. Lösningen är omättad på grund af ökad löslighet vid blandning av salter, för vilka inga ioner äro gemensamma. Bottenkropparna lösa sig fortfarande, tills kristallisation av carnallit inträder. Nu förändras lösningens sammansättning till FR och R, där den stannar för en tid, under det carnallit och $MgSO_4 \cdot 6 H_2O$ avskiljas och $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ samt K_2SO_4 förstöras. Omvandlingen sker enligt schemat:



Magnesiumkloriden förbrukas snabbare än kaliumsulfatet och tager först slut. Nu förändras lösningssammansättningen raskt till Q, där carnalliten börjar sönderdelas och sylvin utskiljas. I fall de fasta salternas sammansättning skulle motsvara en molekylär blandning av kaliumsulfat och magnesiumklorid, så skulle processen här avstanna, d. v. s. carnallit och kaliumsulfat skulle samtidigt försvinna. Men i vårt fall är det summan av de fasta salterna och porlösningen, som motsvarar nämnda proportion, och lösningen i a innehåller ett överskott av $MgCl_2$. Följaktligen finnes K_2SO_4 i överskott i bottenkropparna, och carnalliten tar först slut. Detta förorsakar en förändring i lösningens sammansättning, som motsvaras av en förflyttning av punkten från Q till N. $MgSO_4 \cdot 6 H_2O$ omvandlas till $MgSO_4 \cdot 7H_2O$. Det stabila tillståndet ernås i N med $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, KCl och helt litet schönit, som försvinner, om vattnet nu avdunstar, och slutprodukten är sålunda identisk med den, som erhöles vid kristallisation genom isoterm indunstning (fallet 1).

Vid en metamorfos genom inverkan av vatten på en saltblandning eger sålunda en process rum, som går i motsatt riktning mot en kristallisation ur lösning vid samma temperatur, men som leder till samma mineraliska sammansättning.

Denna slutledning bekräftades av ett experiment, som jag gjorde med en ekvimolekylär blandning av $MgCl_2 \cdot 6 H_2O$ och $K_2 SO_4$. Visserligen kunde processen icke bringas längre än till $Mg SO_4 \cdot 6 H_2O$ och KCl, men det är ju ganska naturligt, att en fördröjning av jämviktslägets inträdande här var att vänta, då porlösningens sammansättning vid N endast obetydligt avviker från den, med vilken magnesiumsulfathexahydrat är i jämvikt.

¹ van't Hoff, anf. arb. I. s. 17.

Som ett annat exempel taga vi salterna NaCl, KCl, KNO_3 och NaNO_3 . Mättningsfiguren för de olika lösningarna av dessa salter vid rumstemperatur är vida enklare än för de förut beskrivna, emedan här varken hydrater eller dubbelsalter förekomma, men detta kvaternära system har ännu icke blifvit fullständigt undersökt. Jag har dock försökt att konstruera en mättningsfigur enligt den van't Hoffska metoden (fig. 2). Där äro endast de rena salternas lösligheter (punkterna A, B, C och D), och dessutom punkten för samtidig mättning av KCl och NaCl (punkt E) exakt fastställda. De äro vid 25°C :

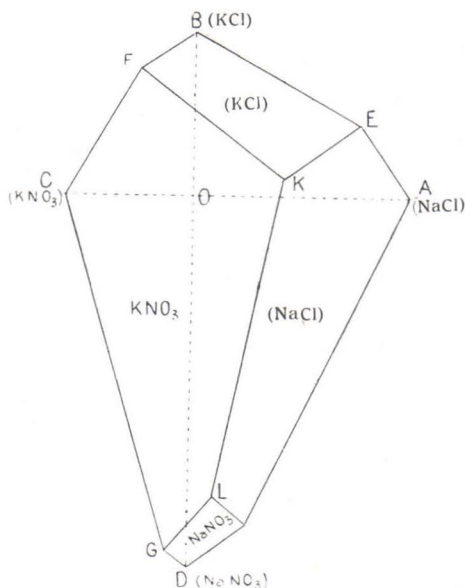


Fig. 2.

	Mol. pro 1000 mol. H_2O .
NaCl ¹	111
KCl ¹	80
KNO_3 ²	68
NaNO_3 ³	195
KCl och NaCl ¹	{ 89 NaCl 39 KCl

¹ van't Hoff, anf. arb. s. 11.

² Grafiskt beräknat ur värdena i Landolt-Börnsteins »Physikalisch-Chemische Tabellen» sid. 545.

³ Som föregående, sid. 559.

Alla de övriga punkterna äro införda gissningsvis med ledning av de nedan nämnda kvalitativa försöken.¹ Det råder dock intet tvivel om att figuren i sina hufvuddrag återger de verkliga förhållandena och kan användas för våra betraktelser. Först skola vi dock omnämna några enkla försök, som jag gjorde för att orientera mig i förhållandena.

1. En ekvimolekulär blandning av fintpulveriserad KCl och NaNO₃ fuktades och omrördes med en helt liten vattenmängd vid rumstemperatur. Efter en kort stund visade ett prov, som undersöktes mikroskopiskt, en massa av nykristalliserade KNO₃-prismer jämte kloridhexaëdrar, medan NaNO₃ hade försvunnit. En fullständig omsättning hade egt rum:



2. Samma blandning löstes upp i vatten och indunstades vid rumstemperatur. Först avskilde sig KNO₃, sedan NaCl.

En droppe av den mättade lösningen tillvaratogs med en kapillarpipett och undersöktes mikroskopiskt i ett för detta ändamål förfärdigat kärl, som kunde tillslutas med ett täckglas för att förekomma avdunstning. En tillsats av ett korn kaliumklorid i lösningen framkallade ingen förändring, ej heller löstes det självt. Där förelåg således en lösning, som på samma gång var mättad med KNO₃, NaCl och KCl. Den befann sig följaktligen i punkten K. Det var även klart att vid fortsatt avdunstning lösningens sammansättning förblev oförändrad, ty ännu efter två dagar visade det sig att lösningen hade samma egenskaper.

3. Ett korn av NaNO₃ tillsattes i en droppe av samma lösning. Det gick snabbt i lösning, och samtidigt avskiljde sig rikligt NaCl och KNO₃. Nu avlägsnades kristallisationerna, och ett korn av KCl tillsattes. Denna gång löste det sig långsamt, medan åter litet NaCl och KNO₃ föllo ut. Vid tillsats av NaNO₃ förändrades sammansättningen från K längs KL; vid tillsats av KCl återvände den till utgångspunkten.

4. I samma lösning som förut tillsattes fast NaNO₃, tills den var mättad därmed och en ny tillsats icke mera framkallade någon förändring. Lösningen var fortfarande mättad även med NaCl och KNO₃; vi befinna oss således i punkten L. En tillsats av KCl i ett prov av lösningen försvann snabbt under avsättning av KNO₃, som

¹ Här kunde de av Nernst härledda formlerna (Zeitschr. f. phys. Chemie 4. s. 372) för löslighetsförminskning till följd av närvaro av salter med gemensamma ioner komma till användning. Då giltigheten av dessa formler för koncentrerade lösningar emellertid är rätt ofullständig, hava sådana beräkningar icke blivit utförda.

pseudomorfofartigt undanträngde kaliumkloridkristallen, och NaCl, vilken rikligast samlade sig runtomkring det ursprungliga kornet.

I alla lösningar mellan K och L framkalla således såväl NaNO₃ som KCl en utfällning, vilket faktum just återges i figuren. NaNO₃ och KCl kunna således överhuvud icke existera jämsides i närvaro av vatten. Följaktligen äro endast två ternära saltkombinationer möjliga, nämligen



Detta kvaternära system kan nu tjena som ett exempel för en hel typ, vilken karakteriseras av den reversibla omsättningen



där varken hydrat- eller dubbelsaltbildning inträffar. Om salterna å ena sidan i ekvationen äro närvarande i molekylära proportioner, så utgöres den stabila reaktionsprodukten av endast två föreningar. Är endera föreningen närvarande i överskott, så resultera tre föreningar. I det ovan behandlade fallet komma alltid både kaliumnitrat och natriumklorid att finnas bland produkterna. I allmänhet kan man säga, att i systemen av ifrågavarande typ den stabila reaktionsprodukten alltid innehåller de två av de fyra möjliga föreningarna, vilka ega en gemensam mättningsgräns. I detta fall är det svår-lösligaste saltet (KNO₃) ett bland dem. Men att så icke alltid behöver vara fallet, inses lätt om man föreställer sig, att kaliumkloridens löslighet skulle vara något mindre än kaliumnitratets. Även då skulle resultatet bliva detsamma.

Vid förändrad temperatur förändras även löslighetsförhållandena, d. v. s. mättningsfiguren får en annan gestalt. Därvid kan det fallet inträffa, att den linje, som betecknar den gemensamma mättningsintervallen (LK) för de två salterna med inga gemensamma ioner, förkortas, tills slutligen alla fyra salters mättningsfält sammanträffa i en punkt. Vid denna temperatur, som vid konstant tryck är bestämd, kunna alltså alla fyra salterna existera samtidigt. Det är en omvandlingspunkt. Överskrides densamma, så blir det motsatta saltparet stabilt.

Vi skola nu övergå till att utreda vad man möjligen kan hava att lära sig av de föregående betraktelserna i fråga om de naturliga bergarternas metamorfism.

För det första hava vi här sett exempel på de gradvisa växlingarna av mineralsammansättningen i ett system, som uppbygges av tre oberoende mineraliska komponenter i olika proportioner. Vid en successiv förändring av sammansättningen övergår en av högst tre mineral bestående kombination till en annan sålunda, att ett mineral

försvinner och ett nytt kommer till. I det av van't Hoff undersökta fallet, där natriumklorid är närvarande jämte de ovannämnda kalium- och magnesiumsalterna, är förhållandet analogt, blott med den skillnad, att nu fyra mineral kunna ingå i en stabil paragenes.

Sålunda se vi här bergartserier, analoge med dem, som redan äro kända bland de metamorfiska bergarterna och beskrivits av Goldschmidt, Niggli och andra. Men det kausala sammanhanget mellan mineralsammansättning och kemisk sammansättning framträder vida klarare i de fullständigt klargjorda saltsystemen än i silikatbergarterna.

I systemet KCl , $MgCl_2$, $MgSO_4$ och K_2SO_4 är det rätt anmärkningsvärt, att även när systemets sammansättning faller inom kaliumsulfatets mätningsfält, vilket inträffar t. ex. i blandningar av $MgCl_2$ och K_2SO_4 i molekularproportioner, det sistnämnda saltet icke återfinnes bland reaktionsprodukterna. Och dock är det mindre lösligt än någotdera av de bildade salterna KCl och $MgSO_4 \cdot 7H_2O$. Detta betingas av den omständigheten, att de sistnämnda salterna ega en gemensam mätningsgränslinje, vilket icke är fallet med K_2SO_4 och $MgCl_2 \cdot 6H_2O$.

Här kompliceras förhållandena genom förekomsten av dubbelsalter och olika hydrater. Det finnes ingen möjlighet att på grund av de enkla föreningarnas egenskaper förutse, vilka dubbelföreningar kunna uppstå, och dessas egenskaper. Allt detta måste experimentellt fastslås, och först sedan systemen blivit fullständigt bearbetade, kan man med säkerhet säga, vad som kan uppstå vid en given temperatur, tryck och sammansättning.

En förändring av temperaturen kan förorsaka förändringar i mineralsammansättningen. Av van't Hoff's saltundersökningar framgår, att detta kan bero på två olika orsaker. (1) Systemet förflyttas inom stabilitetsgränserna av en ny förening eller tvärtom, stabilitetsfältet för ett ursprungligen närvarande mineral överskrides. Övergången från en allotropisk modifikation till en annan av samma substans vore ett specialfall av detta. (2) Genom förändringar i löslighetsförhållandena kunna mätningsfälten för föreningar, som ursprungligen icke hade gemensamma gränser och följaktligen icke kunde existera jämsides, komma att beröra varandra, varigenom nya kombinationer uppkomma. Å andra sidan kan mätningsfältet för någon förening skjuta sig in mellan två andra. Talrika exempel på paragenetiska förskjutningar av detta slag anföras i van't Hoff's citerade arbete. Beträffande silikatbergarterna har denna möjlighet hittills icke blifvit uppmärksammas, men det är ganska sannolikt, att vissa metamorfa omvandlingar äro att hänföra till denna grupp. Omvandlingar av den förra arten äro däremot välbekanta för petrograferna.

Slutligen kan den ovan härledda satsen, att salternas kristallisation vid metamorfism försiggår i en riktning, som är motsatt den vid kristallisation ur homogen lösning vid samma temperatur¹ (sid. 9), finna oinskränkt tillämpning på den naturliga bergarts-metamorfismen. Det är att märka att avskiljningsföljden av de stabila slutprodukterna dock kan vara densamma. Så finna vi i det på sid. 6 anförda exemplet, att först kaliumklorid och sist kaliumklorid samt magnesiumsulfatheptahydrat samtidigt komma till av-sättning, från vilken riktning man än närmar sig ändpunkten N. Däremot skulle t. ex. i fallet 2 b (sid. 6), där K_2SO_4 , KCl och schönit bilda slutprodukten, även kristallisationsföljden i slutprodukten vara motsatt: vid kristallisation ur lösning skulle K_2SO_4 vara den första, vid metamorfism den sista produkten.

Hittills har man ganska allmänt förbisett, att de metamorfa bergarternas omkristallisation kan — och även måste — hava försiggått i en bestämd ordningsföljd. Endast få antydningar om förefintligheten av en sådan äro mig kända.² Detta beror, som också framhållits av Becke och Grubenmann, på de metamorfa bergarternas egendomliga kristallisationssätt, som icke tillåter mineralens åldersföljd att framträda i idiomorfi-förhållandena, vilka ju i detta avseende äro de säkraste kriterierna i magmabergrarterna. Dessutom komma många andra omständigheter att medverka på struktur-utbildningen hos de metamorfa bergarterna, såsom mineralens kristallisationshastighet och formenergi, vidare utlösning av överskridningar o. s. v.

Om således en kristallisationsföljd i regeln icke kan spåras i metamorfa bergarter, så bevisar detta ingalunda, att deras mineral skulle uppstått samtidigt.

En möjlighet till konstaterandet av kristallisationsföljden förefinnes i de fall, där zonar struktur har kommit till utbildning hos de metamorfa bergarternas mineral. Jag skall här omnämna ett sådant fall, som var mig bekant redan innan jag anställde jämförelserna med saltkristallisationen. I vissa amfiboliter från Orijärvitrakten har cummingtonit kringvuxit idioblastiska hornblendekrystaller och visar sig som yttre färglösa zoner omkring gröna kärnor. Uppkomsten av denna bergart förklarar jag på följande sätt: den har ursprungligen varit en basalt eller diabas med anortitrik plagioklas, hypersten och diopsid som mineralbeståndsdelar. Vid metamorfismen har hornblende bildats genom en komplicerad omsättning av hyper-

¹ Det är härvid likgiltigt, om lösningsmedlet är vatten, en magmarest eller gas eller vad som helst annat.

² Dessa äro omnämnda av Grubenmann, «Struktur und Textur der metamorphischen Gesteine», Fortschritte d. Mineralogie o. s. v. 2, s. 208—226, 1912.

sten, diopsid och anortit (O. R., sid. 124). Sedan all disponibel diopsid omsatts, har det ännu funnits kvar hypersten, vilken då blivit omvandlad till cummingtonit och till följd av isomorfin kunnat kristallisera omkring hornblendekornen. — Ett annat exempel på zonar utveckling skall givas längre fram (sid. 16, not ¹).

Saltkristallisation med en ständig växelverkan mellan restlösningen och de avskilda produkterna skulle motsvara idealfallet för magmabergarternas kristallisation, om denna kunde försiggå isotermt.¹ De produkter, som icke voro i jämvikt med restmagnan under kristallisationens senare perioder, skulle hava blivit resorberade, och slutprodukten skulle hava varit en vid stelningsstemperaturen fullkomligt stabil association. Det är kännetecknande för silikatmineralens stora benägenhet till fördröjning, att metastabila associationer i själva värdet äro rätt allmänna i magmabergarterna.

Den största principiella olikheten mellan magmabergarter och metamorfa bergarter förekommer vid det motsatta kristallisations sättet. Såsom vi hava sett, måste även den metamorfa omkristallisationen hava skett gradvis i en viss följd, och även härvid kan det bildas mellanprodukter, som efterhand resorberas. De i den slutliga jämvikten deltagande mineralen infinna sig ett efter annat, och så snart processen nått kristallisationsändpunkten, utkristallisera flere mineral samtidigt. Kristallisationen blir antingen slutförd i denna punkt eller också skrider den något vidare längs någon av de mätningsgränser, vilka sammanträffa i en hörnpunkt. Det senare inträffar, i fall flera obeständiga mineral finnas kvar och giva material till slutprodukterna samt finnas närvarande i olika proportioner. Försvinnandet av ett bland dem ger alltid anledning till uppkomsten av ett nytt mineral. Ett exempel på detta är cummingtonitens uppträdande i amfiboliten från Orijärvi, som ovan ontalades.

Satsen att porlösningens sammansättning är konstant i en kristallisationsändpunkt vore strängt taget riktig endast om de utkristalliserande mineralen vore rena kemiska föreningar. Förekomsten av isomorfa blandningar föranleder emellertid här, liksom i magmabergarterna, en småningom skeende förändring i restlösningens sammansättning. Detta visar sig i en zonar struktur hos isomorfa mineralblandningar. I metamorfa såväl som i eruptiva bergarter har detta fenomen således sin betingelse i samma grundorsak.

¹ E. Baur, (»Chemische Kosmographie», München 1903, och Zeitschr. f. phys. Chem. 42. s. 567) har försökt göra sannolikt, att magmabergarternas kristallisation verkligen försiggår något så när isotermt, i det att mineralisatorerna småningom avgå från magman. Det är dock klart, att även om detta i vissa fall kan inträffa, det dock icke kan vara regel.

Egentligen är en zonart byggd kristall aldrig fullkomligt stabil, eftersom i den kunna skiljas otaligt många olika faser. Zonarstrukturens förekomst måste följaktligen betecknas såsom ett fördröjningsfenomen. Det faktum, att zonarstrukturen i magmabergarterna anträffas i så mycket mera typisk utbildning än hos de metamorfa bergarterna, talar tydligt för att möjligheterna till fördröjning vid magmernas kristallisation äro vida större än vid metamorfismen.

Vid betraktelserna över saltkristallisationerna kommo vi till den slutsatsen, att kristallisationerna vid en metamorfisk process förlöpa i en riktning, som är motsatt kristallisationen ur en homogen lösning. Här skulle således en principiell olikhet mellan eruptiva och metamorfa bergarter föreligga. Denna motsats kommer dock endast undantagsvis till synes i strukturerna,¹ beroende på att kristallisationsföljden överhuvudtaget icke framträder.

Det må slutligen nämnas, att en metamorfos av den ovan beskrivna arten icke torde vara alldeles utesluten i själva saltbergarterna. Visserligen är det så, att de stabila kombinationerna i naturen hava blivit avlagrade successivt efter och ovanpå varandra och nu bilda enhetliga, ofta ganska mäktiga bergartslager. I en sådan bergart kan porvattnet icke förorsaka bildningen av nya mineralassociationer, förutsatt att temperaturen icke nämnvärt avviker från den, som rådde under kristallisationstiden. Detta har uttryckligen framhållits av van't Hoff². Men om grundvattenströmmarna förde lösning från en saltregion till en annan, så skulle ombildningar inträffa. Det kunde t. o. m. tänkas, att en saltlagerserie inom loppet av mycket långa tidsperioder skulle kunna bli helt och hållet omblandad och dess mineralsammansättning småningom närma sig den stabila kombinationen av alla de i havsvattnet förefintliga salterna. Jag är icke kompetent att bedöma om och i vilken mån detta förmodande kan finna stöd i saltpetrografen. Utan tvivel bör man kunna vänta, att Arrhenius och Lachmanns³ teori om metamorfismen i saltlager till följd av högre temperaturer under veckningsperioder skall ega större motsvarighet i de verkliga förhållandena än nu gjorda antagande.

¹ Det kunde tänkas, att den inversa zonarstrukturen i de metamorfa bergarternas plagioklas skulle finna sin förklaring i denna omständighet. För att avgöra saken vore det dock nödvändigt att hafva exakt kännedom om plagioklasernas löslighetsförhållanden vid hög temperatur och högt tryck, vilket man tills vidare icke eger. Vi skola därför icke här ingå i diskussion av denna företeelse.

² Anf. arb. II, s. 76

³ »Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salz-lagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme«. Geol. Rundschau, III, s. 139, 1912.

Metamorf facies.

Vid de föregående betraktelserna hava vi ständigt antagit en metamorfism under oförändrade tryck- och temperaturförhållanden. De petrografiska undersökningarna synas mig giva stöd åt den uppfattningen, att sådant verkligen inträffar i naturen. Jag kan icke dela Mügges pessimistiska åsikt,¹ enligt vilken mångfaldiga växlingar av tryck och temperatur skulle höra till regeln vid metamorfismen och dess produkter därför bära prägeln av mångahanda olika inverkningsarter. Tvärtom känner jag inga oförändrade magmabergarter, som skulle vara till den grad enhetliga till sin mineralsammansättning och tillåta en så entydig tolkning av mineralsammansättningens beroende av den kemiska sammansättningen, som de av mig undersökta metamorfa bergarterna från Orijärvitrakten i sydvestra Finland.

Det är dessa och andra liknande bergartsgrupper, vilka synas hava nått en verklig kemisk jämvikt, som vi behandla i denna uppsats, och bortse helt och hållet från metastabila relikter liksom från sekundära nybildningar. Under dessa förutsättningar kan man som utgångspunkt taga följande sats, vilken stöder sig på den fysikaliska kemins grundläror:

Inom en metamorf formation, vars bergarter nått en kemisk jämvikt genom en metamorfism under samma och oföränderliga temperatur- och tryckförhållanden, är varje bergarts mineralogiska sammansättning entydigt bestämd av dess kemiska sammansättning.

Detta leder till ett allmänt begrepp, vilket, så vitt jag vet, icke hittills blivit använt. Jag skall i det följande kalla det en *metamorf facies*. Såsom hörande till samma facies räknas då sådana metamorfa bergarter, i vilka identisk kemisk sammansättning motsvaras av identisk mineralsammansättning. Det må speciellt betonas, att det här införda begreppet metamorf facies icke innebär något som helst antagande om bergarternas genetiska premetamorfa förhållanden, utan varje facies innefattar alla möjliga kemiskt och genetiskt olika bergartstyper. Samma facies kan anträffas i vitt skilda gebit av jordklotet, och inom närliggande gebit kunna olika faciesarter förekomma. Namnet facies är valt med hänsyn till analogin med facies-begreppet i stratigrafien, och stöder sig på den ovan uppställda satsen, att vid en given kemisk sammansättning överensstämmande metamorfa inverkningsarter leda till samma produkt, vilken i omvänd form lyder, att likhet i mineralogisk utbildning hos bergarter med samma sammansättning tyder på samma bildningsförhållanden.

¹ »Über metamorphische Prozesse in den kristallinen Schiefeln», Nachr. Ges. d. Wiss., Göttingen, Geschäftl. Mittl. 1911. Ref. N. J. 1913, Bd. I. s. —255—.

Den välkända Becke-Grubenmannska indelningen av regional-metamorfa bergarter i tre grupper, motsvarande tre olika djupzoner, är i många avseenden analog med den klassifikation, som resulterar, om faciesindelningen blir genomförd. Men det finnes säkert flera än tre olika facies. Begreppet djupzon är således vidare än facies-begreppet så till vida, som en djupzon kan innefatta flera facies-arter. Å andra sidan tillämpas indelningen i djupzoner endast på regional-metamorfa bergarter, medan facies-indelningen lämpar sig även för kontaktmetamorfa bergarter. Den senare tidens undersökningar synas i själva verket häntyda på, att det icke kan dragas några skarpa och principiella gränser mellan regionalmetamorfism och kontakt-metamorfism, och ingenting hindrar således att behandla dem alla från samma ståndpunkt. Likaså kan faciesindelningen tillämpas oberoende därav, om metamorfismen försiggått under tillförsel av material eller vid oförändrad sammansättning, m. a. o. om metamorfismen varit normal eller om pneumatolytiska eller metasomatiska processer därvid egt rum. Ty tydligen är det endast den slutliga, d. v. s. den nuvarande kemiska sammansättningen hos bergarten, som vid givna tryck- och temperaturförhållanden bestämmer den mineralogiska sammansättningen,¹ naturligtvis förutsatt att en verklig jämvikt ernås.

Slutligen må det påpekas, att indelningen i djupzoner grundar sig på hypotetiska antaganden, medan begreppet metamorf facies är fullt hypotesfritt, då det ju bestämmes genom den direkt observerade mineralsammansättningen.

En viktig begränsning av faciesbegreppets användbarhet försakas därav, att olikformigt tryck verkar annorlunda än det hydrostatiska trycket, vilket ovan antagits utgöra den allena verkande faktorn vid metamorfismen. Med anslutning till J. Johnston, L. H.

¹ J. Johnston och P. Niggli (Journ of Geol. XXI, s. 599 och 615—623, 1913) synas att så icke är fallet. Så säges i anf. arb. s. 599: »Here we will remark only that it is by no means necessary that rocks which *now* show identical chemical compositions should be made up of the same mineral constituents; for the reason that differences, and comparatively slight differences, in the amounts of volatile components («mineralizers») *originally* present might easily alter the character, and order of separation, of the minerals formed in the metamorphic process». Synbarligen antages härvid, att de flyktiga beståndsdelarna avgå först sedan mineralnybildningen blivit slutförd, och under denna förutsättning är det ju riktigt, att mineralsammansättningen kan bli en annan än den skulle bli, om mineralisatorerna hela tiden varit frånvarande. Men i sådant fall rubbas jämvikten just genom de flyktiga ämnenas bortgång, på samma sätt som ofta sker vid kristallisation ur lösning, och då böra nya reaktioner inträffa och leda till samma slutprodukt som vid nykristallisation utan mineralisatorer. Annars hava vi en under de vid metamorfismen rådande förhållandena instabil association.

Adams och P. Niggli förstås härvid med olikformigt (unequal) tryck detsamma som med sidotryck eller stress, då detta verkar på system innehållande såväl fasta som flytande faser. Uttrycket berättigas genom den omständigheten, att i sådant fall en del av trycket verkar endast på de fasta faserna, men icke på de flytande. Arten av olikformig tryckinverkan har redan länge i sina huvuddrag varit känd för petrograferna. Den teoretiska behandlingen af dessa frågor, delvis från olika synpunkter, har blivit genomförd av flera märkesmän på fysikens och den fysikaliska kemins område, såsom James Thomson, Willard Gibbs, Poynting, Le Chatelier och E. Riecke.¹ Nyligen hava i synnerhet J. Johnston och L. H. Adams² inlagt stora förtjänster i klargörandet av dessa förhållanden samt i deras tillämpning på de metamorfa bergarternas petrologi. Genom termodynamiska härledningar komma de nämnda forskarena till det märkliga resultatet, att tryck, som verkar i överskott på de fasta faserna, alltid sänker dessas smältpunkt, och att ett tillräckligt högt trycköverskott till och med vid vanliga temperaturer kan försorsaka smältning av ett ämne, som har hög smältpunkt. Likaledes ökas lösligheten genom det olikformiga trycket. Uppkomsten av den skiffrika strukturen förklaras enligt den allmänna regel, som redan länge varit känd under namn av Rieckes princip.

Beträffande den kemiska jämviktläras tillämpning på system under olikformigt tryck uttrycka Johnston och Niggli³ sin slutsats med följande ord: »It is characteristic of those cases of metamorphism where stress has been the predominant factor that the system, taken as a whole, is not in simple equilibrium, but rather in a stationary condition only. Now since, as we have seen, unequal stress acts mainly by depressing the melting point and by raising the solubility, it follows that its effect on the transformation solid — solid is very small. Consequently we might expect that the forms produced under unequal stress would often be forms which cannot be obtained from ordinary melts; and this indeed is often observed. — — — — Stress has increased the »activity», so that in stressed systems some reactions readily take place which otherwise would go very slowly. Thus unequal stress may be regarded as a kind of catalytic agent, though in thinking of it in this way one must remember that it has frequently a characteristic influence on the

¹ Se citaten i J. Johnston och P. Niggli, *Journal of Geology*, XXI, ss. 603 och 609, 1913.

² J. Johnston, *Z. anorg. Chem.*, LXXVI, s. 361, 1912. J. Johnston och L. H. Adams, *Am. Journal of Science*, XXXV, s. 205; *Z. anorg. Chem.*, LXXX, s. 281, 1913. J. Johnston och P. Niggli, loc. cit.

³ Loc. cit. s. 612.

nature of the products of a reaction, in addition to its influence on the rate of formation of those products».

»In spite of the fact that in stressed systems we are not dealing with simple equilibrium conditions, we may apply principles similar to those set forth on p. 597 to ideal typical systems. In doing this we would consider only a simple equilibrium characteristic of relatively low temperatures, remembering always that the conclusions reached by this means are subject to considerable limitation; still such conclusions may be useful for purposes of classification, if for no others».

Otvivelaktigt kan facies-begreppet finna användning även för bergarter bildade under olikformigt tryck. Men det är att vänta, att i verkligheten mineralassociationerna i dem skola vara vida mera växlande än i sådana system, som kommit till jämvikt under hydrostatiskt tryck. Ty förutom att, såsom i det ovan citerade framhålls, stress kan åstadkomma bildning av säregna produkter, beroende på skillnaden i trycket i olika riktningar, äro även förhållandena under sidotryck vida mera växlande såväl beträffande orten som tiden.

Niggli har i sitt arbete om kloritoidskiffrarna vid Gotthardmassivets nordostrand¹ givit ett förträffligt exempel på jämviktslärans tillämpning på utpräglade stress-bergarter och därvid i själva verket funnit mineralsammansättningen vara till en viss grad variabel och icke entydigt bestämd genom den kemiska totalsammansättningen.² Han har därigenom kommit till begreppet bergartsserie, som i det anförda arbetet (s. 74) definieras på följande sätt: »Gesteine einer geologischen Einheit vereinigen wir zu einer Serie, wenn sie durch Übergänge miteinander verbunden sind, in Struktur und Textur sich gleichen, sowie in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung gewisse gemeinsame und gewisse kontinuierlich sich ändernde Beziehungen besitzen». Till en viss metamorf bergartsserie kunna således höra bergarter av olika facies efter vår ovan givna definition, eller, såsom Niggli uttrycker sig, inom densamma kunna i bergarter med samma kemiska sammansättning förekomma olika divarianta³ (bergartsbildande) kombinationer, vilkas möjliga

¹ Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, n. F., XXXVI.

² Härvid kommer även en annan omständighet i betraktande, som nedan skall skilt för sig diskuteras, nämligen möjligheten att tryck och temperaturförhållandena befunnit sig i närheten av någon multipelpunkt.

³ Termen divariant hänför sig till fasregeln. Därmed betecknas kombinationer, i vilka antalet fasta faser (mineral) är lika med antalet oberoende komponenter. Endast sådana kombinationer kunna uppträda som bergartsbildande (jfr. nedan s. 77).

förekomst kommer till uttryck i en bestämd omsättningsekvation (anf. arbete s. 76).

Som bekant är sidotryck den förnämsta faktorn vid metamorfismen i den översta av Grubenmanns tre djupzoner. Följaktligen har facies-indelningen en mera begränsad användning i fråga om sådana bergarter som t. ex. många typiska alpina skiffrar, vilka karakteriseras av förekomsten av albit, sericit, epidot, klorit, talk o. s. v.

Även de arkeiska metamorfa bergarterna visa i de flesta fall genom sin skiffriga struktur en tydlig stress-inverkan. Dock kan man med säkerhet antaga, att sidotrycket vid deras mineralutbildning spelat en oväsentlig roll. Ytterst sällan iakttages i dem kataklafsenomen. Alla mekaniska deformationer, såsom veckning av skikt, tillplattning av runda konglomeratbollar och annat dylikt, befinnas tillhöra en äldre period än den slutliga metamorfismen, vilken åstadkommit den nuvarande mineralsammansättningen. Frånvaron av kataklafsenomen kan nu utan tvivel betraktas som ett bevis för att trycket i huvudsak icke varit olikformigt, ty om en gång bergarten kunnat uppvisa en sådan »metamorf plasticitet» på grund av omkristallisation, att ingen sönderkrossning förekommit, så har i och med detsamma sidotrycket kunnat utlösa sig i hydrostatiskt tryck.

Det bör i detta sammanhang ännu framhållas, att den ovan nämnda teorin om stress-inverkningens natur, som framställt av Johnston och Adams, även leder till den konsekvens, att sidotrycket till sist alltid kommer att upphäva sig självt genom den fortgående omkristallisationsprocess, som den framkallar. Mineralindividerna lösas i riktningen av det maximala trycket och återavsättas normalt mot detsamma, och ingen verklig kemisk jämvikt kan infinna sig, så länge trycket förblir olikformigt. Sålunda förhålla sig de fasta bergarterna under stress såsom plastiska kroppar, ända tills genom en sådan »flytning» eller »flowage» tryckolikheterna bliva eliminerade.

Ehuru för närvarande ytterst litet är känt angående mineralsammansättningens beroende av den kemiska sammansättningen, kan man dock med säkerhet förutse, att den empiriska undersökningen skall leda till olika resultat i skilda fall. I vissa bergartsserier skall man finna, att den kemiska och den mineralogiska sammansättningen stå i intimt samband och att den senare alltid bestämmas av den förra; i andra fall blir kanske mineralsammansättningen inom närliggande lokaliteter mera växlande, utan att man kan tänka sig möjligheten av mycket olika temperatur- och tryckförhållanden. Man måste då föreställa sig, att i förra fallet mindre olikheter i tryck och temperatur icke förmått inverka på mineral-

utbildningen, medan i det senare fallet mineralsammansättningen varit mycket känslig för små variationer i tryck och temperatur. Detta kan bero på det att vid metamorfosen av en viss bergartsserie-förhållandena i tryck-temperatur-fältet antingen befunnit sig långt ifrån eller i närheten av multipelpunkter, vid vilka omvandlingar mellan ett ämnes olika modifikationer eller omsättningar i system av flera fasta faser kunna försiggå. Allt detta är utan vidare klart ur jämviktslärans ståndpunkt och har redan betonats t. ex. i det sist anförda arbetet av Niggli.

Vid den praktiska tillämpningen av facies-indelningen har man att hålla sig till mineralassociationerna eller parageneserna. Finner man i en serie av olika, medelst övergångar förbundna bergarter, att en viss kemisk sammansättning alltid motsvaras av samma paragenes, så föreligger en enhetlig facies. Men så snart man anträffar en bergart, som till sammansättningen motsvarar ett visst led i den redan kända serien, men visar avvikande paragenes, så måste man uppställa en ny facies, och därpå, för att få en klar inblick i denna, undersöka huru mineral-associationerna förändras jämsides med den kemiska sammansättningen. I en del fall kan man då finna ständigt nya parageneser längs hela linjen, vilket betyder att förhållandena vid metamorfismen hava varit mycket avvikande, i andra fall gäller olikheten endast en association, vilket tyder på endast ringa olikheter i förhållandena under metamorfosen.

I denna uppsats skall intet försök göras att åstadkomma någon allmän klassifikation av de metamorfa bergarterna från nu antydd synpunkt. En sådan uppgift skulle förutsätta en mera ingående kännedom om mineralassociationerna i de till sammansättningen olika bergarterna än vad som kan erhållas genom litteraturstudier, och för övrigt är det sannolikt, att de metamorfa bergarternas mineralsammansättning för närvarande icke är tillräckligt känd för att möjliggöra en sådan klassifikation. Här skola vi inskränka oss till att betrakta några enstaka exempel.

Bergarterna från de inre kontaktzonerna kring Kristianiaområdets eruptivmassor erbjuda ett synnerligen gott exempel på en metamorf facies. Goldschmidt har på ett glänsande sätt utrett sammanhanget mellan den kemiska och den mineralogiska sammansättningen hos dessa bergarter och på samma gång visat, huru fasläran kan tillämpas på de stabila metamorfa bergarterna. Jag skall senare återkomma till Kristianiaområdets metamorfa facies och skall nu övergå till en behandling av de bergartstyper, vilka anträffas i den av mig undersökta Orijärvitrakten.

Orijärvitraktens metamorfa facies.

Ursprungsmaterialet och slutprodukterna.

Bland de egentliga metamorfa bergarterna i Orijärvitrakten finnas främst sådana av superkrustalt ursprung, med andra ord sedimentogena och vulkanogena kristallina skiffrar. Båda dessa grupper representeras av talrika arter. Bland sedimentogena bergarter hava vi att nämna kalkstenar och cordieritleptiter, vilka senare till sin sammansättning motsvara lersediment, samt övergångar mellan dessa, vilka böra betraktas som metamorfiska produkter av mergel och lerhaltiga kalkstenar. Av dessa har jag hittills mera ingående undersökt endast en typ, som jag kallat diopsidamfiboliter. Vid fortsatt undersökning skall det säkert upptäckas en hel serie av bergarter, som böra hänföras till metamorfprodukter av rena kalkstenar.

Bland de vulkanogena bergarterna finnas sådana, som till sammansättningen motsvara lipariter, daciter och fältspatbasalter.

Vidare finnas metamorfiska infrakrustala bergarter, motsvarande oligoklasgraniter, granodioriter och kvartsdioriter, gabbror och peridotiter.

Slutligen böra de pneumatolytiska bildningarna omnämnas. Till denna grupp föras av mig cordieritantofyllitfels, andalusitförande kvartsglimmerfels jämte några andra med dem besläktade bildningar, vidare cummingtonitarnfibolit samt skarnbergarterna, till vilka höra tremolitskarn, hornblendeskarn, pyroxenskarn och andraditpyroxenskarn.

Det är således en hel mängd till ursprung och sammansättning ytterst heterogena bildningar vi hava att göra med. Jag skall nu försöka bevisa, att alla dessa kunna hänföras till en enda metamorf facies i ovan definierad bemärkelse.

Alla våra bergarter synas genom metamorfismen hava nått en i det närmaste verklig kemisk jämvikt, såsom längre fram skall bevisas. De sedimentogena skiffrarna visa en alltigenom kristalloblastisk struktur och hava inga primära drag bibehållna. Däremot visa de eruptivogena metamorfa bergarterna rätt ofta primärstrukturer och innehålla primära mineralbeståndsdelar, sådana som kvarts, plagioklas och olivin, men enligt min uppfattning kunna alla dessa betraktas såsom stabila relikter, d. v. s. de voro beständiga under de vid metamorfismen rådande förhållandena samt voro vid reaktionsändpunkterna i jämvikt med de nybildade mineralen. Ofta visa de mer eller mindre tydliga spår av nykristallisation, vilket tyder på att de vid någon övergående period av omkristallisationen hade varit

obeständiga — alltså samma fenomen som vi sågo regelmässigt inträffa i saltkristallisationerna¹.

Ett annat reliktfenomen visar sig i förekomsten av pseudomorfoser. Dessa äro fullt stabila bildningar, i vilka endast begränsningsformerna tala om en tidigare existens av mineral, som icke hörde till den slutliga stabila associationen. Följande två olika slag av pseudomorfoser kunna skiljas: 1) pseudomorfoser efter primära mineral i eruptivogena metamorfa bergarter; 2) sådana efter metamorfa mineral från en tidigare metamorfism, vilken skett under olika förhållanden mot den slutliga. På vardera slaget kunna exempel anföras. Till den förra gruppen hör uraliten, vars uppkomst och betydelse kan anses vara så väl bekant, att den icke här behöver närmare diskuteras. Till den senare gruppen höra cordieritpseudomorfoserna i cordieritleptiter, alltså sedimentogena bergarter. Jag har funnit, att cordierit och kalifältspat icke förekomma tillsammans i Orijärvitraktens bergarter och således icke synas hava varit samtidigt beständiga under metamorfismen, ehuru de nog var för sig äro beständiga och kunna förekomma i association med andra mineral. Det befinnes nu, att i vissa fall cordieriten är helt och hållet pseudomorfoserad till muskovit och biotit, och då innehåller bergarten även kalifältspat, medan i andra fall bergarten är fri från kalifältspat, och en del av cordieriten har bibehållit sig som en stabil relik. Det synes klart, att pseudomorfoseringen försiggått genom en omsättning mellan cordierit och kalifältspat, och dessa pseudomorfoser tala sålunda om en föregående period av metamorfismen, under vilken dessa mineral voro samtidigt beständiga. Till denna sak skola vi återkomma senare.

För att förfullständiga betraktelserna angående stabiliteten hos de metamorfa bergarterna återstår det ännu att granska, huru förhållandena gestalta sig vid en kontakt mellan tvenne bergarter, vilka var för sig äro stabila, men icke sammangående, d. v. s. icke kunna bilda en stabil additionsprodukt, utan att mineralassociationerna förändras. I fall det har funnits en skarp primär kontakt mellan sådana bergarters ursprungsmaterial, kan det på förhand väntas, att det vid metamorfismen bildas en reaktionszon mellan dem, och detta har i själva verket visat sig vara fallet. Endast några få exempel på denna rätt allmänna företeelse skola omnämnas.

En basaltgång har gensatt en liparit. De av metamorfismen resulterande mineralassociationerna bestå i den förra av plagioklas och hornblende, i den senare av kvarts, plagioklas, mikroklin, biotit

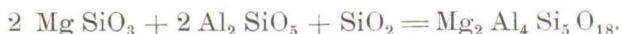
¹ Såsom ovan nämndes (s. 21) kan detta även i stor utsträckning bero på nykristallisation under inverkan av sidotryck.

och muskovit. Dessa bergarter äro icke sammangående, ty muskovit och hornblende kunde icke existera samtidigt i en stabil association, såsom senare skall visas. Vid en sådan gräns i Liipola by i Kisko observerades under mikroskopet en reaktionsrand av högst två mm:s genomskärning, innehållande riklig biotit, som tydligen uppkommit genom en omsättning mellan muskovit och hornblende. Övergången mellan denna zon och amfibolit å ena och muskovit-biotit-leptit å andra sidan sker gradvis.

I Orijärvitraktens metamorfiska tuffbergarter finnas ofta kalkrika bollar, innehållande riklig diopsid och andra kalciumrika silikater. Då dessa äro inbäddade i en leptitisk massa, äro de ljusfärgade kärnorna alltid omgivna av mörkare ränder. Övergången mellan kärnan och randen sker sålunda, att diopsiden småningom ersättes av hornblende, och närmare periferin kan härtill komma biotit. Förklaringen till detta fenomen är given, då vi veta, att diopsid och biotit (i närvaro av kvarts) icke voro samtidigt beständiga under formationens metamorfism. Reaktionszonen kan nå en tjocklek av ända till två cm.

Till denna samma grupp böra även kontaktföreteelserna mellan kalksten och de metamorfa bergarterna av den superkrustala serien hänföras (O. R. p. 161—163). Likaså kan den zonara utbildningen av kalcitmandlarna i metamorfiska mandelstenar (O. R. p. 108) förklaras på samma vis.

Nära besläktad med de sist beskrivna företeelserna är ett intressant fenomen, som iaktogs i den sillimanitförande cordierit-antofyllitbergarten nära Träskböle i Bjerno (Perniö) (O. R. p. 180). Stora sillimanitkristaller, inbäddade i en massa av cordierit och antofyllit, äro omhöljda av en cordieritrand av från en till tio mm:s tjocklek. Fenomenet är lätt att förstå, om det antages att antofyllit och sillimanit varit jämsides stabila under en tidigare period av metamorfismen, men icke under den slutliga metamorfismen, utan då förenade sig till cordierit enligt ekvationen:



Liknande relationer observerades mellan antofyllit och andalusit nära Orijärvi (O. R. s. 188).

Dessa och analoga företeelser kunde kallas *pansrade relikter*. Som bergartsbeståndsdelar betraktade böra de hänföras till de egentliga instabila relikterna, men de äro genom sin reaktionszon lika väl isolerade från den icke sammangående omgivningen, som de olika bergarterna.

Ännu en anmärkningsvärd omständighet må här omnämnas. De infrakrustala bergarterna (oligoklasgranit, granodiorit, kvarts-

diorit, diorit, hornblendegabbro och hornblendit) inom det sydvästfinska leptitstråket äro äldre än formationens slutliga¹ metamorfism, men tyda genom sin struktur och mineralsammansättning på, att de primärt utkristalliserade mineralassociationerna till största delen voro desamma, som finnas i traktens metamorfa bergarter. I dem finnes ofta primärt hornblende i ansehliga mängder, och även plagioklasen har mestadels bibehållit sig i sin ursprungliga form. Bland nykristallisationerna, vilka ofta äro kvantitativt rätt underordnade, anträffas mest hornblende, till färgen likt det primära, och plagioklas. Dessa bergarter befinnas således redan primärt hava haft en mineralsammansättning, som var nära nog identisk med den som resulterade genom metamorfismen. Två intressanta slutsatser kunna dragas av denna omständighet. För det första måste dessa bergarters kristallisation ur magma hava försiggått under samma temperatur- och tryckförhållanden, som rådde vid leptit-formationens metamorfos. För det andra befinnes orsaken till de infrakrustala bergarternas ofta rätt väl bevarade primärstruktur, trots att de givetvis varit underkastade samma inflytelser, vilka metamorfoserade de omgivande bergarterna, vara att söka just i den omständigheten, att de redan primärt voro anpassade till förhållandena.

Nämnda omständighet ger oss vid våra betraktelser den praktiska fördelen, att vi kunna behandla Orijärvitraktens oligoklasgraniter, kvartsdioriter och gabbror tillsammans med de metamorfa bergarterna såsom hörande till samma facies, ehuru de till strukturen ofta stå närmare de eruptiva än de metamorfa bergarterna.

Orijärvitraktens bergarter äro lyckligtvis ganska fria från sekundära omvandlingsprodukter, så att dessa icke i nämnvärd grad försvåra studiet av jämvikterna från metamorfismens period. Plagioklasen är ofta något grumlig till följd av zoisit- eller epidotbildning. Biotit och hornblende kunna visa en begynnande omvandling till klorit. Olivin, där den förekommer, är i något högre grad omvandlad till serpentin. Kvantitativt äro dessa omvandlingar dock alltid så obetydliga, att de icke behöva beaktas vid följande beräkningar.

Lokala undantag finnas dock. En mera betydande sekundär nybildning av vattenhaltiga mineral synas oftast vara förbunden med dislokationszoner. I vissa fall har en sådan ombildning gått så långt, att man t. o. m. kunde tala om en skild metamorf facies. Hit höra t. ex. skölbergarterna vid Orijärvi gruva. Dessa bestå till en stor del av klorit och talk.

¹ Med slutlig metamorfism förstås den som givit upphov till nuvarande metamorfa facies.

Mineralassociationerna.

I det följande skall givas en sammanfattning av resultataten av mina observationer angående mineralassociationerna i Orijärvitraktens metamorfa bergarter. Dessa resultat stöda sig på en undersökning av något över trehundrafemtio mikroskopiska preparat. Dessutom hava även makroskopiska observationer blivit tillgodogjorda.

Jag har funnit, att mineralassociationerna förete avsevärda och även principiella olikheter, beroende på om bergarten innehåller ett överskott av SiO_2 , i vilket fall kvarts finnes närvarande, eller om brist på SiO_2 är rådande. Det är lätt att förstå orsaken till denna omständighet. I det förra fallet kunna av de beständiga föreningarna de med den högsta möjliga SiO_2 -halten uppstå. Det inverkar då icke på de andra mineralen, om kvarts finnes i större eller mindre överskott. I det andra fallet måste däremot den förefintliga SiO_2 -halten på lämpligt sätt fördelas mellan de närvarande metalloxiderna, och det uppstår silikater med lägre SiO_2 -halt än annars. För att tänka på en grafisk framställning, kan det vidare sägas, att kristallisationsändpunkten vid avtagande SiO_2 -halt förskjutes i riktning från SiO_2 -punkten och avlägsnar sig från kvartsens stabilitetsgräns. Det kan då antingen inträffa, att ändpunkten sammanfaller med en annan hörnpunkt, d. v. s. ett nytt mineral inställer sig, eller också endast att stabilitetsfälten för mineral, som vid SiO_2 -överskott äro isolerade från varandra och icke förekomma tillsammans, nu löpa ihop och en ny association möjliggöres. Ett exempel på det förra fallet utgör olivinens uppträdande, det senare fallet kan åter tillämpas på associationen biotit och diopsid, vilken icke förekommer i kvartshaltiga, men väl i kvartsfria bergarter.

Då i bergarter med SiO_2 -brist associationerna förändras vid en förändring av SiO_2 -förhållandet, är det svårt att fastställa regelmässigheterna. Blott följande associationer hava hittills blivit observerade:

Olivin, hornblende, pyroxen (diallag).

Biotit, hornblende, diopsid, plagioklas.

Biotit, hornblende, diopsid, plagioklas, mikroklin.

De observerade mineralassociationerna i bergarter med SiO_2 -överskott framställas i tab I.

Tab. I.

Mikroklin	Muskovit	Andalusit	(Almandin)
	Biotit	Cordierit	
	Hornblende	Antofyllit (Cummingtonit)	
	Diopsid (Hedenbergit)		
	Grossular (Andradit)	Wollastonit	
Kvarts { Albit { Anortit Kalcit			

Tabellen är uppgjord sålunda, att mineral, som i naturen faktiskt förekomma jämsides, hava sina fält så belägna, att de gränsa till varandra längs en linje eller i en punkt, men de, som icke blivit funna jämsides, intaga från varandra isolerade fält. Sålunda förekomma muskovit, biotit och mikroklin tillsammans och likaledes biotit, hornblende och mikroklin, men muskovit och hornblende synas utesluta varandra.¹ I regel anträffas av de i tabellen upptagna mineralen högst tre tillsammans i en bergart.

Almandin har blivit ställd tillsammans med cordierit och antofyllit på grund av att den ersätter cordierit + antofyllit eller uppträder tillsammans med dessa. Jfr. s. 33.

Kvarts, albit och anortit samt kalcit äro ställda utom ramarna av tabellen. De synas kunna förekomma som ytterligare mineral jämte alla de i tabellen anförda kombinationerna, dock med ett undantag: plagioklas har icke anträffats tillika med grossular eller andradit, ej heller med wollastonit. Med de förstnämnda torde

¹ H. Bäckström (»Vestanåfältet», Sv. Vet. Ak. Förh. 29, N:o 4, s. 69) anför, att de av honom undersökta preparaten av granuliter (= leptiter) hornblende icke funnits tillsammans med muskovit.

plagioklas väl vara möjlig, men på teoretiska grunder förefaller det sannolikt, att anortit och wollastonit icke kunna förekomma i kontakt med varandra; i deras ställe skulle uppträda grossular och kvarts enligt ekvationen:

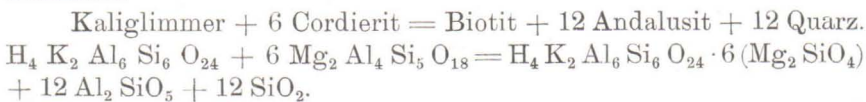


De wollastonitförande bergarterna hava tills vidare icke blivit tillräckligt undersökta för att frågan skulle kunna belysas genom direkta iakttagelser. Kalcit synes förhålla sig indifferent gentemot silikatmineralen. Dock har den icke påträffats i kontakt med antofyllit eller cordierit, ej heller med andalusit.

Då endast de observerade kombinationerna angivas i tabellen, är det möjligt, att andra sådana ännu existera, ehuru icke påträffade. Det är t. ex. ganska säkert, att mikroklin kan associeras med kalkgranat och likaså med wollastonit, emedan inga reaktionsprodukter mellan dessa två mineral och kalifältspat förekomma. Längre fram skall en diskussion om mineralassociationerna från faslärans ståndpunkt upptagas. Här måste dock redan anmärkas om ett specialfall, vilket synes förete en anomali i jämförelse med alla andra associationer.

Det är fråga om associationen muskovit, andalusit, cordierit och biotit, vilka alla anträffas i de andalusitförande bergarterna i trakten av Iilijärvi, vester om Orijärvi gruva, och åtminstone skenbart bilda en stabil paragenes. Framställningssättet för denna association i tab. I, som uppgjordes på rent empirisk väg innan jag hade uppställt några som helst slutsatser ur jämviktslärans ståndpunkt, ådrager sig vid en sådan betraktelse genast uppmärksamheten därigenom, att det påminner om sakläget vid en omvandlingspunkt, d. v. s. (n + 1)-punkt. Vid en närmare granskning befinnes detta icke vara någon tillfällighet, såsom framgår av det följande. Förutom de fyra omnämnda mineralen innehåller bergarten kvarts och plagioklas. Den senare deltagar icke i någon reaktion, som kan komma i fråga mellan andalusit, cordierit, biotit och muskovit, men väl den förra. Goldschmidt¹ har redan diskuterat detta system, och jag tager mig friheten att ordagrannat citera hans framställning, vilken utan vidare kan tillämpas i vårt fall:

»Der Kaliglimmer kann — — Magnesia in Form von Ortosilikat aufnehmen, wobei Biotit gebildet wird; es handelt sich um folgende Reaktion:



¹ Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, s. 134.

Es handelt sich hier um ein System aus vier Stoffen, nämlich Kaliglimmer, Cordierit, Andalusit und Quarz. In der Gleichung sind fünf Mineralien enthalten, die als Bodenkörper auftreten können, und zwar können je vier nebeneinander vorkommen.

An der einen Seite des Umwandlungspunkts sind folgende drei Kombinationen.

1. Kaliglimmer, Cordierit, Quarz, Andalusit.
2. Kaliglimmer, Cordierit, Quarz, Biotit.
3. Kaliglimmer, Cordierit, Biotit, Andalusit.

An der andern Seite des Umwandlungspunkts liegen folgende zwei Kombinationen:

4. Biotit, Andalusit, Quarz, Kaliglimmer.
5. Biotit, Andalusit, Quarz, Cordierit.

Von diesen Kombinationen fällt 3 für unsern Fall weg, da sie keinen Quarz enthält, der ja im reinen Tonschieferhornfels im Überschuss vorhanden ist¹. Die andern vier Kombinationen dürften alle realisierbar sein».

Det framgår således att associationen av alla fem mineral kan vara stabil endast vid själva omvandlingspunkten.

I Orijärvitraktens bergarter befinnes nu associationen 2 vara ytterst allmän. I de andalusitförande bergarterna anträffas rätt ofta association 1, medan varken 4 eller 5 någonsin blivit observerade. Det synes således ganska säkert, att under metamorfismen den antydda reaktionen här förlöpt i riktning mot den vänstra sidan av ekvationen, och då det ju är uteslutet, att temperaturen vid metamorfismen på detta enda ställe skulle hållit sig konstant vid omvandlingspunkten, kan nämnda femmineralsassociation icke anses hava varit stabil.

Andalusit och cordierit förekomma i den ifrågavarande bergarten dels som stora individer inbäddade i en kvartsglimmermassa, ofta även innehållande plagioklas, dels är hela massan finkristallinisk. I det senare fallet är cordierit xenoblastisk med oregelbundna former, medan andalusit, muskovit och biotit äro i hög grad idiomblastiska. Alla mineral äro friska och oförändrade. Det kan således icke vara fråga om någon sekundär omvandling.

Den enda återstående förklaringen är således den, att associationen betraktas som en instabil relik från en tidigare period av metamorfismen, då temperaturen har stått på andra sidan om (av allt att döma ovanom) omvandlingspunkten för det ifrågavarande systemet vid den slutliga metamorfismen, och vid en viss tidpunkt således passerat omvandlingspunkten.

¹ Detsamma är fallet i Orijärvitraktens andalusitförande bergarter.

Detta är nu ett av de få exempel av verkligt instabila relikter, som äro mig kända från området. Att den här bibehållit sig, kan bero därpå, att bergarten är så pass grovkornig, att icke alla mineral samtidigt befunnit sig inom varandras reaktionssfärer.

Om den på sid. 28 givna associationstabellen rättas med ledning av de sist anförda betraktelserna, så att endast verkligt stabila parageneser upptagas, så får den följande utseende (Tab. II):

Tab. II.

Mikroklin	Muskovit	Andalusit	(Almandin)
	Biotit	Cordierit	
	Hornblende	Antofyllit (Cummingtonit)	
	Diopsid (Hedenbergit)		
	Grossular (Andradit)	Wollastonit	

Kvarts kan finnas jämte alla dessa associationer; ytterligare kan plagioklas finnas i alla, utom i dem som innehålla wollastonit.

Tab. III ger en överblick av de paragenetiska förhållandena i bergarter med SiO_2 -överskott. De observerade kombinationerna äro betecknade med +, de icke observerade med —.

Tab. III.

	Kalcit	Wol.	Andr.	Dio.	Hbl.	Ant.	Alm.	Cord.	Biot.	And.	Musk.	Mikr.	Plag.
Kvarts	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Plagioklas.....	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Mikroklin	+	-	-	+	+	-	-	-	+	-	+		
Muskovit	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+			
Andalusit	-	-	-	-	-	-	+	+	+				
Biotit	+	-	-	-	+	+	+	+					
Cordierit	-	-	-	-	-	+	+						
Almandin	-	-	-	-	+	+							
Antofyllit.....	-	-	-	-	+								
Hornblende	+	-	-	+									
Diopsid	+	+	+										
Andradit	+	+											
Wollastonit	+												

Det grafiska framställningssättet för de SiO₂-mättade bergarterna.

För att kunna med säkerhet avgöra om en grupp bergarter, att den hör till en enhetlig metamorf facies i ovan definierad betydelse, bör man kunna bevisa, att dessas mineralogiska sammansättning verkligen är entydigt bestämd genom den kemiska sammansättningen. Med andra ord, man bör, sedan de förekommande mineralassociationerna blivit kvalitativt fastställda, direkt kunna beräkna mineralsammansättningen på grund av den kemiska analysen. Det är denna uppgift vi härnäst ställa oss med avseende å Orijärvitrak- tens förmodade bergartsfacies.

Sådana beräkningar kunna enklast genomföras med tillhjälp av grafiska metoder, vilka dessutom framför direkta beräkningar äga fördelen av större åskådlighet.

Vid första ögonkastet synes möjligheten av ett entydigt grafiskt återgivande av sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning vara utesluten till följd av bergarternas komplexa sammansättning, då ju vanliga bergartsanalyser upptaga från 12 till 15 kemiska beståndsdelar. Nu tillkomma emellertid en mängd för-

¹ Andalusit finnes i samma bergart, där antofyllit förekommer, men dessa två mineral äro då alltid isolerade från varandra genom cordierit, som omsluter de stora andalusitkristallerna (pansrad relik, jfr. s. 25).

enklande omständigheter, som möjliggöra en tillfredsställande lösning av problemet.

I de bergarter, vilka innehålla ett överskott av SiO_2 , äro förhållandena väsentligt enklare än i sådana med SiO_2 -brist, såsom redan framhölls (s. 27). Vi skola därför till en början inskränka problemet till den förra gruppen, medan den senare behandlas skilt för sig.

Då det är fullständigt utan inverkan på mineralsammansättningen, om överskottet av SiO_2 är större eller mindre, så kan SiO_2 alltid antagas vara närvarande i tillräckliga kvantiteter och därför lämnas ur räkningen.

En annan stor förenkling betingas därav, att en del element isomorft ersätta varandra. Så är fallet med Fe, Mn och Mg. I våra betraktelser kunna följaktligen FeO, MnO och MgO sammanföras till en komponent. För korthetens skull skrives i det följande alltid MgO i stället för (Mg,Fe,Mn)O.

Blandningsserien av motsvarande magnesium- och ferroföreningar är fullständig i pyroxener, amfiboler och biotit, men ofullständig i cordierit, med den maximala halten ferroförening av ungefär 50 mol. %. Detsamma synes även vara fallet i almandin, åtminstone beträffande vårt område. Boeke¹ har visserligen kommit till den motsatta uppfattningen, att almandin och pyrop bilda en från luckor fri blandningsserie, men detta synes mig icke väl bekräftas av hans statistik, med den högsta och tämligen enstaka pyrophenalten av 75 % och en påfallande anhopning av analyser med mindre än 25 % magnesiumförening. Från det sydvestfinska området finnas endast två almandinanalyser, den ena (O. R. s. 179) visande 2.78 och den andra (O. R. s. 195) 2.88 viktsprocent MgO, vardera motsvarande ungefär 13 mol. % pyrops substans. Det är nu rätt anmärkningsvärt, att den »mörkare» antofylliten från Träskböle (O. R. s. 176, tab. XXX, I) enligt analys av material från samma bergartsprov, som användts till almandinanalysen, visar så mycket som 46.3 mol. % och cordierit från samma bergart 72.1 mol. % magnesiumförening. Otvivelaktigt inträffar således en selektiv fördelning av FeO och MgO, så att almandinen blir järnrikast och cordieriten järnfattigast. Jag har redan förut velat göra sannolikt, att det just är förhållandet FeO: MgO som bestämmer vilkendera som uppstår, almandin eller cordierit + antofyllit. Den förstnämnda kan nämligen uppfattas som en omsättningsprodukt av de två senare (O. R. s. 195):



¹ Die Granatgruppe, eine statistische Untersuchung, Zs. f. Kryst., LIII, p. 149—157.

En tillämpning av fasläran leder direkt till den slutsatsen, att det är en ofullständig blandningsförmåga hos ferro- och magnesiumföreningar, som föranleder almandinens uppträdande. Då MgO och FeO icke mera kunna ersätta varandra (i cordieriten) så förhålla de sig som två oberoende komponenter. Systemet innehåller en komponent mera än amars, och en ny fas (almandin) dyker upp, utan att förorsaka försvinnandet av något annat mineral, vilket överensstämmer med erfarenheten.

Den av den ofullständiga blandningsförmågan uppstående svårigheten undgås således därigenom, att almandinen lämnas utom räkningen, och i stället tages cordierit och antofyllit.

Ytterligare ingår tvåvärt järn i ilmenit, i vilken den icke kan ersättas med Mg . Ilmenit hör till de accessoriska beståndsdelarna, vilka nedan skola behandlas skilt för sig.

Fe_2O_3 ersätter i de mafiska mineralen isomorft Al_2O_3 och adderas till detta. För närvarande ändamål vore det absolut vilseledande, att enligt Osanns förfaringssätt omräkna Fe_2O_3 till FeO . Det torde även kunna antagas, att vid användning av de moderna analysmetoderna ingen större osäkerhet vidlåder ferrooxidbestämningen än de övriga bestämningarna.¹

I de mafiska mineralen ersätter TiO_2 delvis SiO_2 och kan adderas till denna, så vida den icke även ingår i bibeståndsdelarna, ilmenit eller titanit.

Bland de såsom bibeståndsdelar uppträdande mineralen komma inom vårt område följande i fråga: apatit, kalcit, titanit, ilmenit, rutil, magnetit, pyrit, pyrrhotit jämte andra sulfidmineral. Förekomsten av dessa mineral beror därpå, att det i varje av dem finnes en oberoende komponent, som icke ingår i någon av huvudbeståndsdelarna eller finnes i de senare endast såsom isomorf ersättning för någon av de övriga beståndsdelarna. Tillkomsten av varje ny komponent förorsakar, att en ny fas tillkommer. Om tvåvärt järn och magnesium i bergartens huvudbeståndsdelar kunna obegränsat ersätta varandra, så tillföras med ilmenit på en gång två nya oberoende komponenter, TiO_2 och FeO . Följaktligen äro två nya faser möjliga i ett stabilt system, och förutsättningarna för samtidig närvaro av t. ex. ilmenit och titanit äro därmed givna. En skenbarligen i omvandling stadd leukoxengrupp kan således mycket väl vara stabil. Ilmenit spelar i detta fall rollen av en stabil relik. Naturligtvis är det icke sagt att båda två måste finnas närvarande. Oftast synes jämviktens inställande leda till försvinnandet av den

¹ Faran att ferroföreningarna delvis skulle oxideras under pulveriseringen har jag vid de av mig utförda ferrooxidbestämningarna försökt undvika genom att använda så grovt pulver som möjligt.

ena eller den andra, beroende på förhållandet mellan disponibelt FeO och CaO, såsom jag redan framhållit i Orijärvi-arbetet (p. 107).

Då även i almandin FeO bör betraktas som en oberoende komponent, följer därav, att i almandinförande bergarter samtidig närvaro av två titanmineral är utesluten. Sålunda skulle almandin, titanit och ilmenit icke kunna vara stabila samtidigt. Detta stämmer med de hittills av mig gjorda (dock fåtaliga) observationerna, vilka tillika givit vid handen, att det är ilmenit, som plägar åtfölja almandinen.

Då nu de i bibeståndsdelarna ingående och för huvudbeståndsdelarna främmande komponenterna äro närvarande endast i obetydliga mängder, kunna de lämnas ur räkningen, och med detsamma bliva naturligtvis även de accessoriska mineralen själva utan plats i den grafiska framställningen. Men vid beräkningen av de kemiska komponenterna måste de dock tagas i betraktande, emedan deras närvaro inverkar på huvudbeståndsdelarna så till vida, som de innehålla med de sistnämnda gemensamma komponenter.

I fråga om kalcit, apatit och sulfiderna gestaltar sig saken ytterst enkelt: men har blott att avdraga den mot kalcitens CO_2 svarande mängden av CaO från totalsumman av CaO, och på ett analogt sätt förfares i fråga om apatiten och sulfiderna. Så har jag även gjort vid de längre fram återgivna beräkningarna.

Svårare är det att införa den korrektion, som föranledes av att en del av CaO, FeO eller Fe_2O_3 är bunden i titanit, ilmenit, resp. magnetit. I praktiken har härvid förfarits så, att i de fall, då bergartens modus blivit bestämt, den vid bibeståndsdelarna bundna Fe_2O_3 -, FeO- eller CaO-mängden subtraherats från de totala procenttalen, medan TiO_2 -mängden lämnats ur räkningen. I de fall, då modus icke är känd, har jag medelst Rosiwals metod försökt uppskatta dessa minerals kvantiteter så noga som möjligt. Angående ilmeniten och magnetiten må nämnas, att den förra är vanligare i hornblendeförande bergarter, den senare åter främst anträffas i mycket SiO_2 -rika, i synnerhet i granitiska bergarter. I de fall, då synbarligen båda förekomma, men icke kunnat bestämmas särskilt, har hela järnmalmsmängden betraktats som ilmenit.

Vattenhaltiga äro bland de som huvudbeståndsdelar uppträdande mineralen muskovit, biotit, hornblende, antofyllit och cordierit. I det sistnämnda bör vattnet väl antagas vara närvarande som fast lösning utan bestämda stökiometriska förhållanden.¹ I glimrarna ersätter H_2O isomorft alkaliöxider, och i amfibolerna torde det, åtminstone till en stor del, ersätta monoxiderna.²

¹ Zambonini, Atti R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli. 16, ss. 1—127; ref. Zs. Kr. 49, s. 84, 1911.

² Penfield, Am. J. Sc. 28, p. 23, 1907.

Jag var länge villrådig, huruvida vattenhalten borde beaktas vid beräkningarna eller icke. Avgörande för mig, då jag till sist beslöt mig för det senare alternativet, var den redan på sid. 1 nämnda omständigheten, att uppkomsten av vattenhaltiga mineral aldrig synes hava uteblivit till följd av vattenbrist, och att vattnet således vid metamorfismen har varit närvarande i överskott.

Genom de hittills omnämnda förenklade omständigheterna har antalet komponenter, som bestämma bergartens huvudbeståndsdelar, kunnat reduceras till fem: Al_2O_3 , MgO , CaO , K_2O och Na_2O . Av dem kan ännu Na_2O elimineras, beroende på att denna komponent ingår som väsentlig del i områdets bergarter endast i ett enda mineral, albit. Mängden av Na_2O inverkar således icke på de övriga föreningarna och kan utelämnas jämte en ekvivalent mängd Al_2O_3 .

Härigenom insmyger sig dock i beräkningsmetoden en felkälla, som i själva verket utgör dess svagaste punkt och icke kan på ett fullt tillfredsställande sätt undgås. Den beror därpå, att Na_2O ingår i underordnad mängd även i glimmer, amfibol och pyroxen. Angående glimmermineralen kan det väl sägas, att Na_2O ersätter K_2O , men i de övriga fallen är det i regeln omöjligt att avgöra, om Na_2O -halten rätteligen är att addera till CaO eller till MgO , eller t. o. m. borde betraktas som bildande en isomorf självständig natriumförening, såsom till exempel glaukofan, vilken som bekant av några mineraloger anses ingå som en isomorf blandning även i vanligt grönt hornblende. Na_2O -halten i de mafiska mineralen kan således icke införas i beräkningen, även om de enskilda mineralen äro analyserade.

Det låter dock göra sig att i väsentlig grad förminska den härav vållade felmöjligheten: fastställandet av projektionspunkterna för de mafiska mineralen med föränderlig sammansättning måste, såsom senare skall visas, grunda sig på analyser. Om nu Na_2O -procenten i dessa analyser avdrages på samma sätt som i bergartsanalyserna, så förskjutas mineralens stabilitetsfält i samma riktning som bergarternas analyspunkter, och i fall Na_2O -halten i de mafiska mineralen vore oföränderlig, skulle sammanhanget mellan kemisk och mineralogisk sammansättning återges fullt riktigt i projektionsbilden. Sist och slutligen är det således mineralens föränderliga sammansättning, som omöjliggör ett fullt exakt beräknande av mineralsammansättningen på grund av bergartsanalyserna.

De fyra återstående komponenterna skulle redan kunna åskådliggöras genom en tredimensionell modell, t. ex. genom att framställa förhållandena mellan tre komponenter genom en triangelp Projektion och införa den fjärde i molekularprocent normalt mot triangelns plan. Förutsatt att en bergart hör till en antagen facies, skulle

då dess analys motsvaras av en punkt, som såväl kvalitativt som kvantitativt skulle bestämma bergartens mineralogiska sammansättning, dock med den begränsning, som förorsakas av föränderligheten i de mafiska mineralens sammansättning. Visserligen kan det antagas, att även dessa variationer i ett jämviktstillstånd under en viss temperatur och tryck äro funktioner av den kemiska sammansättningen,¹ men det finnes åtminstone för närvarande ingen möjlighet att förutse dem, och för resten kunna här även sådana mindre olikheter i temperatur- och tryckförhållandena, som icke inverka på arten av själva mineralutbildningen, dock göra sig gällande i detta avseende.

De sist antydda inskränkningarna förminska det kvantitativa framställningssättets värde till den grad, att jag icke ansett det lönande att genomföra det, i synnerhet som en stereometrisk modell alltid är vanskelig att på ett klart sätt återges i tryck. I stället hava två planprojektioner kommit till användning. Deras användning framgår ur det följande.

Orijärvitraktens metamorfa bergarter med SiO_2 -överskott kunna indelas i två grupper:

I. De bergarter, vilka som huvudbeståndsdelar innehålla några av följande mineral: muskovit, biotit, hornblende, diopsid, kalkgranat, wollastonit och plagioklas, vartill kan komma mikroklin.

II. De som karakteriseras genom frånvaron av mikroklin samt jämte biotit eller muskovit (eller båda) innehålla ett eller flera av mineralen andalusit, cordierit, almandin och antofyllit.

Till första gruppen höra bergarter, som kunna betecknas som bergarter med K_2O -överskott, samt sådana med CaO -överskott. De till andra gruppen hörande bergarterna karakteriseras därigenom, att i dem samtidigt råder brist på såväl K_2O som CaO . Betydelsen av de nu omnämnda begreppen klargöres genom följande betraktelser.²

Såsom framgår ur paragenestabellen (s. 28), förekommer mikroklin icke tillsammans med andalusit, cordierit, almandin eller antofyllit. Om vi nu antaga, att K_2O tillföres en bergart, som inne-

¹ Beträffande hornblendet synes härvid även den vid plagioklas bundna Na_2O -halten *indirekt* utöva inflytande därigenom, att närvaron av mycket anortitrika och albitfattiga plagioklaser gynnar uppkomsten av aluminiumrika hornblendearter, vilket vid samtidig närvaro av MgO i överskott sker på anortitens bekostnad.

² Det bör framhållas, att begreppet K_2O -överskott ej är likvärt med CaO -överskott. Mot bergarter med CaO -överskott svara i första hand sådana med MgO -överskott, varvid förhållandet $\text{MgO}:\text{CaO}'' = 3:1$ villkorligt tages som gräns mellan dessa två grupper. Det är den senare gruppen, inom vilken indelningen i bergarten med K_2O -överskott och K_2O -brist gör sig högsta grad gällande i mineralutbildningen.

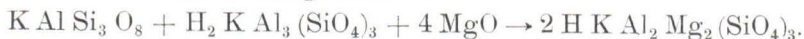
håller något av de sistnämnda mineralen, så skulle dessa tydligen först överföras till glimmermineral, och vid ytterligare tillförsel av K_2O skulle slutligen kalifältspat inställa sig.

Om vi åter betrakta förhållandet $(Na_2O + K_2O + CaO): Al_2O_3$,¹ så komma vi, med beaktande av de paragenetiska förhållandena, till följande slutsatser: Na_2O upptager en ekvimolekulär mängd Al_2O_3 till albit. K_2O upptager en åtminstone ekvimolekulär mängd Al_2O_3 till mikroklin eller glimmer. Om nu den återstående molekylära mängden av Al_2O_3 är lika stor eller större än bergartens CaO -halt, d. v. s. $Al_2O_3 \geq (Na_2O + K_2O + CaO)$, så åtgår hela calciumhalten till bildning av anortit. I det motsatta fallet, att $(Na_2O + K_2O) < Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O + CaO)$, bildas jämte anortit ett eller flera CaO -haltiga och Al -fattiga mafiska mineral, och Al_2O_3 fördelas mellan dessa och anortit. Muskovit förekommer endast i bergarter av det förra slaget, vilka kunna kallas *bergarter med Al_2O_3 -överskott*. Dess kvantitet synes vara bestämd av Al_2O_3 -överskottets storlek. Det kan således antagas att om Al_2O_3 tillföres i en mikroklinhaltig bergart, mikroklin övergår till muskovit enligt formeln:



Överstiger Al_2O_3 -överskottet den närvarande K_2O -mängden, så försvinner mikroklinen, och det uppstår andalusit. Vi komma därmed över till bergarter av grupp II med K_2O -brist.

Jämte muskovit kan en bergart även innehålla biotit. I överensstämmelse med biotitens ringa Al_2O_3 -överskott är dess uppträdande och mängd icke beroende på Al_2O_3 -halten, vilket tydligast framgår av det faktum, att även bergarter med Al_2O_3 -brist, d. v. s. sådana som innehålla hornblende, kunna vara biotitförande. Om vi först betrakta bergarter av grupp I och med Al_2O_3 -överskott, finna vi lätt att biotithalten bestämmas av den närvarande kvantiteten av MgO , emedan den är det enda här uppträdande mineralet, som innehåller dessa oxider. Tänkes MgO tillförd i en mikroklin- och muskovit-förande bergart, så övergår mikroklin och en del av muskoviten till biotit enligt formeln:



Beroende på Al_2O_3 -överskottets storlek, kan antingen muskovit eller mikroklin först försvinna vid fortsatt ökning av MgO -halten. I det förra fallet fås en bergart, bestående av plagioklas, mikroklin och biotit. Blir en sådan bergart överförd till grupp II till följd av en ökning i Al_2O_3 -halten, så försvinner mikroklin och i stället uppstår mera biotit och cordierit. Ökas MgO ytterligare, så kan till sist även antofyllit uppstå. I det senare fallet resulterar associationen

¹ Här liksom i andra analoga fall beteckna formlerna de i bergarten ingående oxidernas molekylära proportionstal.

plagioklas, muskovit och biotit, vartill vid ytterligare ökning av Mg-halten tillkommer cordierit. Om tillika även Al_2O_3 ökas, blir dessutom andalusit möjlig, varvid biotit försvinner.

I bergarter av grupp I och med Al_2O_3 -brist äro betingelserna för biotitens uppträädande något mera komplicerade, men kunna dock entydigt härledas. För att rätt kunna förstå dem, är det lämpligt, att först diskutera de andra mineralens uppträädande i dessa bergarter.

Proportionerna $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < \text{CaO}$ föranleda uppkomsten av CaO-haltiga mafiska mineral. Den CaO-mängd, som förefinnes i överskott över $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, må betecknas som CaO'' . Det är nu förhållandet $\text{CaO}'' : \text{MgO}$, som bestämmer, vilka mafiska mineral bildas. Är $\text{CaO}'' : \text{MgO} > 1$, så kunna wollastonit, kalkgranat och diopsid uppstå. Inom gränserna $1 > \text{CaO}'' : \text{MgO} > 1 : 3$ skulle man vänta diopsid och aktinolit, och i gränsfallet $\text{CaO}'' : \text{MgO} = 1 : 3$ endast aktinolit. Nu inträffar det emellertid, att i stället för aktinolit bildas aluminiumhaltigt hornblende, vartill Al_2O_3 tillföres på anortitens bekostnad. Tillika växer förhållandet $\text{CaO} : \text{MgO}$ i samma proportion som Al_2O_3 -halten stiger (jfr. s. 57). Varje hornblende får sin egendomliga sammansättning, beroende på orsaker, som i detta nu icke kunna överblickas.

I bergarter med Al_2O_3 -brist och med K_2O -överskott är nu uppkomsten av biotit given, så snart förhållandet $\text{CaO}'' : \text{MgO}$ överstiger det förhållande, vilket motsvaras av det närvarande hornblendets sammansättning, och biotitens mängd är proportionell till MgO -överskottets storlek. Endast om detta överskott i förhållande till K_2O är större än vad som motsvarar biotitens sammansättning, så gäller icke denna regel, men nu hava i att göra med en bergart med K_2O -brist (grupp II), och i stället för biotit kommer då antofyllit (eller cummingtonit).

Om i bergarter med Al_2O_3 -brist förhållandet $\text{CaO}'' : \text{MgO}$ är större än vad som motsvarar hornblendets sammansättning, innehålla de diopsid eller ännu CaO-rikare mineral. Dessa bergarter kalla vi *bergarter med CaO-överskott*. I dem förekommer icke biotit, och allt K_2O , förutom de små mängder som kunna ingå i de mafiska kalciummineralen, bindes vid mikroklin. Växande K_2O -halt föranleder en tillväxt av mikroklinhalten, men förorsakar annars ingen förändring i mineralsammansättningen.

A,CF-projektionen.

Det visar sig således, att i bergarter med K_2O -överskott intet minerals uppträädande beror på K_2O -mängden. I en triangelprojektion för återgivande av sammanhanget mellan kemisk och minera-

logisk sammansättning kan således K_2O jämte en ekvimolekylär mängd Al_2O_3 lämnas obeaktade, och de tre triangelhörnpunkterna besättas med $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O) = A$, $CaO = C$ och $(Mg, Fe, Mn)O = F$. Denna projektionsmetod finnes genomförd i fig 3.

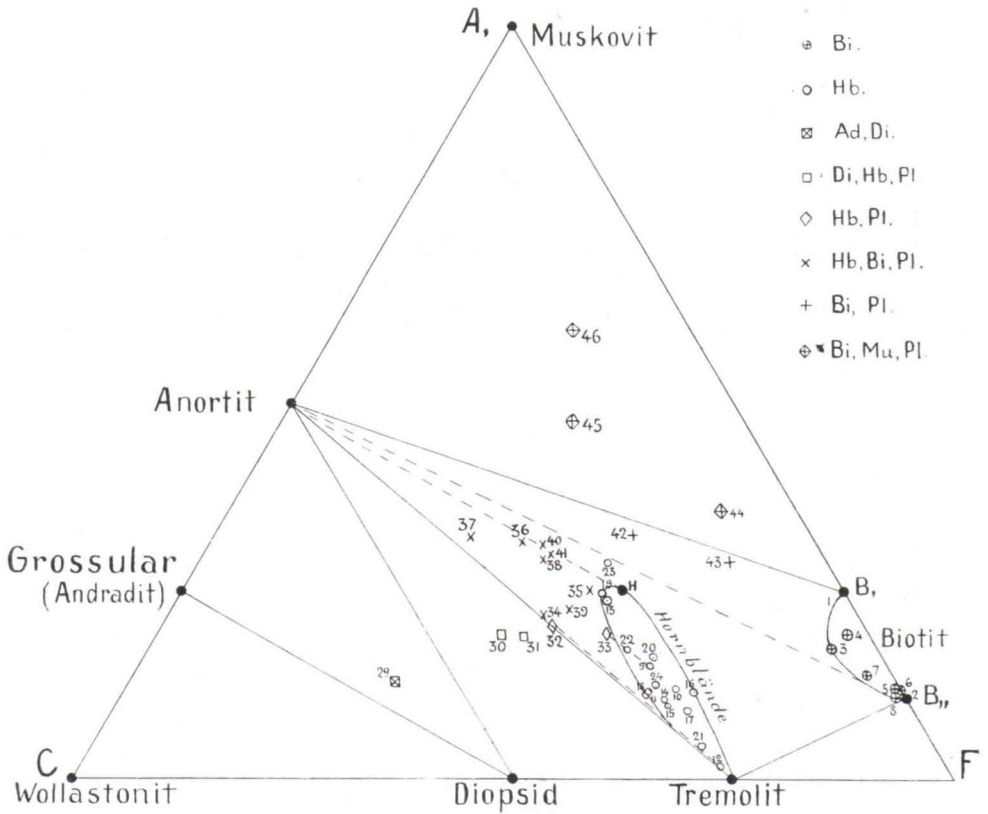


Fig. 3.

Bergarter med CaO -överskott ansluta sig nära till sådana med K_2O -överskott. I de förra binder K_2O -halten en ekvivalent Al_2O_3 -mängd i mikroklin, och om dessa bortlemnas ur räkningen, är mineralsammansättningen beroende endast på proportionerna mellan CaO , MgO och återstående Al_2O_3 . A,CF-projektionen lämpar sig således för alla bergarter av grupp I för entydigt återgivande av sammanhanget mellan den kemiska och mineralogiska sammansättningen.

Varje mineral med konstant sammansättning motsvaras i projektionen av en punkt, vars läge direkt beräknas ur formeln. För de föränderliga mineralen liksom för bergarterna beräknas projektiionspunkterna ur analyserna.

Förenas projektionspunkterna för de här i fråga kommande mineralen med linjer, såsom det är gjort i fig. 3, så indelas triangeln i fem fält: Muskovit—anortit—biotit, Biotit—anortit—hornblende, hornblende—anortit—diopsid, diopsid—anortit—kalkgranat, kalkgranat—diopsid—wollastonit. Analyserna av dessa mineralassociationer måste tydligen leda till en projektionspunkt inom var sitt respektive fält, och omvänt måste en bergart, vars analys leder till en punkt inom något av dessa fält, innehålla alla de tre mineral, som ligga i fältets hörnpunkter, i fall bergarten hör till den metamorfa facies, som antagits. En blandning av endast två mineral måste få sin projektionspunkt på sammanbindningslinjen mellan mineralens projektionspunkter, och omvänt kan man förutse, att en bergart, vars analyspunkt faller på de utdragna sammanbindningslinjerna, skall innehålla endast två av de i bilden framställda mineralen. Härvid måste dock biotitens och hornblendets föränderliga sammansättning tagas i betraktande. Om man från anortitpunkten drager tangenterna (i figuren utdragna med streckade linjer) till de kurvor, som omsluta biotitens och hornblendets olika analyspunkter, så resultera två fält: biotit—anortit, och hornblende—anortit, inom vilka de respektive tvåmineralsassociationerna uppenbarligen äro möjliga, men förekomsten av alla tre icke heller är utesluten. Men om biotitens och hornblendets sammansättning i varje fall vore känd, så vore icke endast mineralens art, utan även deras kvantitativa förhållanden fastställda genom analyspunkternas läge.

Den sistbeskrivna projektionsmetoden lämpar sig också för bergarter av grupp II (fig 4). Men då dessa förutom andalusit, cordierit, almandin eller antofyllit även innehålla kalihaltiga mineral, biotit eller muskovit, vilkas kvantitet bestämmes av den närvarande kalihalten och således icke kommer till uttryck i A,CF-projektionen, så blir bergartens mineralsammansättning icke fullständigt bestämd genom analyspunktens läge.

Genom förbindningslinjer mellan respektive två mineralpunkter indelas triangeln i detta fall i tre fält, andalusit—anortit—cordierit, cordierit—anortit—antofyllit, och antofyllit—anortit—hornblende. Det framgår då direkt av analyspunktens läge, vilka av dessa mineral äro att vänta i en bergart.

I bergarter inom cordierit—anortit—antofyllitfältet kan i stället för eller jämsides med dessa mineral även almandin uppträda under betingelser, som antyddes på sid. 33.

Angående uppträdandet av muskovit och biotit i de ifrågakommande bergarterna framgår det av erfarenheten, såsom även teoretiskt kunde förutses, att gränslinjerna för deras existensfält äro desamma som i bergarter av grupp I, dock modifierade genom andalu-

sitens, cordieritens och antofyllitens uppträdande. Sålunda är muskovit möjlig inom hela fältet ovanom förbindningslinjen anortit—biotit (i fig. 4 utdragen som afbruten linje). Dock visa iakttagelserna, att muskovit icke förekommer tillsammans med antofyllit. Det framgår således, att inom gebitet cordierit—anortit—biotit kunna uppträda två associationer, nämligen muskovit, cordierit och biotit samt cordierit, biotit och antofyllit. Exempel på vardera äro kända (ana-

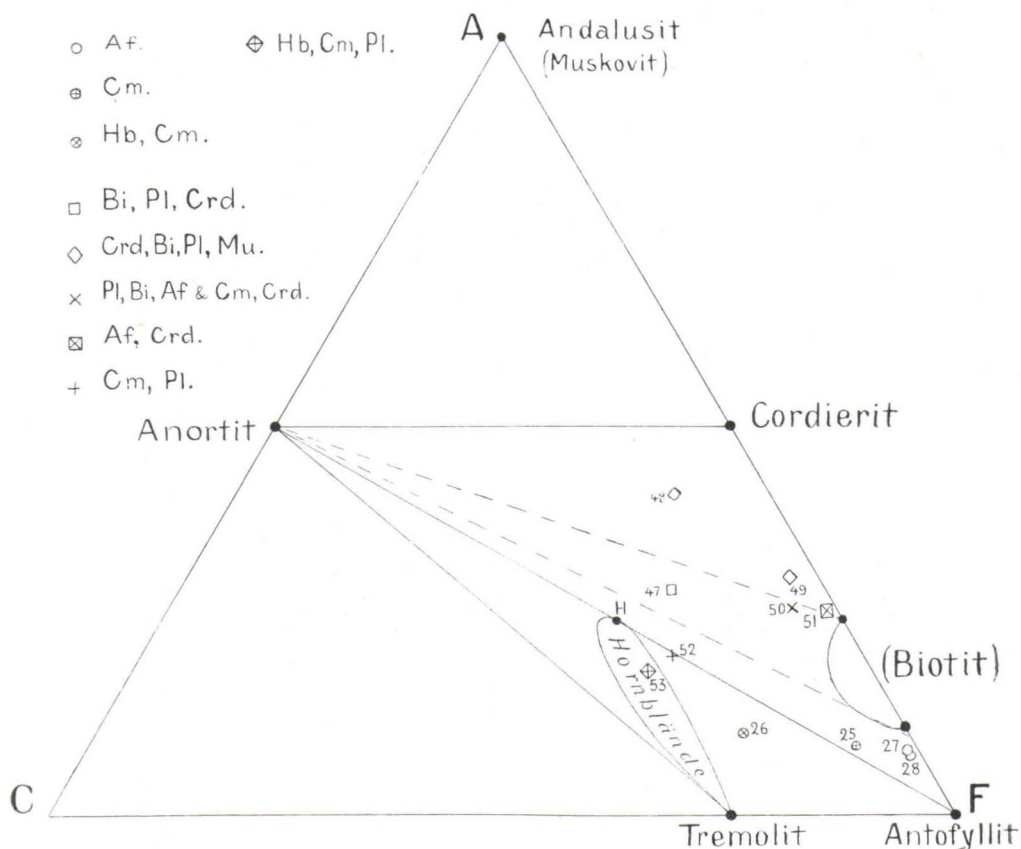


Fig. 4.

lyspunkterna 48, 49 och 50). Likaledes är biotit tillsammans med cordierit och muskovit möjlig inom gebitet cordierit—anortit—muskovit. Men om andalusit tillkommer i detta, så uppträder biotit icke mera i en stabil association. Denna sats har icke blivit härledd på empirisk väg, utan genom teoretiska slutledningar (sid. 29), som visade, att den faktiskt observerade associationen andalusit, cordierit, biotit och muskovit i närvaro av kvarts bör betraktas som en instabil relik.

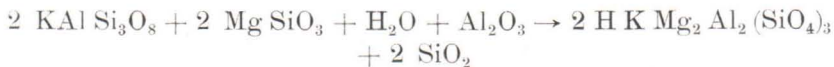
Biotit är att vänta inom fältet biotit—anortit—hornblende och kan förekomma tillika med cordierit och antofyllit så väl som med antofyllit och hornblende. Även detta bekräftas av iakttagelserna.

A,,KF₂projektion.

I bergarter med Al₂O₃-överskott ingår hela CaO-mängden i anortit och inverkar sålunda icke på de andra mineralens mängd-förhållanden. Härigenom möjliggöres en andra triangelprojektion, där även K₂O-haltens inverkan på mineralutbildningen kommer till uttryck och som sålunda är väl behövlig som en komplettering av A,CF-projektionen. Speciellt är denna metod egnad att kvantitativt återgiva sammanhanget mellan den kemiska och mineralogiska sammansättningen i bergarter med K₂O-brist och Al₂O₃-överskott, för vilka ofullständigheten i det förra projektionssättet gör sig mest kännbar.

Då Al₂O₃-halten i dessa bergarter inverkar på mineralsammansättningen endast så till vida, som den är i överskott över K₂O + Na₂O + CaO, kan projektionen lämpligast utföras på följande sätt: I ett av triangelhörnen utsättes Al₂O₃ - (K₂O + Na₂O + CaO) = A,,, i ett annat hörn K₂O = K och i det tredje (Mg, Fe, Mn)O = F (fig. 5).

Hela fältet nedanom kroklinjen FMK är obesatt, och det torde kunna sättas i fråga, huruvida hithörande bergarter alls kunna existera inom vårt område. Den till detta fält hörande associationen antofyllit, mikroklin och biotit vore tänkbar under förutsättning, att Al₂O₃-överskottet vore så litet, att reaktionen



icke kunde fortgå ända till försvinnandet av antingen kalifältspat eller antofyllit. Då nu inom områdets bergarter antofyllit och mikroklin aldrig anträffats tillsammans, medan Al₂O₃-halten nog bör anses variera kontinuerligt, så måste det antagas, att bergarter med analyspunkterna inom FMK-fältet i verkligheten förhålla sig som bergarter med Al₂O₃-brist. Antofylliten träder då i reaktion med anortit, med hornblende som reaktionsprodukt, varvid Al₂O₃ frigöres och möjliggör biotitbildning på mikroklinens och antofyllitens bekostnad. Omsättningen fortskrider tills antingen antofyllit eller mikroklin försvinner.

De mot de övriga fälten svarande mineralassociationerna hava alla blivit anträffade. Biotitens föränderliga sammansättning medför även här den olägenheten, att alla de i biotitfältet sammanfallande begränsningslinjerna mellan de olika fälten måste utdragas dubbelt, såsom tangenter till biotit-fältets begränsningskurva.

Associationen mikroklin, biotit och muskovit är möjlig inom hela fältet **KMSRMu**, associationen muskovit, biotit och cordierit inom **MuNMS Crd**, och cordierit, biotit och antofyllit kan anträffas inom

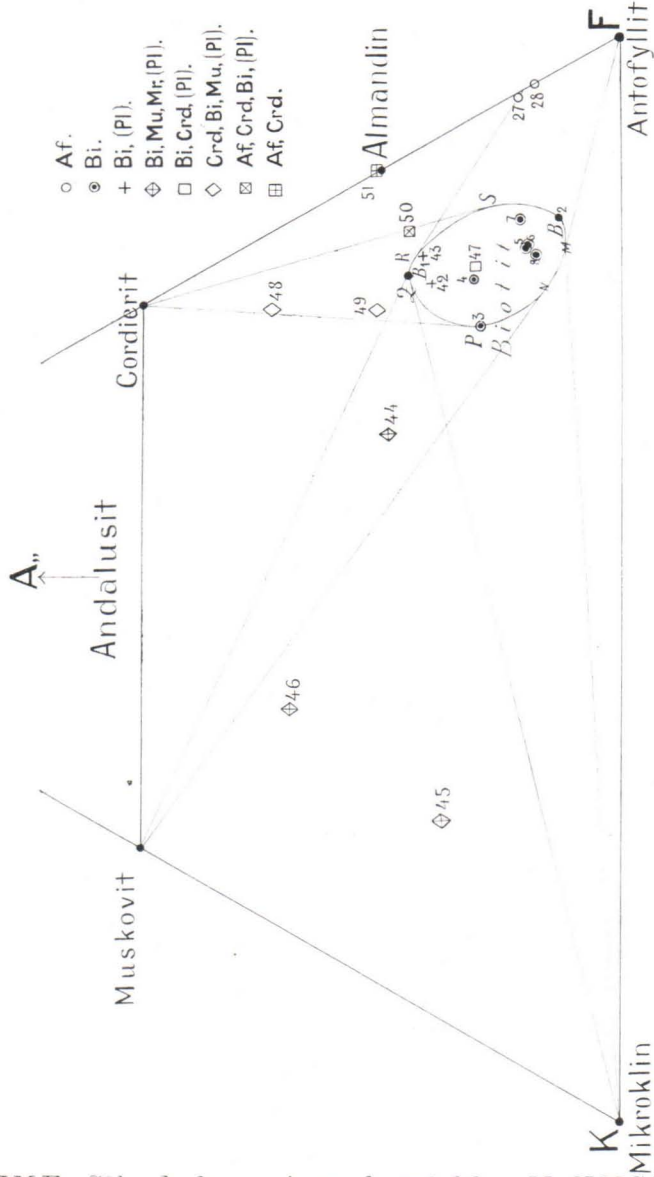


Fig. 5.

Crd P N M F. Sälunda kunna inom de två fälten **Mu N M S R Mu** och **Crd P N M S Crd** i vardera fall två olika associationer komma ifråga, förutom att de inom dem fallande bergarterna även kunna innehålla blott biotit och muskovit, resp. biotit och cordierit. Vore biotitens

sammansättning känd i varje specialfall, så skulle ingen tvetydighet förefinnas, och mineralsammansättningen skulle genast framgå av analyspunktens läge. En kemisk undersökning av biotiter från olika metamorfa bergarter vore synnerligen av nöden. Ty eftersom det ju är sannolikt, att till sammansättningen likartade och under samma förhållanden metamorfoserade bergarter innehålla lika sammansatt biotit, så kunde man då från ett stort analysmaterial alltid utvälja den biotit, som kunde anses bäst överensstämma med sammansättningen i övrigt, för att användas som underlag för beräkningen.

Fältet andalusit—cordierit—muskovit har inga representanter bland de hittills analyserade bergarterna, men associationen här nog blivit anträffad (jfr. sid. 30).

Kalkulationen av projektionsvärdena.

Innan vi övergå till behandling av analysmaterialet, skola de redan härledda räknereglerne vid projektionspunkternas uppsökande återgivas i ett sammanhang.

Det är lämpligt att införa den av ilmenit, magnetit och titanit föranledda korrektionen redan i viktsprocenttalen.

I fall ilmenit är närvarande i bergarten, bestämmes dess mängd på geometrisk väg och den där ingående FeO -mängden, vilken med en i närvarande fall tillräcklig noggrannhet kan antagas vara 50%, avdrages från analysens FeO . På samma sätt uppskattas magnetitmängden, vars Fe_2O_3 -halt (70%) avdrages från Fe_2O_3 och FeO -halt (30%) från bergartens FeO .

Med titanit förfares på samma sätt, och den där ingående CaO -halten (30%) avdrages från bergartens hela CaO .

Därefter divideras procenttalen med resp. molekylvikter. De sålunda erhållna molekylarproportionerna eller molekyltalen kunna användas som sådana, och omräkning av hela analysen till mol. % är alls icke nödig. SiO_2 och H_2O lämnas helt och hållet obeaktade. Övriga regler äro följande.

Till Al_2O_3 adderas Fe_2O_3 .

Till FeO adderas MgO och MnO .

Från CaO avdrages CO_2 , för att föra den närvarande kalciten ur räkningen.

Från CaO avdrages vidare $3,33 \times \text{P}_2\text{O}_5$, vilken mängd CaO ingår i apatit.

Från Al_2O_3 avdrages Na_2O , vilken sedan lämnas helt och hållet obeaktad.

Hittills har räknemetoden varit gemensam för de båda använda projektionssätten. Vi hava nu kommit till vissa reducerade molekyltal för $Al_2O_3-Na_2O$, MgO , CaO och K_2O .

För A,CF-projektionen avdrages ytterligare K_2O från Al_2O_3 och de så erhållna proportionstalen för $Al_2O_3-(K_2O + Na_2O)$, CaO och MgO omräknas till 100%. Analyspunkten i triangeln uppsökes enligt den vanliga Osannska metoden.

För A,KF-projektionen avdrages ytterligare CaO från Al_2O_3 's reducerade molekyltal, och värdena för $Al_2O_3-(K_2O + Na_2O + CaO)$, K_2O och MgO omräknas till 100% och införas i triangeln.

Analysmaterialet.

Nya analyser.

Förrän vi övergå till behandling av analysmaterialet, skola några nya av mig gjorda bergartsanalyser anföras, bearbetade enligt samma metoder, som jag följt i Orijärvi-avhandlingen. Dessa nya analyser gjordes främst av sådana bergarter, som förete associationer, vilka icke förekomma i de förut analyserade exemplen.

Andraditskarn från Orijärvi, Kisko.

Tab. IV återger en analys av andraditskarn från en liten holme i Orijärvi sjö nära bondgården Perheentupa. Andraditskarnet bildar här lager av ända till ett par tiotal cms mäktighet, växlande med pyroxen- och hornblendeskarn, alla inlagrade i en leptitbergart. Fig. 50 (s. 232) i Orijärvi-avhandlingen visar ett parti av sådana tunna lager.

Tab. IV.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm	Modus	
SiO_2	42.84	0.714	44.8	Kvarts..... 3.72 %	Diopsid.... 46.00 %	
Al_2O_3	4.56	.045	2.8	Anortit 12.51 »	Andradit .. 46.70 »	
Fe_2O_3	10.60	.066	16.6	Σ Sal 16.23 »	Kvarts 2.35 »	
FeO	8.94	.124		Diopsid {	Ca Si O ₃ 18.91 »	Kalcit 2.16 »
MnO	0.63	.008			Mg Si O ₃ 10.10 »	Magnetit .. 2.00 »
MgO	4.03	.101			6.3	Fe Si O ₃ 8.18 »
CaO	26.24	.469	29.4	Wollastonit 27.38 »	99.34 %	
Na_2O	0.00	—	—	Kalcit 2.20 »		
K_2O	0.12	—	—	Apatit 0.34 »		
TiO_2	0.35	.004	—	Magnetit 15.31 »		
CO_2	0.95	.022	—	Ilmenit 0.61 »		
P_2O_5	0.05	.001	—	Σ Fem 83.03 »		
H_2O	0.78	—	—			
	100.09		99.9		99.26 %	

Modus beräknades ur analysen i enlighet med den mikroskopiska undersökningens resultat och den förut publicerade analysen (O. R., sid. 231) av andradit, utförd av samma material som den här anförda bergartsanalysen. Mängden av magnetit uppskattades approximativt till 2% och vidare antogs, att pyroxenen är fri från ferrioxid. Utgående från procenttalen för Fe_2O_3 (frånsett den del som ingår i magnetiten) i bergarten och i andraditen beräknades halten av den senare. Beräkningen gestaltar sig på följande sätt:

	Andradit	Resten efter subtraktion av 46.70% andradit
SiO_2	37.13 %	25.50 %
Al_2O_3	7.27 »	1.16 »
Fe_2O_3	19.74 »	1.38 »
FeO	3.60 »	7.26 »
MnO	0.74 »	0.28 »
MgO	0.00 »	4.03 »
CaO	31.06 »	11.73 »
K_2O	—	0.12 »
TiO_2	0.44 »	0.14 »
CO_2	—	0.95 »
P_2O_5	—	0.05 »
H_2O	0.13 »	0.65 »
	100.11 %	53.25 %

Resten efter subtraktionen av de i andraditen ingående beståndsdelarna innefattar, enligt mikroskopisk undersökning, pyroxen, kvarts, kalcit, magnetit och helt litet apatit. När alla dessa, förutom pyroxenen, vidare blivit subtraherade, återstå procenttalen för den i bergarten ingående pyroxenens beståndsdelar. Omräknat till 100% fås för detta mineral följande procentiska sammansättning:

		Mol. prop.	
SiO_2	50.32 %	0.839	
Al_2O_3	2.52 »	.052	
FeO	14.46 »	.201	} .428
MnO	0.61 »	.008	
MgO	8.76 »	.219	
CaO	22.81 »	.407	
K_2O	0.22 »	.002	
TiO_2	0.30 »	.004	
	100.00 %		

Den nära överensstämmelsen mellan dessa procenttal och diopsidernas teoretiska sammansättning bevisar, att de förutsättningar, på vilka beräkningen baserades, hava varit något så när riktiga.

Det är anmärkningsvärt, att ferrooxid och magnesiumoxid i skarnbergartens pyroxen äro närvarande i lika molekularmängder, ehuru kalkjärngranaten är magnesiumfri. Pyroxenen innehåller således lika mycket diopsid- som hedenbergitsilikat, vilket icke är i överensstämmelse med den allmänna uppfattningen om »andradit-hedenbergitskarn».

Ehuru mineralfördelningen i skarnbergarterna vanligen är ganska nyckfullt varierande och en analys av ett enda prov ej kan giva någon pålitlig bild av skarnmassans totala sammansättning, blir dock den ifrågavarande bergartens kemiska natur ganska väl belyst genom dessa tvenne analyser. Den höga halten av kalcium jämte trevärt järn äro mycket karakteristiska, vidare jämförelsevis hög manganhalt samt låg halt av titan och fosfor. I alla dessa avseenden skiljer sig andraditskarnet såväl från de med silikater förorenade men till sin totalsammansättning oförändrade kalkstenarna och andra sediment, som ifrån alla metamorfoserade bergarter av eruptivt ursprung. Bland traktens bergarter innehålla överhuvudtaget endast andraditskarnet och magnetitskarnet trevärt järn i ansenligare mängder. Här är dock ej rätta platsen att ingå i diskussion av denna synnerligen intressanta omständighet.

Här intresserar andraditskarnet oss som ett exempel på metamorfa bergarter med exceptionellt hög kalciumoxidhalt. Bergarten har visserligen i strukturellt avseende föga gemensamt med de kristalloblastiska bergarterna¹, men ännu mindre likhet visar dess struktur med verkliga magmabergartsstrukturer. Som bekant, kunna dessa skarnbergarter enklast tydas såsom produkter av metasomatisk ersättning av karbonatbergarters beståndsdelar med silikater, varvid största delen kalciumoxid kvarblivit. Det kan således på förhand anses sannolikt, att skarnbergarternas bildning försiggått under samma temperatur- och tryckförhållanden, som rådde vid områdets övriga bergarters metamorfos. I själva verket finna vi, att de i skarnbergarterna förekommande mineralassociationerna följa samma regel, som överhuvud synas råda inom vårt metamorfiska område.

Diopsid-amfibolit från närheten av Vetjo, Orijärvi, Kisko.

Som diopsidamfiboliter har jag betecknat (O. R. s. 118–120) en grupp av mestadels mycket inhomogena lagerstruerade bergarter,

¹ Ett mikrofotografi av andraditskarn från Orijärvitrakten finnes reproducerad i »Orijärvi region», tabell III, fig 5.

som karakteriseras av samtidig närvaro av hornblende och diopsid jämte fältspatmineral. För att vinna närmare inblick i deras kemiska natur, analyserade jag ett prov av denna bergart, taget från väggkanten mellan Orijärvi gruva och Vetjo torparby i Kisko. Vid denna lokalitet äro de enskilda lagren så smala, att de nästan smälta tillsammans, och det analyserade provet företedde ett fullt homogent utseende. Resultatet av analysen var följande (tab. V).

Tab. V.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm
SiO ₂	49.61	.827	53.0	Kvarts..... 0.24 ‰
Al ₂ O ₃	15.21	.150	9.6	Ortoklas..... 8.34 ‰
Fe ₂ O ₃	0.89	.006	8.6	Albit..... 9.96 ‰
FeO	8.77	.122		Anortit..... 32.25 ‰
MnO	0.05	—		Σ Sal 50.79 ‰
MgO	5.02	.125	8.0	Diopsid { CaSiO ₃ 17.75 ‰ MgSiO ₃ 8.20 ‰
CaO	16.32	.291	18.6	
Na ₂ O	1.20	.019	1.2	Hypersten { MgSiO ₃ 4.30 ‰ FeSiO ₃ 5.02 ‰
K ₂ O	1.36	.015	1.1	
TiO ₂	0.56	.007		Apatit..... 0.34 ‰
P ₂ O ₅	0.19	.001		Ilmenit..... 1.06 ‰
CO ₂	0.86	.019		Magnetit..... 1.39 ‰
H ₂ O	0.55	—		49.33 ‰
	100.59		100.1	100.12 ‰

Bergartens mineralbeståndsdelar äro diopsid, hornblende, plagioklas (på optisk väg bestämd till Ab₄₀An₆₀), mikroklin, kalcit, kvarts, titanit och apatit. Den komplexa sammansättningen omöjliggör en exakt beräkning av modus på grund av analysen, och till följd av den även i detta fall rätt inhomogena fördelningen av mineralen vore ej heller en geometrisk analys av mycket värde. Endast titanithalten bestämdes approximativt enligt Rosiwals metod till 0.6 ‰.

Analysen utfördes på samma prov, till vilket den mikroskopiska beskrivningen, som finnes anförd i O. R. s. 120, hänför sig, och denna behöver således här icke återupprepas.

Amfibolit från Riilahden Sorro, Kisko.

Den blastoporfyritiska amfiboliten från Riilahden Sorro vid vestra stranden av Maarijärvi sjö inom Kisko socken blev analyserad i syfte att utforska volymförändringen vid en vulkanisk bergarts

metamorfism till amfibolit. Resultaten av dessa beräkningar och slutledningar skola givas längre fram. De experimentella undersökningarna rörande bergarten och det i bergarten ingående hornblendet förutskickas redan här för att använda analyserna som vidare exempel på associationen plagioklas—hornblende i A,CF-projektionen.

Undersökningen utfördes på ett prov, som visar små blastoporfyriska fenokryster av plagioklas och mindre talrika sådana av uralit, vardera högst 2 mm i diameter, inbäddade i en granoblastisk grundmassa av hornblende och plagioklas. Grundmassan är så fin, att den står vid gränsen till afanitisk. Endast hornblende och plagioklas kunna upptäckas under mikroskopet, och båda mineralen äro fullkomligt klara och oomvandlade. Detta var just orsaken till att denna bergart valdes till undersökningsmaterial, då det gällde att fastställa volymförändringen vid amfibolitbildning. Det bör vidare framhållas, att den kemiska jämvikten synes hava nått ett stadium av synnerlig fullständighet. Trots förekomsten av fenokryster av såväl plagioklas som uralit, vilka båda till sina begränsningsformer äro primära, finner man inga växlingar i deras egenskaper, tydande på varierande sammansättning till följd av isomorf zonarutbildning. Även grundmassans små individer synas till sammansättningen vara identiska med strökornen.

Hornblendet hör till den vanliga gröna typen med en något blågrön nyans för det $\parallel Z$ svängande ljuset. Färgen är jämförelsevis intensiv.

Bergartens struktur, som karakteriseras av en diablastisk inväxning av de små hornblendeprismerna i plagioklasströkornen, framgår av plansch II, fig. 1 i O. R., som återger fotografien av ett preparat från samma prov, som nu är i fråga.

Bergartens specifika vikt bestämdes i grovkrossat pulver medelst en pyknometer. Resultatet var

$$d = 2.990 \text{ (} t = 15^\circ \text{ C).}$$

Samma pulver blev sedan finpulveriserat och använt till analysen, vars resultat återges i tab. VI.

Tab. VI.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm	Modus
SiO ₂	49.73	0.829	53.0	Ortoklas	3.34 %
Al ₂ O ₃	16.05	.158	10.1	Albit	25.15 »
Fe ₂ O ₃	2.44	.014	9.2	Anortit	28.91 »
FeO	7.96	.111		Σ sal	57.40 »
MnO	0.20	.003	12.5	Diopsid	{ CaSiO ₃ 8.70 »
MgO	7.84	.196			{ MgSiO ₃ 5.10 »
CaO	10.22	.182	11.7	Hypersten..	{ FeSiO ₃ 3.17 »
Na ₂ O	2.99	.048	3.1		{ MgSiO ₃ 5.40 »
K ₂ O	0.61	.006	0.4	Olivin.....	{ FeSiO ₃ 3.43 »
TiO ₂	0.56	.007	—		{ Mg ₂ SiO ₄ 6.37 »
P ₂ O ₃	0.12	.001	—	Apatit	0.34 »
H ₂ O +	0.87	—	—	Magnetit	3.25 »
H ₂ O —	0.16	—	—	Ilmenit	1.06 »
				Σ fem	41.20 »
	99.75		100.0		98.60 %

Modus bestämdes på grund av denna bergartsanalys jämte nedan anförda analys av hornblende, separerad från samma prov på följande sätt: Bergarten krossades i diamantmortel, och först tillvaratogs den del av pulvret, vilken föll igenom ett sikt med 18 maskor per 1 cm. Detta pulver slammades upp med vatten i ett dekanterglas för att avlägsna det finaste stoftet, varefter en förberedande separation medelst metylenjodid företogs. Den del av pulvret tillvaratogs, vilken flöt i en vätska med sp. v. 3.17 och sjönk vid utspädningen, när vätskan hade sp. v. 3.05. Under mikroskopet visade sig pulvret nu till övervägande del bestå av rena hornblendesplittror, men till följd av bergartens finkornighet innehöll rätt talrika korn ännu plagioklas. Pulvret krossades därför ytterligare i agatmortel, slammades upp med vatten, torkades på vattenbad och underkastades en andra separation med metylenjodid. När de första hornblendekornen långsamt började sjunka vid försiktig utspädning, bestämdes vätskans spec. vikt med Westphals våg. Den var 3.171. Därefter sjönk hornblendepulvret vid utspädning småningom. Allt tillvaratogs, som hade sjunkit vid sp. v. 3.039. Substansen bestod nu av synnerligen rent hornblende. Hela den erhållna mängden, 4.3864 g, användes först till bestämning av mineralets specifika vikt medelst en pycnometer. Resultatet var

$$d = 3.150 \quad (t = 15^\circ \text{C}).$$

Till alla bestämningar utom alkalibestämningen användes substansen som sådan, utan vidare finpulverisering och endast torkad på vattenbad. Resultatet av analysen var följande:

Tab. VII.

	%	Mol.prop.
SiO ₂	45.71	0.762
Al ₂ O ₃	12.98	.127
Fe ₂ O ₃	3.17	.020
FeO	11.03	.153
MnO	0.30	.004
MgO	11.13	.278
CaO	11.43	.204
Na ₂ O	1.79	.029
K ₂ O	0.47	.0005
TiO ₂	0.81	.010
P ₂ O ₅	0.19	.013
H ₂ O	1.36	.076
	100.37	

Eftersom bergarten innehåller endast hornblende som färgad beståndsdel, måste all magnesium- och ferrooxid ingå i detta mineral. Procenttalet för detsamma beräknades på grund av medelvärdena för magnesium- och ferrooxidhalten i bergarten och i amfibolen, och befanns vara 71.30 %.

Efter subtraktion av hornblendets beståndsdelar återstår följande rest, vilken ingår i bergartens felsiska mineral (tab. VIII).

Tab. VIII.

	%	Mol. prop.					
		Hela resten.	Or.	Ab.	An.	Kv.	Brist.
SiO ₂	17.14	0.286	.018	.162	.076	.030	—
Al ₂ O ₃	6.80	.067	.003	.027	.038	—	.001
Fe ₂ O ₃	0.18	—	—	—	—	—	—
FeO	(0.10)	—	—	—	—	—	—
MnO	(-0.02)	—	—	—	—	—	—
MgO	(-0.10)	—	—	—	—	—	—
CaO	2.07	.038	—	—	.038	—	—
Na ₂ O	1.71	.027	—	.027	—	—	—
K ₂ O	0.27	.003	.003	—	—	—	—
TiO ₂	(-0.02)	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	(-0.01)	—	—	—	—	—	—
H ₂ O + } H ₂ O - }	0.06	—	—	—	—	—	—
	28.13						

Från de i ovanstående tabell anförda molekular-talen erhållas de under modus i tab. VI givna procent-talen för fältspaterna och kvarts. Analyserna överensstämma så gott som fullständigt med den verkliga mineralsammansättningen, i det att resten motsvarar en fältspatssammansättning med en brist av 0.1 % Al_2O_3 , jämte 1.80 % kvarts. Det sistnämnda mineralet hade vid föregående mikroskopisk undersökning ej observerats, men då den av analysresultatet beräknade kvartshalten syntes överstiga de sannolika felgränserna, företogs en förnyad undersökning, men i preparatet kunde icke heller nu upptäckas några kvartskorn. Vid granskning av de till analyserna använda skärvorna funnos emellertid sprickor, som voro igenvyllda med kvarts. Detta mineral finnes sålunda faktiskt, men måste naturligtvis anses vara av helt och hållet sekundärt ursprung, vilket ej förminskar värdet av denna undersökning.

Kalifältspaten ingår helt och hållet som isomorf inblandning i plagioklasen, och fältspatens sammansättning blir enligt analyserna $\text{Or}_6 \text{Ab}_{55} \text{An}_{39}$. Förut hade fältspatsammansättningen i samma prov på optisk väg bestämts till $\text{Ab}_{62} \text{An}_{38}$ (O. R. sid. 105).

Här må till sist anmärkas om den skenbara motsägelsen mellan norm och modus, som visar sig i tab. VI. Normen visar nämligen en anseelig mängd olivin, alltså SiO_2 -brist, medan faktiskt kvarts är närvarande, och en blick på hornblendeanalysen visar, att i detta mineral icke ingår ortosilikat. Ty även om alkalierna samt hela vattenhalten anges substituera monoxiderna, blir dock summan av dessa endast 749 mot siliciumdioxidens 762¹. Att norm och modus dock icke behöva vara oförenliga, förklaras genom hornblendets höga aluminiumhalt, vilken förminskar den faktiskt närvarande anortitmängden, och det faktum, att i normen hela aluminiumhalten beräknas som ingående i anortiten, vilken upptager två mol. SiO_2 mot en CaO -mol.

Cordieritleptit från Syväkorpi, Kisko.

I beskrivningen av cordieritleptiterna från trakten nära Kisko kyrka (O. R. s. 148) gavs ingen analys av denna bergart, som är synnerligen intressant därigenom, att den även mineralogiskt, liksom genetiskt är identisk med vissa hornfelsbergarter från Kristiania-trakten. Den motsvarar nämligen Goldschmidts tredje hornfelsklass, plagioklas-biotithornfels. Framställningen kompletteras nu genom den i tab. IX givna analysen av cordieritleptit från en bergsklack vid Syväkorpi torp, norr om landsvägen, 1 km öster om Kisko kyrka.

¹ Ett SiO_2 -överskott framgår ur talrika andra hornblendeanalyser och torde i själfva verket höra till regeln i vanliga gröna hornblendearter.

Tab. IX.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm		
SiO ₂	59.26	0.998	66.2	Kvarts	13.26 %	
Al ₂ O ₃	17.88	.175	11.7	Ortoklas	18.90 »	
Fe ₂ O ₃	0.09	.001	}	Albit	24.63 »	
FeO	7.79	.108		7.6	Anortit	16.12 »
MnO	0.23	.003		Korund	3.67 »	
MgO	2.54	.064		4.3	Σ Sal	76.58 »
CaO	3.50	.063	4.2	Hypersten {	Mg SiO ₃ ..	6.40 »
Na ₂ O	2.86	.047	3.1		Fe SiO ₃ ..	13.33 »
K ₂ O	3.18	.034	2.3	Apatit	0.50 »	
CO ₂	0.03	—	—	Ilmenit	1.37 »	
P ₂ O ₅	0.21	.0015	—	Magnetit	0.23 »	
TiO ₂	0.71	.009	0.6	Σ Fem	21.83 »	
H ₂ O	1.35	—	—			
	99.63		100.0		98.41 %	

Mineralbeståndsdelarna äro, i kvantitativ ordning, plagioklas, biotit, kvarts, cordierit, ilmenit, apatit samt något klorit och rutil. Cordieriten förefinnes som rester av stora avrundade individer, vilka till största delen blivit omvandlade till en massa, bestående av såväl färglös som brunfärgad glimmer. Angående strukturen hänvisas till O. R. sid. 148 och 149.

Tabellarisk överblick av analysmaterialet.

I. Mineralanalyser.

Punkterna för de enskilda mineralen med föränderlig sammansättning bestämmas på grund av mineralanalyser. Då emellertid endast få analyser av bergartsmineralen från Orijärvitrakten hava blivit utförda, måste även andra analyser komma till användning. Tyvärr äro de metamorfa bergarternas mineral överhuvudtaget ännu föga undersökta till sin sammansättning, och därför hänföra sig de flesta av de här använda analyserna till mineral från magmabergarter. Detta är naturligtvis en olägenhet, ty det är ju tänkbart, att de metamorfa bergarternas mineral icke äro identiska med dem som uppstått på magmatisk väg. De fall, där analyser av mineral av båda slagen föreligga, visa dock ingen principiell olikhet.

Biotit.

Av biotiten från Orijärvitraktens metamorfa bergarter finnas inga analyser. De i triangelpjektionerna använda analyserna äro

alla tagna från Cross, Iddings, Pirsson och Washington, «Quantitative Classification of Igneous Rocks», tab. XIV, utom analysen av biotit från hornfels, Kristianiatrakten, vilken tagits från Goldschmidts ofta anförda arbete. Det förefaller onödigt att här citera själva analyserna. Förutom de på grund av dessa beräknade projekteringsvärden anföras följande sammanställning även motsvarande tal för två olika biotitformler, vilka synas kunna betraktas som gränsformler.

Tab. X.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
A,	25.0	7.7	17.5	19.4	12.0	11.9	14.2	10.8
C	—	—	5.1	1.9	0.5	0.1	2.7	0.9
F	75.0	92.3	77.4	78.7	87.5	88.0	83.1	88.3
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
A.,	22.2	6.7	14.8	15.5	9.9	10.0	10.6	8.6
K	11.1	13.3	19.2	14.9	14.5	14.8	12.2	16.0
F	66.7	80.0	66.0	69.5	75.6	75.2	77.2	75.4
	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0	100.0	100.0

1. Formeln $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{MgO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{SiO}_2$.

2. Formeln $\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{K}_2\text{O} \cdot 12\text{MgO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 12\text{SiO}_2$.

3. Biotit från hornfels, Kristianiatrakten. Goldschmidt, Kristianiagebiet, p. 405.

4. Biotit från granodiorit, El Capitan, Yosemite Valley, Cal. Quant. Classification table. XIV a).

5. Biotit från kvartsmonzonit, Nevada Falls Trail, Yosemite Valley, Cal. Ibid. b).

6. Biotit från kvartsmonzonit, Walkerville St., Butte, Montana, Ibid. c).

7. Biotit från kvartsmonzonit, Bloods St., Alpin Co., Cal. Ibid. d).

8. Lepidomelan från granit, Cape Ann, Mass. Ibid. e).

Hornblende.

Hornblendevarieteter från somliga bergarter från Orijärvitrakten hava blivit analyserade. Dessa analyser finnas sammanställda i tab. XI, i vilken dessutom anføres den beräknade sammansättningen för några fall, där beräkningen utförts utan användning av någon hornblendeformel.

Tab. XI.

	9.	10.	11.	12.	13.
SiO ₂	45.71	46.3	49.32	48.2	44.09
Al ₂ O ₃	12.98	9.6	9.38	3.1	¹ 14.60
Fe ₂ O ₃	3.17	2.3	1.89	1.3	5.73
FeO	11.03	11.6	5.77	16.7	20.29
MnO	0.30	0.3	0.16	0.3	—
MgO	11.13	15.6	16.12	15.7	2.85
CaO	11.43	12.5	13.22	12.3	11.23
Na ₂ O	1.79	0.2	(0.34)	1.0	} 0.28
K ₂ O	0.47	—	(0.16)	0.5	
P ₂ O ₅	0.19	Cr ₂ O ₃ 0.2	—	—	—
TiO ₂	0.81	1.4	1.20	0.8	—
H ₂ O	1.36	—	1.b.	—	0.74
	100.37	100.0	97.56	99.9	99.81
A,	15.1	12.1	11.8	1.9	23.9
C	27.0	25.2	28.8	25.4	27.5
F	57.8	62.7	59.4	72.7	48.5
	99.9	100.0	100.0	100.0	100.0

9. Hornblende från amfibolit, Riilahden Sorro, Kisko. Analyt. Eskola Denna uppsats, s. 52.

10. Hornblende från hornblendegabbro, Sepänlampi, Kisko. Beräknad. O. R. s. 72.

11. Hornblende från amfibolperidotit, Pyhälampi, Suomusjärvi. Anal. Eskola. O. R. s. 91.

12. Hornblende från amfibolit nära Arbetarföreningens hus, Orijärvi, Kisko. Beräknad. O. R. s. 102.

13. Hornblende från hornblendeskarn, Haukia, Kisko. Analyt. Hork. Sustschinsky, Travaux de la Soc. Imp. des Naturalistes de St. Pétersbourg, vol. XXXVI, livr. 5, s. 203, not., 1912. Ref. O. R. s. 229

Dessutom hava de i Quantitative Classification tab. XIII anförda analyserna av hornblenden från bergarter av alkalikalkserien kommit till användning (tab. XII). Den nära överensstämmelsen med hornblenden från våra metamorfa bergarter framgår tydligt av projektionsvärdena, liksom av analyspunkternas lägen, varför jag icke ansett det nödigt att här citera själva analyserna.

¹ Med Mn₃O₄.

Tab. XII.

	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.
A,	10.6	9.8	11.7	9.0	11.5	24.4	16.5
C	27.4	27.4	23.6	25.5	29.0	27.7	26.1
F	62.0	62.8	64.6	65.3	59.4	48.0	57.6
	100.0	100.0	99.9	100.0	99.9	100.1	100.0

14. Hornblende från kvartsmonzonit, SE om Mt Hoffmann, Cal. Quant. Classific. tab. XIV a).
 15. Hornblende från kvartsmonzonit. Walkerville St., Butte, Mont. Ibid. b).
 16. Hornblende från dacit, Grenatilla, Spanien. Ibid. c).
 17. Hornblende från kvartsdiorit, S om Table Mountains, Cal. Ibid. d).
 18. Hornblende från hornblendegabbro, Beaver, Creek, Big Tree Quadrangle, cal. Ibid. e).
 19. Hornblende från andesit, Stenzelberg, Siebengebirge. Ibid. f).
 20. Hornblende från »hornblendediabas», Grävneek, nära Weilberg. Ibid. g).

Ytterligare beräknades fyra hornblendeanalyser (tab. XIII), valda ur det rikhaltiga material, som finnes samlat i Doelter's Handbuch der Mineralchemie, Bd II. Angående originalpublikationer hänvisas till detta arbete.

Tab. XIII.

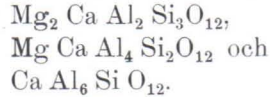
	21.	22.	28.	24.
A,	4.4	17.4	28.5	12.5
C	26.4	28.1	24.9	27.5
F	69.2	54.5	46.6	60.1
	100.0	100.0	99.9	100.1

21. Grönt hornblende, gångformigt i gneis. Mt Errins, Skottland. Op. cit. s. 612.
 22. Kokscharowit med lasursten i kalksten, Sljudjanka S om Baikalsjön. Ibid. s. 615.
 23. Hornblende från amfibolglimmerskiffer, Airolo. Ibid. 616.
 24. Hornblende från amfibolit, Palmer Center, Mass. Ibid. 620.

Dessa analyser representera den allra vanligaste typen av bergartsbildande hornblenden.¹ Såsom fig. 3 (sid. 40) visar, falla analys-

¹ När det ovan anförda redan var uppsatt, fick jag kännedom om Fords nyss utkomna sammanställning av de bästa hittills gjorda amfibolanalyserna (Zs. Kr. 1914), innehållande en del analyser, som skulle komplettera den här givna samlingen, dock utan att förändra den allmänna bilden.

punkterna inom ett smalt fält, som utgående från tremolitpunkten sträcker sig parallellt med A,F. Detta betyder, att förhållandet CaO: (MgO + Al₂O₃) håller sig närmelsevis konstant. Vid stigande Al₂O₃-halt förminskas MgO proportionellt. Den i hornblendet jämte tremolit ingående föreningen kan följaktligen uttryckas genom vilken som helst formel, som uppfyller nämnda villkor, förutsatt, att den formeln motsvarande punkten ligger ytterom eller i övre ändan av hornblendefältet. Sådana formler äro t. ex.



Den förstnämnda är den av Tschermak uppställda hornblendeformeln. Det hör icke till planen för denna uppsats att ingå i diskussion om hornblendets sammansättning, som utan tvivel icke kan uttömmade uttryckas med tillhjälp av endast två formler (av vilka den ena är CaMg₃Si₃O₁₂). I det följande skall jag använda den Tschermakska formeln för att uttrycka hornblendets relationer till anortiten. Av analysmaterialet framgår det nämligen, att de aluminiumrikaste hornblendena komma ganska nära till denna sammansättning¹, vilken sålunda kan anses utmärka den högsta gränsen för hornblendets Al₂O₃-halt. Med tillhjälp av samma formel kan den faktiskt vid metamorfismen ofta förekommande omsättningen mellan anortit och enstatit under bildning av hornblende på ett enkelt sätt uttryckas genom ekvationen



Antofyllit och cummingtonit.

Även antofyllit och cummingtonit böra räknas till mineral med föränderlig sammansättning. Utan tvivel äro alla inom Orijärvitrakten förekommande antofyllit- och cummingtonit-varieteter aluminiumhaltiga. Detta framgår, i frånvaro av analyser, även av deras optiska egenskaper, vilka i intet fall hava funnits överensstämma med de aluminiumfria antofylliternas egenskaper.

I sammanhang med två antofyllit-analyser anföres i tab. XIV även analysen av amfibol från amfiboliten vid Orijärvi gruva. Denna amfibol utgöres av en inhomogen blandning av hornblende och cummingtonit.

¹ I triangeln motsvarar denna sammansättning skärningspunkten av de från diopsid-punkten och tremolit-punkten parallellt med CA, resp. FA, utdragna linjerna. Denna punkt, i fig. 3 betecknad med H, faller ganska nära analyspunkterna 13 och 19.

Tab. XIV.

	25.	26.	27.	28.
SiO ₂	53.04	49.58	48.00	50.10
Al ₂ O ₃	6.43	8.10	7.63	7.35
Fe ₂ O ₃	1.24	3.35	1.11	0.00
FeO	15.47	12.32	26.11	22.86
MnO	0.26	0.31	0.18	0.25
MgO	18.46	15.41	12.66	16.64
CaO	3.08	7.99	0.64	0.60
Na ₂ O	i. b.	0.91	1.21	0.54
K ₂ O	i. b.	0.11	0.24	0.00
TiO ₂	0.42	0.56	1.00	0.73
V ₂ O ₅	—	—	—	0.09
H ₂ O	i. b.	¹ 1.12	1.09	1.15
	98.40	99.76	99.87	100.31
A,	8.8	10.7	8.1	7.8
C	6.8	18.2	1.4	1.3
F	84.4	71.0	90.5	90.9
	100.0	99.9	100.0	100.0
A ₁ ,	—	—	10.7	8.9
K	—	—	0.3	—
F	—	—	89.0	91.1
	—	—	100.0	100.0

25. Cummingtonit från cummingtonitamfibolit vid Orijärvi gruva. O. R. s. 222.

26. Amfibol från amfibolit vid Orijärvi gruva. O. R. s. 110.

27. Antofyllit från cordieritantofyllitfels från Träskböle, Perniö. O. R. s. 176, I.

28. Antofyllit från cordieritantofyllitfels från Träskböle, Perniö. O. R. s. 176, II.

¹ I originalavhandlingen uppges H₂O-procenten till 0.56. Detta värde hade erhållits genom en bestämning medelst en Penfields tub. Genom Penfields uppsats om amfibolens sammansättning (Am. J. Sc. 28, p. 23, 1907) fästes min uppmärksamhet senare på den omständigheten, att amfibolerna endast med svårighet avge sin vattenhalt vid upphettning i glasrör. Därför gjorde jag i detta fall vattenbestämningen ånyo på samma material, under iakttagande av att blästerlampans högsta möjliga hetta kom till användning, och resultatet blev i själva verket dubbelt högre. Bland analyser av hornblenderika bergar-

II. Bergartsanalyser.

I det följande skola alla hittills utförda analyser av Orijärvi-traktens metamorfa SiO_2 -mättade bergarter anföras, jämte deras beräknade projektionsvärden och bergarternas mineralsammansättning. Siffrorna i figurerna 3, 4 och 5 hänföra sig till analysnumrorna liksom vid mineralanalyserna.

Analyserna anföras i den ordning, att först I-gruppens bergarter upptagas, börjande med bergarter med CaO -överskott, ordnade efter sjunkande CaO -halt, varefter följa hornblende-plagioklas-, sedan hornblende-biotit-plagioklas-bergarterna och slutligen biotit-muskovit-plagioklas-bergarterna (tab. XV—XVIII). Alla dessa analyser finnas projicerade i A,CF-triangeln fig. 3. Analyserna av I-gruppens bergarter med Al_2O_3 -överskott, vilka sålunda föra glimmer, men äro hornblendefria, äro även uträknade för A,,KF-projektionen, och de motsvarande analyspunkterna återfinnas i fig. 5.

Sedan följa analyserna av II-gruppens bergarter, ordnade efter sjunkande Al_2O_3 -halt (tab. XIX och XX). Där hava vi först bergarter med mineralassociationerna cordierit, biotit, antofyllit, plagioklas, gränfallen cordierit, antofyllit, och cummingtonit, plagioklas, samt slutligen cummingtonit, plagioklas, hornblende. Alla dessa analyser finnas projicerade i A,CF-triangeln i fig. 4. Dessutom hava de hithörande Al_2O_3 -mättade bergarterna blivit uträknade för A,,KF-projektionen och återfinnas i motsvarande triangel, fig. 5.

Bergartens modus anføres i de fall den är känd; i annat fall nämnas de observerade mineralbeståndsdelarna ordnade efter avtagande mängd, så vidt den kunnat uppskattas. För mineralen hava därvid följande förkortningar använts.

Kvarts	Kv	Antofyllit	Af	Hornblende ..	Hb
Plagioklas	Pl	Cummingtonit Cm		Diopsid	Di
Albit	Ab	Cordierit	Crd	Andradit	Adr
Anortit	An	Andalusit	And	Kalcit	Kc
Kalifältspat ..	Kf ²	Titanit	Tt	Apatit	Ap
Mikroclin	Mr	Ilmenit	Il	Pyrit	Py
Muskovit	Mu	Magnetit	Mt	Magnetkis	Mtk
Biotit	Bi	Hematit	Hm	Epidot	Ep

ter från Orijärvi-trakten utfördes vattenbestämningen i regel medelst uppsmältning med soda i en platinaapparat. Vid den på sid. 100 anförda analysen användes dock Penfieldstubb-metoden, och det kan även i detta fall misstänkas, att vattenhalten utfallit för låg.

¹ Somliga hithörande associationer, t. ex. de andalusitförande, hava hittills icke blivit analyserade.

² Med Kf betecknas kalifältspat som isomorf blandning i plagioklasen.

Tab. XV.

	29.		30.		31.		32.		33.	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO ₂	42.84	.714	49.61	.827	61.70	1.028	52.98	.883	49.73	.829
Al ₂ O ₃	4.56	.045	15.21	.150	13.83	.135	17.49	.172	16.05	.158
Fe ₂ O ₃	10.60	.066	0.89	.006	1.26	.008	0.54	.003	2.44	.014
FeO	8.94	.124	8.77	.122	5.59	.078	6.39	.089	7.96	.111
MnO	0.63	.008	0.05	—	0.15	.002	0.13	.001	0.20	.003
MgO	4.03	.101	5.02	.125	2.18	.056	6.00	.150	7.84	.196
CaO	26.24	.469	16.32	.291	17.40	.132	11.33	.203	10.22	.182
Na ₂ O	0.00	—	1.20	.019	3.37	.055	3.16	.052	2.99	.048
K ₂ O	0.12	—	1.36	.015	2.42	.026	0.31	.003	0.61	.006
TiO ₂	0.35	.004	0.56	.007	0.72	.009	0.78	.010	0.56	.007
P ₂ O ₅	0.05	.001	0.19	.001	sp.	—	—	—	0.12	.001
CO ₂	0.95	.022	0.86	.019	0.23	.003	—	—	—	—
H ₂ O +	} 0.78	—	0.55	—	{ 0.52	—	0.42	—	0.87	—
H ₂ O -										
	100.09		100.59		99.53		99.68		99.75	
A,	13.2		19.2		19.0		21.6		19.5	
C	56.9		41.9		39.1		35.2		29.5	
F	29.9		38.9		41.9		43.2		51.1	
	100.0		100.0		100.0		100.0		100.1	
Modus	Adr 46.70 %	Pl	Pl	Pl (Ab ₄₅)	Hb 71.30 %					
	Di 46.00 »	Di	Hb	Hb 56.3 %	{ Ab 14.15 »					
	Kv 2.35 »	Hb	Kv	Kv 39.0 %						
	Kc 2.16 »	Mr	Mr	Tt 1.2 »		An 10.56 »				
	Mt 2.00 »	Kc	Ep.			Or 1.67 »				
	Ap 0.13 »	Kv	Di		Kv 1.80 »					
		Tt 0.6 %	Tt 0.3 %							
		Ap.	Kc							
	99.34 »			100.0 »	99.48 »					

29. Andraditskarn, Perheentupa, Kisko. Denna uppsats s. 46.
 30. Diopsidamfibolit, nära Vetjo, Orijärvi, Kisko. Denna uppsats s. 49.
 31. Agglomerat, Valkjärvi, Tenala. O. R., s. 153.
 32. Amfibolit, vid Arbetareföreningens hus, Orijärvi. O. R., s. 100.
 33. Amfibolit, Riilahden Sorro, Kisko. Denna uppsats s. 51.

¹ Med 0.04 % BaO.

Tab. XVI.

	34.		35.		36.		37.		38.	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO ₂	50.56	.843	52.39	.873	50.83	.847	68.11	1.136	69.52	1.159
Al ₂ O ₃	¹ 16.44	.161	17.56	.173	20.78	.204	14.40	.141	13.58	.133
Fe ₂ O ₃	1.78	.011	1.33	.008	1.33	.008	1.03	.006	0.51	.003
FeO	6.67	.093	11.27	.157	7.43	.103	2.67	.038	3.75	.052
MnO	0.16	.002	i. b.	—	0.14	.002	0.08	.001	0.19	.003
MgO	7.70	.193	4.87	.122	2.77	.070	1.22	.031	1.22	.030
CaO	10.06	.180	8.84	.157	10.25	.183	³ 4.95	.087	4.53	.080
Na ₂ O	2.25	.036	2.18	.035	2.50	.040	2.61	.042	3.55	.057
K ₂ O	0.90	.010	0.60	.006	1.51	.016	3.09	.033	1.47	.016
TiO ₂	0.96	.012	0.72	.009	1.06	.014	0.47	.006	0.64	.008
P ₂ O ₅	0.12	.001	—	—	0.35	.003	0.12	.001	0.20	.001
S	0.10	.003	—	—	—	—	0.08	.002	—	—
H ₂ O +	2.06	—	0.65	—	0.74	—	0.57	—	} 0.71	—
H ₂ O —	0.23	—	0.22	—	0.11	—	0.17	—		
	99.99		100.63		99.8		99.57			
A,	21.9		25.1		31.9		32.9		29.0	
C	30.8		28.1		33.6		37.9		31.8	
F	47.3		46.9		34.6		29.2		39.2	
	100.0		100.1		100.1		100.0		100.0	
Modus	Hb	54.5 %	Hb	54.0 %	Pl		Pl		Kv	34.1 %
	Pl	37.0 »	Pl(Ab ₃₀)	34.5 »	Hb		Kv		{Ab	26.4 »
	Kv	4.3 »	Kv	4.0 »	Bi		Mr		{An	8.6 »
	Bi	1.8 »	Bi	3.0 »	Kv		Hb		Hb	20.1 »
	Il	} 1.7 »	Or	2.0 »	Mr		Bi		Mr	7.3 »
	Mt		Il	} 2.5 »	Tt	2.0 %	Il	0.8 %	Ep	1.7 »
	Ap	0.5 »	Il			Il	1.0 »	Ap	0.3 »	Bi
	Py	0.2 »	Mt		Ap	1.0 »	Ap	0.3 »	Tt	0.8 »
	100.0 »		100.0 »					Ap	0.3 »	

34. Hornblendegabbro, Sepänlampi, Kisko. O. R., s. 71.

35. Amfibolit, Liipola, Kisko. O. R., s. 104.

36. Hornblendegabbro, Mäkijärvi, Kisko. O. R., s. 87.

37. Dacit, Valkjärvi nära Skogböle, Tenala. O. R., s. 137.

38. Dacitisk leptit, Vetjo, Orijärvi, Kisko. O. R., s. 141.

¹ Med 0.06 % Cr₂O₃. — ² Allt beräknat som ilmenit. — ³ Med O, 12 % BaO.

Tab. XVII.

	39.		40.		41.	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO ₂	74.79	1.246	71.50	1.192	71.36	1.189
Al ₂ O ₃	12.33	.121	13.79	.136	13.31	.130
Fe ₂ O ₃	0.37	.003	0.76	.005	0.99	.006
FeO	0.97	.014	2.07	.029	3.36	.047
MnO	0.04	—	0.06	.001	0.10	.001
MgO	1.23	.031	1.47	.037	0.87	.022
CaO	2.79	.050	3.54	.063	2.85	.051
Na ₂ O	5.76	.094	4.48	.073	3.58	.058
K ₂ O	0.42	.004	1.11	.012	2.26	.024
TiO ₂	0.29	.004	0.34	.004	0.34	.004
P ₂ O ₅	0.08	.001	0.10	.001	0.21	.001
CO ₂	0.31	.007	—	—	—	—
H ₂ O +	0.43	—	0.39	—	0.45	—
H ₂ O —	0.11	—	0.17	—	0.25	—
	99.92		99.78		99.93	
A,	22.8		31.3		29.8	
C	37.7		31.3		31.0	
F	39.4		37.4		39.0	
	99.9		100.0		99.9	
Modus	{Pl (Ab ₉₃) 53.0 %	{Ab 38.2 %	{Kv 36.1 %			
	{Or 2.0 »	{An 10.5 »	{Ab 30.4 »			
	{Kv 34.1 »	{Kv 31.3 »	{An 5.3 »			
	{Hb 7.3 »	{Hb 10.9 »	{Mr 9.0 »			
	{Bi 1.0 »	{Mr 6.2 »	{Bi 7.4 »			
	{Tt 0.7 »	{Tt 0.8 »	{Hb 4.7 »			
	{Kc 0.7 »	{Bi 0.5 »	{Mt 1.5 »			
	{Ep 0.5 »	{Ep 0.5 »	{Il 0.2 »			
	{Ap 0.2 »	{Ap 0.2 »	{Tt 0.4 »			
			{Ap 0.2 »			
	99.5 »	99.1 »	98.9 »			

39. Felsitisk apofys från Orijärvi-granit, Arbetareföreningens hus, Orijärvi, Kisko. O. R., s. 57.

40. Porfyrisk gränsmodifikation av Orijärvi-granit. Nära Arbetareföreningens hus, Orijärvi, Kisko. O. R., s. 55.

41. Orijärvi-granit. W om Salmi, Orijärvi, Kisko. O. R., s. 41.

Tab. XVIII.

	42.		43.		44.		45.		46.	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO ₂	71.69	1.195	72.06	1.201	74.50	1.242	78.02	1.300	78.40	1.307
Al ₂ O ₃	13.58	.133	12.51	.123	12.11	.119	12.22	.120	12.13	.119
Fe ₂ O ₃	0.62	.004	0.72	.004	0.59	.004	0.61	.004	0.66	.004
FeO	3.78	.053	3.93	.054	2.81	.039	0.86	.012	0.76	.011
MnO	0.10	.061	0.19	.003	0.05	.001	0.01	—	0.03	—
MgO	1.16	.029	4.14	.103	1.35	.034	Sp.	—	0.43	.011
CaO	2.23	.039	1.70	.030	0.76	.041	0.41	.007	0.64	.011
Na ₂ O	3.90	.063	1.59	.026	2.55	.041	4.28	.069	1.68	.027
K ₂ O	1.53	.016	2.20	.023	3.39	.036	3.16	.034	4.52	.048
TiO ₂	0.34	.004	0.34	.004	0.27	.003	0.11	.001	0.17	.003
P ₂ O ₅	i. b.	—	—	—	0.05	.000	—	—	—	—
H ₂ O +	} 0.67	—	1.03	—	} 0.95	—	0.35	—	0.61	—
H ₂ O —										
	99.60	100.41	99.76	100.16	100.18					
A,	32.9	29.1	35.2	47.2	59.3					
C	19.9	11.2	8.4	19.5	13.6					
F	47.1	59.7	56.4	33.3	27.2					
	99.9	100.0	100.0	100.0	100.1					
A,,	18.9	20.7	24.2	18.5	34.6					
K	13.1	10.0	24.8	63.0	44.9					
F	68.1	69.2	51.0	18.5	20.6					
	100.1	99.9	100.0	100.0	100.1					
Modus	Pl _(Ab₈₀) 41.4 %	Kv 46.8 %	Kv 45.1 %	Kv 40.0 %	Kv 50.0 %					
	Kv 38.4 »	Bi 34.4 »	{ Ab 21.5 »	Mr 17.8 »	{ Ab 14.1 »					
	Bi 17.5 »	Pl _(Ab₅₇) 18.8 »	{ An 3.1 »	Pl _(Ab₉₆) 38.1 »	{ An 3.1 »					
	Kl } 1.9 »		Bi 16.9 »	Bi(+Mu)2.2 »	Mr 16.1 »					
	Ep } 1.9 »		Mr 10.0 »	Mt 0.6 »	Mu 10.9 »					
	Kc 0.2 »		Tt 0.6 »	Tt 0.1 »	Bi 5.7 »					
	Ap 0.2 »									
		99.6 %	100.0 %	97.2 %	98.8 %	99.9 %				

42. Gränsmodifikation av Orijärvigranit, nära Arbetareföreningens hus, Orijärvi, Kisko. O. R., s. 54.

43. Biotit-plagioklasgneis, nära Ilijärvi, Kisko. O. R., s. 229.

44. Kvarterporfyrisk leptit, Lapinkylä, Kisko. O. R., s. 132.

45. Leptit, Liipola, Kisko. O. R., s. 145.

46. Leptit, Aijala, Kisko. O. R., s. 143.

Tab. XIX.

	47.		48.		49.		50.	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO ₂	59.26	.988	64.9	1.082	51.50	.858	57.65	.961
Al ₂ O ₃	17.88	.175	18.4	.180	19.67	.193	16.84	.163
Fe ₂ O ₃	0.09	.001	1.2	.008	0.34	.002	0.85	.005
FeO	7.79	.108	4.5	.063	10.62	.147	10.33	.143
MnO	0.23	.003	—	—	0.12	.001	i. b.	—
MgO	2.54	.064	4.8	.120	5.94	.144	5.30	.133
CaO	3.50	.063	2.3	.041	0.67	.013	1.28	.023
Na ₂ O	2.86	.047	0.3	.005	0.18	.003	2.34	.037
K ₂ O	3.18	.034	2.2	.023	5.54	.059	2.36	.026
TiO ₂	0.71	.009	0.2	.003	0.70	.009	1.60	.020
S	—	—	—	—	0.11	.003	—	—
P ₂ O ₅	0.21	.0015	—	—	—	—	—	—
H ₂ O + H ₂ O —	1.35	—	1.2	—	4.36	—	1.08	—
	99.63		100.0		99.75		99.63	
A,	29.0		41.7		30.4		26.9	
C	17.7		10.7		3.0		5.9	
F	53.3		47.6		66.7		67.2	
	100.0		100.0		100.1		100.0	
A,,	15.1		36.6		25.5		22.0	
K	13.9		7.1		12.5		7.0	
F	71.0		56.3		62.0		70.8	
	100.0		100.0		100.0		100.0	
Modus	Bi		Kv	36 %	Bi		Pl (Ab ₈₀)	25.1 %
	Pl (Ab ₆₀)		Crd	27 »	Mu		Bi	24.9 »
	Kv		Bi	21 »	Crd		Kv	18.8 »
	Crd		Pl (Ab ₂₅)	14 »	Kl		Af }	16.9 »
	Il 0.5 %		Mu	2 »	Kv		Cm }	
	Ap 0.5 »				Ap		Crd	12.8 »
					Py etc.		Il	2.0 »
				Rutil				
		100 %					99.7	

47. Cordieritleptit, Syväkorpi, Kisko. Denna uppsats s. 54.

48. Cordieritgneis, vid Orijärvi gruva, beräknad från modus. O. R., s. 211.

49. Mörkfärgat band i andalusitförande bergart, nära Iilijärvi, Kisko. O. R., s. 217.

50. Cordieritantofyllitgneis, Tarklahti, Orijärvi, Kisko. O. R., s. 198.

Tab. XX.

	51.		52.		53.	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO ₂	48.00	.800	53.40	.890	50.99	.850
Al ₂ O ₃	18.62	.182	16.33	.160	¹ 15.26	.150
Fe ₂ O ₃	1.07	.007	0.78	.005	1.87	.012
FeO	16.18	.225	9.72	.135	8.09	.115
MnO	0.13	.002	0.23	.003	0.18	.002
MgO	11.85	.296	7.46	.187	10.00	—
CaO	0.64	.012	6.16	.111	8.60	.250
Na ₂ O	0.23	.004	3.50	.056	2.67	.154
K ₂ O	0.01	.000	0.04	—	0.38	.044
TiO ₂	2.06	.026	1.75	.022	0.65	.004
	Fe ₇ S ₈ 0.15	.002	—	—	S 0.08	.009
P ₂ O ₅	0.09	.001	—	—	—	—
H ₂ O+	1.50	—	0.52	—	0.95	—
H ₂ O—	V ₂ O ₃ 0.04	—	—	—	0.10	—
	100.57				99.82	
A,,	26.0		20.6		18.3	
C	1.7		21.2		24.8	
F	72.3		58.1		57.0	
	100.0		99.9		100.1	
A,,	25.1					
K	0.0					
F	74.9					
	100.0					
Modus	Af	47.62 %	Pl (Ab ₅₅)	48.9 %	Hb } 64.45 %	
	Crd	46.55 »	Cm	47.9 »	Cm }	
	Il	3.27 »	Il	3.0 »	Pl ² (Ab ₅₃)	36.45 »
	Kv	1.40 »	Hem	0.2 »	Il	0.46 »
	Hem	0.93 »			Py	0.18 »
	Mtk	0.15 »				
	Ap	0.39 »				
		100.31		100.0		101.54

51. Cordierit-antofyllitfels, Träskböle, Perniö. O. R., s. 171.

52. Cummingtonitamfibolit, Kurksaari, Määrijärvi, Kisko. O. R., s. 223.

53. Amfibolit, cummingtonitförande, vid Orijärvi gruva. O. R., s. 109.

¹ Med 0.08 % Cr₂O₃.² Innehåller största delen av bergartens K₂O-halt.

Översikt av bergarterna.

Det har redan påpekats, huru Orijärvitraktens metamorfa bergarter från genetisk synpunkt kunna indelas. Denna indelning gestaltar sig på följande sätt:

- A. *Superkrustala bergarter.*
 - a. Sedimentogena bergarter.
 - b. Vulkanogena bergarter.
- B. *Infrakrustala bergarter.*
 - a. Plutonogena bergarter.
 - b. Pneumatolytiska bildningar.

Denna gruppering kunde tagas som utgångspunkt för en mera detaljerad klassifikation, antingen från rent kemisk eller från kemiskt-mineralogisk ståndpunkt. I det följande skall dock en sådan indelning icke tillämpas, emedan de genetiska förhållandena i många fall icke kunna med säkerhet fastställas. Så är det ofta omöjligt att avgöra, huruvida en bergart hör till de sedimentogena eller vulkanogena. Likaledes är det icke alltid möjligt att med säkerhet skilja mellan sedimentogena och pneumatolytiska bildningar. En indelning på genetisk grundval kan sålunda giva olika resultat, beroende på indelarens subjektiva åsikter.

En annan klassifikation kan baseras på den kemiska sammansättningen, sådan den tillkännager sig i ineralsammansättningen. De till en bestämd facies hörande bergarterna betraktas då som en självständig grupp av färdiga produkter. I andra rummet kunna härvid nog även de genetiska förhållandena få sin belysning, såsom framgår av det följande.

En sådan kemiskt-mineralogisk systematik framlyser också som en naturlig konsekvens av de redan anförda betraktelserna över sammanhanget mellan kemisk och mineralogisk sammansättning, och vi kunna utan vidare övergå till tillämpningen av densamma. I stället för vanliga bergartsnamn skola i följande sammanställning endast de karakteristiska mineralassociationerna anföras.

Grupp I.

De CaO-mättade och de K₂O-mättade bergarterna. Till varje mineralassociation kan ytterligare komma mikroklin.

1. De CaO-mättade bergarterna.
 - Wollastonit.
 - Wollastonit, diopsid.
 - Wollastonit, kalkgranat.
 - Wollastonit, diopsid, kalkgranat.
 - Kalkgranat.

- Diopsid, kalkgranat.
 Kalkgranat, anortit.
 Diopsid, kalkgranat, anortit.
 Diopsid, anortit.
 Diopsid, anortit, hornblende.
 Hornblende, anortit.
 Hornblende.
2. De K_2O -mättade bergarterna.
 Hornblende, anortit, biotit.
 Hornblende, biotit.
 Biotit, anortit.
 Biotit.
 Biotit, anortit, muskovit.
 Biotit, muskovit.
 Muskovit, anortit.
 Muskovit.

Grupp II.

Bergarter med CaO -brist och K_2O -brist. Mikroklin förekommer icke, men plagioklas kan tillkomma i varje association.

1. Bergarter med Al_2O_3 -överskott.
 Andalusit.
 Andalusit, muskovit.
 Andalusit, cordierit.
 Andalusit, muskovit, cordierit.
 Muskovit, cordierit.
 Muskovit, cordierit, biotit.
 Cordierit, biotit.
 Cordierit.
 Cordierit, biotit, antofyllit.
 Cordierit, antofyllit.
 Antofyllit, biotit.
 Antofyllit.
2. Bergarter med Al_2O_3 -brist.
 Antofyllit, biotit, hornblende.
 Antofyllit, hornblende.

I denna sammanställning anföras nu alla de mineralassociationer, som med ledning av triangelprojektionerna synt mig vara tänkbara. De innesluta alla faktiskt observerade associationer¹, men förutom dessa även några som hittills icke blivit anträffade. I det

¹ Förutom det på sid. 29 relaterade fallet andalusit, muskovit, cordierit, biotit.

följande skall ännu givas en översikt av de observerade associationerna, jämte några anmärkningar om deras genetiska natur.

Grupp I.

1. De CaO-mättade bergarterna.

Wollastonit och diopsid äro huvudbeståndsdelarna i kalksilikat-hornfels från Söder-Sundvik i Kimito. Jämte dessa mineral innehåller bergarten mycket kalkspat och små mängder av kvarts. Vesuvian har även anträffats.

Grossular-förande kalksilikat-hornafelser existera nog även inom området, ehuru de icke synas spela någon viktigare roll¹. Emedan jag hittills icke mikroskopiskt studerat ett enda fall, måste en behandling av dem lämnas till framtiden.

Diopsid, andradit. Huvudbeståndsdelarna i andraditskarn (analys 29, tab. XV Jfr. ovan sid. 46). Att analyspunkten i detta fall ligger inom diopsid-kalkgranat-anortitfältet, beror naturligtvis därpå, att diopsiden i verkligheten är aluminiumhaltig och dess analyspunkt ligger ovanom den teoretiska punkten.

Diopsid allena bildar huvudmassan i vissa pyroxen-skarn.

Diopsid, anortit och hornblende äro karakteristiska för diopsidamfiboliterna, för vilka ovan ett typiskt exempel beskrivits (analys 30; jfr. sid. 48). Dessa bergarter betraktas av mig som sedimentogena bildningar, närmare bestämt som metamorfa produkter av mergelstenar. Utom i dessa förekommer samma association ofta i mandelstenar och agglomerater (analys 31, tab. XV sid. 62), således vulkanogena bergarter. Den höga CaO-halten i dessa är i alla för mig kända fall av sekundärt ursprung med hänsyn till originalbergarten, men om dessa metamorfa bergarter betraktas som självständiga, så böra mineralassociationerna anses vara primära.

Hornblende, anortit. Denna association utgör egentligen gränsfallet mellan bergarter med CaO-överskott och sådana med CaO-brist, men är ganska allmän. Bland sedimentogena bergarter har den tillsvidare icke observerats, men väl bland såväl vulkanogena som plutonogena bergarter med oförändrad sammansättning (analyserna 32 och 33, tab. XV, sid. 62). Anortithalten i plagioklasen uppgår till högst 50%. Den vanliga förekomsten av hornblendeplagioklasbergarter utan diopsid eller biotit sammanhänger med den omständigheten, att en motsvarande kemisk sammansättning ofta förekommer hos basalter och gabbror.

¹ De av Sustschinsky omnämnda (Op. cit. p. 79) »grossular-diopsid-hornfelserna» äro bildade vid själva kontaktytan mellan kalksten och granit och synas mig icke kunna betraktas som egentliga bergarter.

Hornblende utgör den enda beståndsdel i de mest typiska hornblenditerna samt i hornblendeskarn.

2. De K_2O -mättade bergarterna.

Hornblende, anortit, biotit. Denna mineralkombination har ofta anträffats i sedimentogena bildningar, t. ex. sådana som övergå i diopsidamfiboliter. Men i synnerhet är denna association den mest karakteristiska för eruptivogena metamorfa bergarter, till sammansättningen motsvarande mycket olika klasser från gabbro ända till granit (analyserna 34—41, tab. XVI och XVII). Analyspunkternas läge uttrycker tydligast mängdförhållandet mellan anortit och hornblende, och en blick på fig. 3 visar, att detta förhållande icke är beroende på SiO_2 -mängden: i triangeln komma amfiboliter och granitbergarter nära varandra. Skulle en större analys-samling föreligga, så skulle förtätningen av analyspunkter i trakten mellan hornblendefältet och anortitpunkten göra sig ännu mera märkbar. I fall hornblendets sammansättning är känd, framträder även biotitens mängdförhållande till hornblendet tydligt af triangelprojektion.

Biotit, anortit. Associationen förekommer i alla genetiskt olika bergartsgrupper, men är speciellt karakteristisk för eruptivogena bergarter av granitisk sammansättning (analys 42, tab. XVIII). Analys 43 (tab. XVIII) representerar en pneumatolytiskt omvandlad bergart utan mikroklin, liksom den föregående¹. Analys 44 representerar en leptitbergart, i vilken även mikroklin är närvarande.

Biotit jämte mikroklin och kvarts, men utan plagioklas anträffas i många finkorniga leptitbergarter. Deras ursprung kan svårigen med säkerhet fastställas.

Biotit, anortit, muskovit. Även dessa mineral förekomma tillsammans i bergarter med granitisk sammansättning (analyserna 45 och 46, tab. XVIII), men det är sannolikt, att många av de hit-hörande leptiterna dock ursprungligen varit sedimentbergarter.

Grupp II.

1. Bergarter med Al_2O_3 -överskott.

Andalusit, muskovit, cordierit. Jfr. sid. 30.

Muskovit, cordierit, biotit. En synnerligen allmän association i sedimentogena såväl som i pneumatolytiska bergarter. Till de förstnämnda höra cordieritleptiterna (analys 47, tab. XXI, jfr. sid. 53), till de senare hör möjligen en del cordieritgneiser (analys

¹ Emedan biotiten är det enda mineral i dessa bergarter, som kommer till uttryck i A_1KF projektionen, representera bergarternas analyspunkter tillika den i dem ingående biotitens sammansättning.

48, tab. XIX) (Jfr. O. R. sid. 254) och ganska säkert kvartscordieritfels (jfr. O. R. s. 209), som i talrika fall består enbart av cordierit, biotit och muskovit samt kvarts.

Analys 49 (tab. XIX) återger sammansättningen av en hithörande mineralassociation utan plagioklas. Bergarten är dock i detta fall i hög grad sekundärt omvandlad och innehåller därför mycket klorit, vilken tydligen icke hör till den vid metamorfismen bildade stabila kombinationen.

Cordierit, biotit. Även denna association observeras ofta i cordieritgneiser och -leptiter.

Cordierit med endast kvarts bildar den mest typiska bland de s. k. malmkvartsiterna, till vilka även ovan omnämnda kvartscordieritfels hör.

Cordierit, biotit, antofyllit. Också denna association förekommer så väl i sedimentogena som i pneumatolytiska bergarter. Till de förra höra vissa inlagringar i cordieritleptiter, vilka jämte de tre ovannämnda mineralen innehålla plagioklas och kvarts. Av samma huvudbeståndsdelar består den bergart, som jag kallat cordierit-antofyllitgneis (analys 50). Dessa bergarters sammansättning har säkert påverkats av pneumatolytiska agentier, men det är ej uteslutet, att bergarterna redan ursprungligen varit aluminiumrika lersediment (O. R. s. 254). En otvivelaktigt pneumatolytisk bildning är däremot cordieritantofyllitfelsen, en bergart, vilken i Orijärvi-avhandlingen egnats jämförelsevis stor uppmärksamhet till följd av dess egendomliga sammansättning. Den innehåller jämte de typiska mineralen endast kvarts som huvudbeståndsdel.

Cordierit, antofyllit. Exceptionellt gränsfall, vilket förutsätter en närmelsevis kalifri bergart som ursprungsmaterial. Associationen jämte en obetydlig mängd kvarts förefinnes dock i vissa typer av cordieritantofyllitfels (analys 51, tab. XX).

Antofyllit, biotit jämte plagioklas anträffas i vissa bergartstyper, som beteckna övergången från cordieritantofyllitgneis till biotitgneis, och har blivit observerad bl. a. i plagioklasantofyllitgneisen från Tarklahti, Orijärvi (O. R. s. 201). Här tillkommer ofta cummingtonit i association med de övriga.

Antofyllit. Endast antofyllit anträffas i vissa lager av besläktade bergarter i trakten av Orijärvi gruva. Med plagioklas finnes den associerad i cummingtonitamfibolit (analys 52, tab. XX).

2. Bergarter med Al_2O_3 -brist.

Antofyllit, biotit, hornblende och

Antofyllit, hornblende, med plagioklas och med cummingtonit i stället för antofyllit bilda övergångsleder mellan de typiska

cumingtonitamfiboliterna och hornblendeamfiboliterna (analys 53, tab. XX).

Den ovan givna sammanställningen av analysmaterialet bekräftar fullständigt vår i förväg uppställda förmodan, att Orijärvi-traktens metamorfa bergarter kunna hänföras till en enhetlig facies. Varje bergart får i triangelprojektionerna en projektionspunkt, som står i överensstämmelse med dess mineralogiska sammansättning, d. v. s. faller inom det fält, som begränsas av räta linjer, dragna genom de punkter, vilka motsvara de konstituerande mineralens sammansättning.

I vissa fall förefinnes tvetydigheter eller t. o. m. skenbara motsägelser (t. ex. fallet andraditskarn), men det inses lätt, att dessa betingas genom att mineralen ega en föränderlig sammansättning, vilken icke är känd i varje specialfall.

Bergarter med SiO_2 -brist.

Såsom redan nämndes (s. 27), äro mineralassociationerna i bergarter med SiO_2 -brist mycket olika mot dem, som anträffas i de SiO_2 -mättade bergarterna. Emedan de förra i Orijärvi-trakten äro mycket mindre allmänna, hava de vid de hittills utförda undersökningarna endast sällan blivit påträffade, och ganska litet kan tillsvidare sägas angående sambandet mellan den kemiska och mineralogiska sammansättningen. Ett par exempel skola dock omtalas här nedan.

De förut omnämnda diopsidamfiboliterna äro SiO_2 -mättade, och det var i dessa jag gjorde den iakttagelsen, att diopsid icke förekommer tillsammans med biotit. Så snart biotit vid en övergång till biotitleptit inställer sig, försvinner diopsid och tvärtom. Jag hade gjort denna observation så många gånger, att jag började anse det vara en allmän regel, att närvaro av diopsid utesluter närvaron av biotit. Men sedan upptäckte jag flere bergarter, som innehålla båda dessa mineral samtidigt, och tillika med dem hornblende. Dessa bergarter äro mandelstenar och agglomerater av basaltisk sammansättning. Vid en närmare granskning under mikroskopet visade det sig nu, att sådana bergarter äro kvartsfria, och med det samma var sammanhanget klart. Frånvaron av kvarts betyder i detta fall, att siliciumdioxidmängden är otillräcklig för att vid sidan av metasilikaterna diopsid och hornblende hela kalihalten skulle kunna ingå i det SiO_2 -rika fältspatmineralet mikroklin, utan det uppstår ett ortosilikalthaltigt mineral, biotit. För att närmare

grunda denna uppfattning underkastades en sådan bergart kemisk analys. Det var mandelstens-amfiboliten från Valvinokka vid vestra stranden av Määrijärvi sjö i Kisko. Analysen utfördes under min ledning av fil. mag. M. Sauramo. Den i detta fall synnerligen viktiga alkalibestämningen utfördes av oss båda tillsammans under iakttagande av den största omsorg. Resultatet var följande (tab. XXI).

Tab. XXI.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm	
SiO ₂	45.98	.766	51.1	Ortoklas	14.46
Al ₂ O ₃	16.35	.162	10.7	Albit	18.08
Fe ₂ O ₃	1.78	.011	7.9	Anortit	25.02
FeO	6.93	.096		Nefelin	2.98
MnO	0.14	.002		Σ Sal 60.54	
MgO	7.61	.190		12.5	Diopsid {
CaO	11.07	.198	13.1	Ca SiO ₃	5.34
Na ₂ O	2.81	.045	3.0	Mg SiO ₃	3.20
K ₂ O	2.46	.026	1.7	Fe SiO ₃	1.85
TiO ₂	0.57	.008	—	Olivin {	
P ₂ O ₅	0.19	.0014	—	Mg ₂ SiO ₄	11.06
CO ₂	2.60	.059	—	Fe ₂ SiO ₄	6.58
H ₂ O	1.07	—	—	Kalcit	5.90
				Apatit	0.47
				Magnetit	2.55
				Ilmenit	1.22
				Σ Fem 38.17	
	99.56		100.0		98.71

Mineralbeståndsdelarna, ordnade i deras relativa mängdförhållanden, äro: plagioklas, som på optisk väg bestämts till Ab₆₄An₃₈ (O. R., s. 105), hornblende, biotit, diopsid, kalcit, titanit och apatit.

Kalcit och diopsid förekomma främst i mandlarna. Men många av dessa äro till den grad omvandlade, att de äro svåra att upptäcka. Genom att successivt studera först de största och bäst bibehållna och sedan de allt mera otydliga får man en god inblick i reaktionsförloppet vid kalcitmandlarnas metamorfa omvandling. Först har diopsid bildat sig genom en omsättning mellan kalcit och sili-katerna. Senare har porlösningen ännu innehållit ett överskott av MgO, vilket då börjat omvandla diopsid till grönt hornblende, och slutligen har även biotiten infunnit sig, så att de små mandelresterna ofta endast genom sin diopsidhalt skilja sig från den omgivande granoblastiska grundmassan. Man kan således ej tänka sig, att omvandlingsprocessen ännu icke nått jämnvikten; tvärtom synes allt vara omvandlat, som i föreliggande system kunde omvandlas, och även kalcitresterna måste betraktas som stabila relikter.

Beräknas projektionsvärdena A,CF för denna bergart, så erhålles

$$\begin{array}{r} A, = 19.5 \\ C = 25.4 \\ F = 55.0 \\ \hline 99.9 \end{array}$$

Projektionspunkten faller inom hornblendefältet (fig. 3). Detta betyder, att om bergartens hela Na_2O -mängd bindes som albit och K_2O -mängd som mikroklin, så har resten av baserna en sammansättning, som motsvarar ett hornblende. I stället för anortit, biotit och diopsid kunde uppstå endast hornblende. Men efter avdragning av de för albit och mikroklin erforderliga mängderna av SiO_2 finnas endast 341 mol. SiO_2 kvar mot 405 mol. disponibelt CaO , MgO och FeO . Metasilikatbildning är utesluten, hela systemet måste anordnas på ett annat sätt.

Det kan synas besynnerligt, att normen uppvisar en liten mängd nefelin, ehuru icke ens hela MgO -överskottet över diopsiden är faktiskt närvarande som ortosilikat, utan delvis i hornblendet. Saken får dock en naturlig förklaring vid en granskning av biotitformlerna. Formeln $2 \text{H}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{Mg}_2 \text{SiO}_4$ (punkt B₁, fig. 5) visar, fränsett olivinmolekylen, K_2O och SiO_2 i samma förhållande, som föreligger i fältspat. Men denna formel motsvarar ganska sällan biotiternas verkliga sammansättning, som uppstår K_2O i större proportion. Mycket närmare det vanliga förhållandet kommer formeln $\text{H}_2\text{O} \cdot 2 \text{K}_2\text{O} \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2 \cdot 6 \text{Mg}_2 \text{SiO}_4$ (punkt B₂, fig. 5), i vilken $\text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2 = 2 : 6$ mot fältspatens $1 : 6$.

Ett annat mycket instruktivt exempel på huru en bergart med SiO_2 -brist förhåller sig vid metamorfismen, utgör den metamorfiska peridotiten från Pyhälampi, Suomusjärvi (O. R. s. 90). Analysen jämte modus må här återgivas (tab. XXII).

Tab. XXII.

	%	Mol. prop.	Modus
SiO ₂	42.96	.716	Hornblende 66.9 %
Al ₂ O ₃	8.11	.079	Olivin 15.1 »
Fe ₂ O ₃	3.31	.021	Serpentin m. fl. omvandlingsprodukter 14.0 »
FeO	10.36	.144	Diallag 3.5 »
MnO	0.23	.003	Kromit ¹ 0.2 »
NiO	0.05	.001	Pleonast 0.2 »
MgO	19.30	.482	Pyrrhotit 0.1 »
CaO	9.65	.171	100.0 »
Na ₂ O	0.24	.004	
K ₂ O	0.11	.001	
TiO ₂	1.27	.016	
Cr ₂ O ₃	0.24	.002	
S	0.06	.002	
H ₂ O+	3.46	—	
H ₂ O—	0.47	—	
	99.82		

Beräknas även här projektionsvärdena i A,CF-triangeln, så erhållas:

$$\begin{aligned}
 A_1 &= 9.6 \\
 C &= 19.3 \\
 F &= 71.1 \\
 \hline
 &100.0
 \end{aligned}$$

Ur dessa värden, samt ur analyspunktens läge framgår det, om man tillika beaktar den omständigheten, att K₂O-brist är rådande, att den ifrågakommande bergarten skulle innehålla endast hornblende och antofyllit (eller cummingtonit) som huvudbeståndsdelar, i fall den vore SiO₂-mättad. I verkligheten har en stor del olivin bibehållits som stabil relik, efter att så mycket hornblende hade bildats, som var möjligt. Hornblendebildningen har i detta fall lett till fullständigt försvinnande av plagioklasen, vilken troligtvis har (eller åtminstone kan hava) varit ursprungligen närvarande i små mängder.

Vid behandlingen av områdets metamorfa bergarter från faslärans ståndpunkt, för vilken längre fram skall redogöras, skall det vidare framgå, att även diopsiden (diallag) i denna association kan vara fullt stabil.

¹⁾ Minalet har antagits vara kromit, emedan det vid ett kvalitativt prov gav tydlig kromreaktion. Dock torde mineralet riktigare bära kallas kromhaltig magnetit.

Tillämpning av faslagen.

I det redan upprepade gånger anförda arbetet om metamorfismens allmänna fysikaliskt-kemiska principer¹ hava J. Johnston och P. Niggli ingående diskuterat fasläran och speciellt även inskränkningarna i dess användbarhet vid de metamorfa företeelserna. Författarna anse, att man icke kan vänta, att fasregeln därvid skall visa sig strängt gällande, detta av mångahanda skäl: den inre reaktionskinetiken hos reaktioner i fast tillstånd är liten, varför jämvikterna sällan hinna bliva fullständiga. Temperatur och tryck äro icke desamma i bergartmassans olika delar, och trycket är vid metamorfismen aldrig fullständigt likformigt. Därför kan man icke utan vidare antaga, att bergartens alla mineral någonsin kunna komma till ett jämviktstillstånd både sinsemellan och med deras gemensamma mättade lösning, i synnerhet om bergarten är grovkristallinisk. Allt detta har till följd, att det å ena sidan finnes bergarter med ett större antal mineral, än som står i överensstämmelse med fasregeln, och å andra sidan betyder en överensstämmelse med maximumtalet ännu alldeles icke, att en stabil jämvikt verkligen föreligger. Man kan på sin höjd säga, att bergarterna visa en strävan mot det av de förhärskande PT-värdena bestämda tillståndet. Därför kan man, och det endast med försiktighet, betrakta vissa »ideala typer» som representanter, kring vilka de naturliga bergarterna kunna grupperas. Dessa ideala typer skulle sålunda främst tjena som hjälpmedel vid bergarternas klassifikation.

Det synes mig som om Johnston och Niggli i denna framställning likväl förbisett eller åtminstone icke tillräckligt betonat en speciellt viktig användning av faslagen. Om man först på empirisk väg har fastställt de faktiskt förefintliga mineralassociationerna, så utgör just en tillämpning av faslagen det säkraste kriteriet vid ett efterforskande, huruvida och i vilken utsträckning de funna parageneserna representera fullständiga kemiska jämvikter. Det är på denna väg Goldschmidt kommit till det resultatet, att de kontaktmetamorfa bergarterna i Kristianiaområdets inre kontaktzoner verkligen kunna betraktas som stabila metamorfosprodukter. Och Niggli själv har delvis följdt samma förfaringsätt².

Det är från denna synpunkt vi i det följande skola försöka att utreda, huruvida de i Orijärvitraktens metamorfa bergarter funna mineralassociationerna kunna anses representera verkliga jämvikter.

¹ Journal of Geology, XXI, ss. 481—516, 588—624, 1913; och N. J. XXXVII, B.-B. ss. 495—576, 1914.

² Beiträge Zur geol. Karte der Schweiz, N. F. XXXVI.

Vi utgå därvid från den Gibbska fasregeln i dess allmännaste form, uttryckt genom ekvationen

$$F = B + 2 - P.$$

Då nu en mineralassociation för att kunna uppträda som bergartsbildande i allmänhet måste vara divariant, d. v. s. vara beständig inom ett visst begränsat temperatur- och tryck-gebit och icke endast vid en viss multipelpunkt, är $F = 2$, och ekvationen får följande förenklade form:

$$B - P = 0.$$

Detta är den av Goldschmidt uppställda s. k. mineralogiska fasregeln. Dock bör det genast framhållas, att regeln här är uttryckt i en allmännare form än i den Goldschmidtska definitionen: »det maximala antalet av mineral, som vid godtyckligt tryck och godtycklig temperatur utom omvandlingspunkten kunna stabilt existera tillika med en mättad lösning, är lika med antalet n enskilda komponenter, i vilka mineralen kunna sönderdelas. Antalet komponenter bör vara lika med minimiantalet oberoende variabler». Härvid räknas nämligen icke de i den mättade lösningen ingående komponenterna med, i fall de icke samtidigt ingå som komponenter i något av mineralen. Om t. ex. den mättade lösningen förutom de lösta mineralbeståndsdelarna innehåller vatten och de fasta faserna äro vattenfria, är såväl komponenternas som fasernas antal mindre än i det genom ekvationen $B - P = 0$ uttryckta allmänna fallet.

Den omständigheten, att lösningsmedlet icke behöver räknas med som komponent, i fall det icke ingår i reaktion (eller i fast lösning) med någon av de fasta faserna, utgör ett specialfall av den allmänna regeln, att vid faslärans tillämpning inom ett begränsat PT-gebit endast de komponenter, vilka där verkligen träda i reaktion med varandra, böra tagas i beaktande. Då vi nu skola betrakta, vilka komponenter som inverka på mineralsammansättningen i Orijärvitraktens SiO_2 -mättade metamorfa bergarter, är det lämpligt att först diskutera vattnet, vilket även antages utgöra huvuddelen i lösningsmedlet.

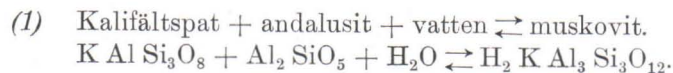
Jag vill först belysa vattnets roll genom det i början av detta arbete behandlade exemplet från saltpetrografen, alltså systemet KCl , MgCl_2 , MgSO_4 , K_2SO_4 och vatten. Där uppträda vid $+25^\circ\text{C}$ följande föreningar: K_2SO_4 , $\text{K}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgKCl}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ och KCl . De stabila parageneserna uppvisa alltid tre fasta faser jämte mättad lösning, alltså fyra faser, i överensstämmelse med att systemet är kvaternärt och i divariant läge. Bland de fasta faserna kunna en, två eller alla tre innehålla kristallvatten. I mineralen ingå då redan fyra oberoende komponenter, och enligt den Goldschmidtska fasregeln

böra fyra mineral kunna existera stabilt, även i andra fall än vid omvandlingspunkter. Frågas, under vilka betingelser detta inträffar. Synbarligen endast i det fall, att den närvarande vattenmängden icke vore tillräcklig för bildning av de möjliga hydraterna. Om t. ex. en blandning av magnesiumklorid och kaliumsulfat, ur vars lösning carnallit, $\text{Mg Cl}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, och $\text{Mg SO}_4 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ kristallisera ut som enda stabila produkter, förses med en mindre vattenmängd än vad som går åt vid hydratbildning, så skulle den stabila slutprodukten tydligen bestå af fyra salter, av vilka allt efter vattenmängden en, två eller tre vore vattenfria, och den flytande fasen skulle totalt försvinna.

Denna slutledning torde väl utan inskränkning kunna tillämpas på bergartsmetamorfismen, och det synes mig som om man kunde göra följande tillägg till den mineralogiska fasregeln: *ingår lösningsmedlet i reaktion med de fasta faserna, så bör det räknas med bland komponenterna endast i det fall, att dess närvarande kvantitet understiger den proportion, som erfordras för bildning av de möjliga föreningarna mellan lösningsmedlet och de övriga komponenterna.*

Det ovan sagda skall nu tillämpas på sådana metamorfa silikatbergarter från Orijärvitrakten, vilka icke innehålla diopsid eller hornblende. De motsvara i det närmaste Goldschmidts hornfelsklasser I—V. Följande sex komponenter ingå i de mineraliska huvudbeståndsdelarna: SiO_2 , Al_2O_3 , $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$, $(\text{Ca}, \text{Na}_2)\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ och H_2O . I Orijärvitrakten innehålla sådana metamorfa bergarter i regel högst fem mineral som huvudbeståndsdelar. De få fall, där sex mineral förekomma, kunna antingen bevisas vara instabila eller också vara föranledda av ofullständig blandbarhet mellan motsvarande isomorfa Fe- och Mg-föreningar och böra följaktligen anses innehålla sju komponenter. Som exempel på parageneserna må nämnas: kvarts, mikroklin, plagioklas, muskovit, biotit, samt: kvarts, plagioklas, biotit, muskovit, cordierit.

Två av de i dessa bergarter ingående mineralen innehålla konstitutionsvatten: muskovit och biotit. Den förras uppkomst kan uttryckas genom ekvationen:

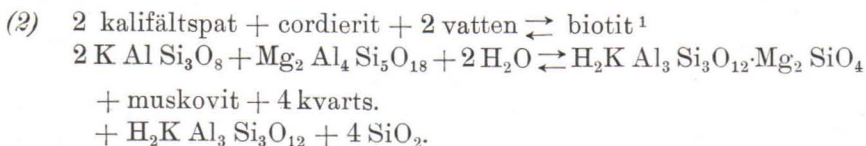


Detta betyder, att i fall vatten icke finnes närvarande i tillräcklig mängd, så skulle kalifältspat och andalusit uppstå i stället för muskovit, naturligtvis förutsatt att metamorfismen försiggått inom ett PT-gebit, där muskoviten är beständig. Att ingen annan reaktion än denna kommer i fråga, inses därav, att man i de SiO_2 -mättade bergarterna inom vårt område icke finner andra av de förhandenva-

rande komponenterna bestående föreningar, än kalifältspat, muskovit och Al_2SiO_5 .

Nu har jag emellertid aldrig anträffat andalusit och mikroklin tillsammans, men nog vart mineral för sig i association med muskovit. Temperaturen har vid det rådande trycket befunnit sig nedan om muskovitens omvandlingspunkt, och vatten har varit närvarande i överskott, så att muskovitbildningen alltid varit möjlig, när blott systemets sammansättning i övrigt har medgivit den.

Biotiten står i relation till flere olika mineral. Så kan den t. ex. tillika med muskovit bildas av cordierit och mikroklin:



I Orijärvitraktens metamorfa bergarter synes nu närvaron av cordierit vara utesluten i närvaro av mikroklin, och detta bevisar både att reaktionen under metamorfismen försiggått i en riktning mot den högra sidan av ekvationen (då associationerna biotit, muskovit, mikroklin och biotit, muskovit, cordierit båda äro ytterst vanliga) och att vattenhalten varit tillräcklig.

Detta exempel är synnerligen belysande, emedan talrika cordieritpseudomorfoser därigenom finna en enkel förklaring. Undersökningen av cordieritleptiterna från Kisko kyrkoby visar t. ex. att cordierit i dem förut funnits i större kvantitet än för närvarande. I det analyserade provet (s. 53) äro cordierit-knölarna till största delen omvandlade till glimmermineral, vilkas delvis väl utvecklade kristallstruktur bevisar, att det icke är fråga om förvittring eller vanlig sekundär omvandling, utan en verklig metamorf omsättning. Tillika har mikroklinen totalt försvunnit. Den måste naturligtvis vid ett tidigare stadium av metamorfismen hava varit närvarande tillsammans med cordieriten. Frågan är nu, huruvida det var vattenbrist eller någotdera glimmermineralets obeständighet, som då möjliggjorde denna association. Saken kan väl icke med full säkerhet avgöras, men det ligger nära till hands att anse det senare alternativet som sannolikare, emedan originalmaterialet har varit ett lersediment och sålunda sannolikt egt en hög vattenhalt. Således skulle cordieritpseudomorfoserna tyda på ett äldre jämviktstillstånd, betingat av en högre temperatur, såsom redan på sid. 24 anfördes.

¹ Här har för enkelhetens skull biotitformeln skrivits som om mineralet vore en dubbelförening av muskovit och olivin. I själva verket är förhållandet muskovit: olivin variabelt, och likaså förhållandet H:K i muskovitkomponenten (i regeln är H:K < 2:1, jfr. s. 75).

Förekomsten av cordieritantofyllitfels nära Träskböle i Perniö vittnar om betydligt olika metamorfa förhållanden mot det egentliga Orijärvicebitets. Sålunda finner man där sillimanit i stället för andalusit — en omständighet, vartill jag senare skall återkomma — och cordierit i direkt beröring med mikroklin, utan att biotit- och muskovitbildning alls kan märkas. Även i detta fall ligger det närmare till hands att tänka på en högre temperatur, där mikroklin och cordierit varit samtidigt beständiga, än på vattenbrist.

Inom det stora mikroklingranitområdet norrom leptitstråket förekommer cordierit icke sällan som tillfällig beståndsdel, i synnerhet i pegmatitiska varieteter och i egentliga pegmatitgångar. Mycket bekant är cordieritens allmänna förekomst i Åbo-traktens granit. Överallt i dessa bergarter har cordieriten undergått en långtgående omvandling till pinit och andra pseudomorfoser. Ofta har det ursprungliga mineralet i dessa helt och hållet omvandlats. Associationen cordierit—mikroklin har i detta fall uppkommit på magmatisk väg och sannolikt varit beständig under de förhållanden, som rådde vid stelnandet, men blivit obeständig under mineralbildningens sista perioder. Även här är det svårt att föreställa sig, att icke den nödiga vattenhalten hela tiden skulle stått till buds.

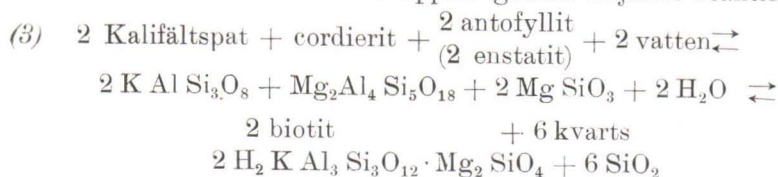
I bergarter med hög kalihalt och hög aluminiumhalt samtidigt (den senare i överskott) skulle man helst vänta sig en samtidig närvaro av kalifältspat och cordierit eller andalusit till följd av att vattenhalten varit otillräcklig för glimmerbildning. Sådana bergarter hava icke anträffats i Orijärvitrakten. I ett nyligen utkommet arbete av Hj. Sjögren, H. E. Johansson och Naima Sahlbom¹ beskrivas emellertid bl. a. leptitiska bergarter från Långbanfältet i Sverige, vilka i många avseenden förete en stor likhet med Orijärvitraktens bergarter, även vad mineralassociationerna beträffar, men där förekommer mikroklin tillsammans med andalusit (op. cit. analys 12, s. 469) och med cordierit (analys 14, s. 471). H₂O-halten utgör i det förra fallet 6,91%, i det senare 7,83%. Det skulle tydligen behövas mera vatten än som vanligen finnes i bergarter för att omvandla hela kalifältspatmängden till glimmer.

I Kristianiatraktens kontaktmetamorfa bergarter ingår enligt Goldschmidt kalifältspat tillika med cordierit eller med andalusit och cordierit regelmässigt i hornfelsesernas stabila mineralassociationer. Här får denna omständighet sin förklaring därigenom, att muskovit icke varit beständig under metamorfismen och förekommer endast som sekundär produkt.²

¹ Chemical and Petrographical Studies on the Ore-bearing Rocks of Central Sweden, G. F. F. 36 s. 441—484.

² Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, s. 147.

Biotit kan för det andra uppstå genom följande reaktion:



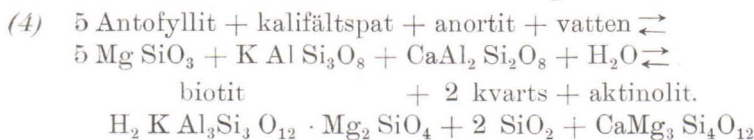
Låt oss särskåda även denna omsättning något närmare, emedan den tydligen spelar en mycket viktig roll. För att kunna använda ekvationen på vidsträcktare PT-gebit, kan man tänka sig, att enstatit uppträder i stället för antofyllit, utan att reaktionsförloppet i övrigt förändras.

Vad nu Orijärvitrakten beträffar, förekommer mikroklin där icke tillsammans med cordierit och antofyllit, och det är återigen klart, att vatten har funnits i tillräcklig mängd för deras omsättning till biotit och kvarts.

Detta system är kvinternärt. Som oberoende komponenter kunna väljas t. ex. kalifältspat, cordierit, antofyllit, vatten och kvarts. Vid överskott av vatten, som då alltid utgör den flytande fasen, äro endast fyra fasta faser möjliga i divariant läge, och följande associationer kunna komma i fråga:

1. Kalifältspat, cordierit, antofyllit, kvarts.
2. Kalifältspat, cordierit, antofyllit, biotit.
3. Kalifältspat, cordierit, biotit, kvarts.
4. Kalifältspat, antofyllit, biotit, kvarts.
5. Cordierit, antofyllit, biotit, kvarts.

Av dessa associationer äro 1 och 2 beständiga ovanom omvandlingspunkten, de övriga nedan densamma. Man skulle kunna vänta dessa tre realiserade inom Orijärvitrakten, men faktiskt förekommer endast 5. Associationen 3 förekommer icke, emedan en annan reaktion skulle inställa sig mellan kalifältspat och cordierit under bildning av mera biotit och muskovit, såsom kort förut beskrivits (ekvation 2, sid. 79). Associationen 4 skulle väl vara beständig, i fall bergarten vore kalciumfri. Men när anortit är närvarande, inträder denna i reaktion med mikroklin och antofyllit under bildning av mera biotit jämte kvarts och aktinolit enligt ekvationen:



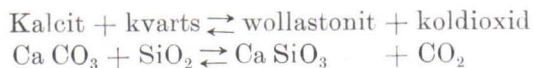
Den aktinolit, som enligt reaktionsformeln bort uppstå, återfinnes icke som sådan i bergarterna, utan reagerar med ytterligare anortit under bildning av hornblende.

Även i detta fall skulle en eventuell vattenbrist föranleda, att de associationer, som uppvisa alla tre mineralen på vänstra sidan av ekvationen, vore beständiga. Dessa anträffas icke. Bland Kristianiaområdet kontaktmetamorfa bergarter karakteriseras enligt Goldschmidt den fjärde hornfelsklassen just genom en samtidig förekomst av de fem i ekvationen (3) upptagna mineralen jämte plagioklas, liksom även de övriga klasserna i regeln uppvisa sex mineral i stället för Orijärvitraktens femmineralskombinationer.

Jag tänker mig tre olika möjliga förklaringsätt för denna olikhet.

1. Att vatten alltid funnits i överskott, men att temperaturen under metamorfismens tidigare stadier befunnit sig ovanom biotitens sönderdelningsintervall; under de senare stadierna sjönk den under densamma, varvid biotitbildningen begynnade, men ej hann förlöpa fullständigt. I sådant fall vore associationen antingen att anses som en delvis instabil relik, sett från den senare jämviktens ståndpunkt, eller ock vore biotitbildningen en sekundär omvandling, i fall den tidigare jämvikten betraktas som utslaggivande.

2. Att sexmineralskombinationerna representera verkliga jämvikter vid det vattenhaltiga mineralets (biotitens) omvandlingspunkt. Detta vore tänkbart under följande förutsättningar: ett lersediment med hög vattenhalt antages som ursprungsmaterial och temperaturen tänkes långsamt höjd under konstant tryck. Den kolloidala lersubstansen skulle övergå i kristalloider, sådana som sericit, klorit, m. m., senare biotit. Vid fortsatt uppvärmning kommer man slutligen till biotitens omvandlingstemperatur. Vid den begynnande sönderdelningen stegras trycket till följd av volymökningen, ifall vattnet icke hade tillfälle att avgå, och omvandlingspunkten stiger i samma mån som temperaturen. Då kunde en jämvikt vid själva omvandlingspunkten bevaras, och $n+1$ faser vore samtidigt beständiga. Fallet vore analogt med den reversibla reaktionen:



Ovanom omvandlingspunkten äro kalcit och kvarts icke samtidigt stabila, medan förekomsten av wollastonit tyder på att omvandlingspunkten blivit nådd. Då emellertid alla tre mineralen ofta anträffas tillsammans, kan detta just förklaras genom att koldioxidens ökade partialtryck framkallat ett jämviktsläge vid omvandlingspunkten¹.

¹ Jfr. Goldschmidt, Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, s. 144.

3. Att vattenbrist i ovan antydd betydelse varit rådande under metamorfismen, medan temperaturen hållit sig nedanom biotitens sönderdelningsintervall.

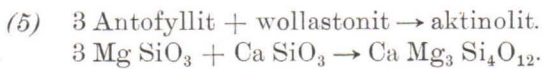
Det andra förklarings sättet förefaller mig vara det minst sannolika. Även det tredje låter sig icke gärna tänkas, åtminstone icke i så stor utsträckning, som det skulle varit nödigt med hänsyn till de ifrågakvarande associationernas allmänna förekomst. Den förstnämnda hypotesen torde enligt min åsikt hava den största sannolikheten för sig, men naturligtvis är det för mig omöjligt att i denna sak påstå någonting med säkerhet.

Nu hava alla tänkbara omsättningar, där glimmermineral och deras vattenhalt spela en roll, blivit behandlade, och beträffande Orijärvitraktens bergarter hava vi funnit, att i intet fall reaktionsförloppet blivit påverkat genom frånvaron av vatten.

Förutom glimmerarterna äro även amfibolerna mineral, i vilka vatten otvivelaktigt ingår som en väsentlig beståndsdel. Då emellertid vattnets roll och kvantitet i dem icke låter sig uttryckas genom formler, är det icke möjligt att behandla amfibolernas bildning på samma sätt som glimmerns. Det faktum, att amfiboler alltid förefinnas, så snart oxidernas mängdförhållanden äro motsvariga, visar emellertid även här, att vattenbrist icke varit rådande.

I bergarter, vilka innehålla ett överskott av kalcium över molekultalvärdet $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, kommer femiskt kalcium eller, som vi beteckna det, CaO'' till de fem förut omnämnda komponenterna SiO_2 , Al_2O_3 , $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$, $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ och $(\text{Na}_2, \text{Ca})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. Nu är det emellertid att märka, att Al_2O_3 icke mera förekommer i dessa bergarter som en oberoende komponent, utan endast i de i fältspaterna ingående atomgrupperna $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ och $(\text{Na}_2, \text{Ca})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. Biotit, med ett ringa överskott av Al_2O_3 , förekommer visserligen, men detta minerals uppträdande betingas icke av Al_2O_3 , och det kan såsom vi hava sett (sid. 38) finnas även i bergarter med Al_2O_3 -brist. Därför har man även i dessa bergarter att göra med fem oberoende komponenter (förutom vatten), och i överensstämmelse därmed finna vi även här uteslutande femmineralsassociationer.

CaO'' bildar alltid dubbelföreningar med de förhandenvarande magnesium- och ferro-oxiderna, och det rena kalciumsilikatet wollastonit uppträder först när CaO'' : $\text{MgO} > 1$. Om vi, utgående från ferromagnesiumsilikatet antofyllit, antaga att CaO'' blivit successivt tillförd i form av wollastonit, förlöpa reaktionerna alltid i riktning mot den högra sidan av följande ekvationer:





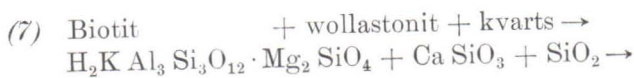
Av alla enligt fasregeln möjliga kombinationer förekomma endast följande:

Antofyllit, aktinolit.

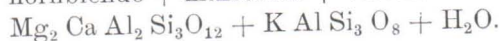
Aktinolit, diopsid.

Diopsid, wollastonit.

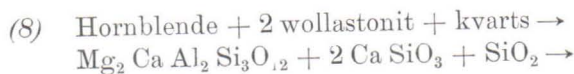
Utgår man åter från biotiten, kommer man till mera komplicerade reaktioner:



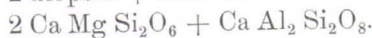
hornblende + mikroklin + vatten.



I ekvationerna (5) och (6) hava vi skrivit aktinolit i stället för det faktiskt uppkommande hornblendet. För det senares bildning måste även anortit inträda i reaktionen på sätt som på sidan 58 omnämnts. Å andra sidan uppstår det mera anortit, om wollastonit tillföres i en hornblendehaltig bergart:



2 diopsid + anortit.



Följande kombinationer innehållande maximiantalet av de mineral, som delta i reaktionerna (7) och (8), förekomma:

Biotit, kvarts, hornblende, mikroklin (dessutom plagioklas).

Hornblende, kvarts, diopsid, plagioklas (dessutom mikroklin).

Vi behöva väl icke nämna alla möjliga ifrågakommande reaktionsformler. I varje fall är fem maximiantalet av mineral, som kunna, i överensstämmelse med fasregeln, förekomma i en stabil paragenes, och, såsom man lätt kan finna av paragenestabellerna på sid. 28 och 31, står detta i fullkomlig överensstämmelse med bergarternas faktiska mineralsammansättning. Vi komma således till den övertygelsen, att dessa tabeller och likaså trianglarna fig. 3—5, vilka ursprungligen uppgjordes blott för att giva en sammanfattning av observationerna, i själva verket framställa de verkliga stabilitetsförhållandena under metamorfismen.

Endast några specialfall böra ännu belysas från faslärans ståndpunkt.

Almandinförande bergarter äro ofta sammansatta av sex mineral som huvudbeståndsdelar och utgöra således ett undantag från

den allmänna regeln. Det har redan på sidan 33 framhållits, huru detta kan förklaras från faslärens ståndpunkt: ferrooxid och magnesiumoxid äro ofullständigt blandbara och uppträda därför som två oberoende komponenter.

Det har i förbigående omnämnts, att cummingtonit kan förekomma i stället för antofyllit och tillsammans med denna. Dessa mineral erbjuda, sedda från faslärens ståndpunkt, ett synnerligen intressant problem. Först föreföll deras samtidiga förekomst rätt gåtfull. Så långt som de äro kända till sin kemiska sammanställning, synas de vara heteromorfa. Men om så är fallet, kunna båda två omöjligt uppträda tillsammans i stabil association. Men deras förekomstsätt och formegenskaper (se O. R. s. 183 och 193) lämna knappast något som helst stöd åt den uppfattningen, att någotdera av dem vore instabil. Ej heller kan man säga, att någotdera av dessa mineral vore äldre än det andra. Visserligen bildar den monoklina modifikationen alltid de innersta lamellerna i den sammanvuxna gruppen, men gränserna äro rakliniga och regelmässigt orienterade enligt (100) i vardera mineralet. Sammanväxningssättet påminner i högsta grad om tvillingskristaller. Man kan med säkerhet säga, att sammanväxningsplanet aldrig har varit den inre monoklina individens begränsningsyta; jag har överhuvudtaget aldrig anträffat planet (100) såsom kristallyta hos ferrömmagnesiumamfiboler. Följaktligen är det också säkert, att bägge mineralen åtminstone delvis bildats samtidigt. Någon omvandlingsprocess föreligger här således säkerligen icke.

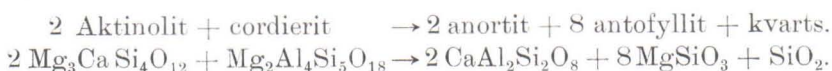
Frågan skulle lösas enkelt, ifall man kunde antaga, att här föreläge ett fall av polysymmetri, vilket säkerligen vore i överensstämmelse med Groths betraktelsesätt. Då skulle i verkligheten endast ett mineral finnas. Men man kan icke observera någonting, som kunde ge det ringaste stöd åt en sådan uppfattning. Antofyllit och cummingtonit uppträda säkert såsom två fysikaliskt från varandra skarpt skilda faser.

Vi hava i Orijärvitrakten följande två parageneser, där ferromagnesiumamfiboler förekomma:

Antofyllit, cummingtonit, cordierit, biotit, plagioklas, kvarts.
Cummingtonit, hornblende, plagioklas, biotit, kvarts.

Antofyllitens frånvaro i den senare är påfallande och synes vara allmän och lagbunden. Denna association företer fem mineral. Den förra däremot är en sexmineralskombination, och sålunda icke i överensstämmelse med fasregeln, i fall vi antaga att cummingtonit liksom antofyllit äro, eller åtminstone kunna vara, rena ferromagnesiumsilikat. Det enda möjliga sättet att förklara denna association

som stabil och överensstämmande med fasläran, finnes i antagandet att de sammanvuxna mineralen icke äro fullständigt identiska till sammansättningen. Det ligger nära till hands att antaga, att cummingtoniten kunde upptaga något mera kalciumsilikat i sina molekyler än antofylliten. Detta kalcium vore då femiskt, och eftersom tillika ett överskott av Al_2O_3 förefinnes i cordieriten, innehåller systemet i detta fall faktiskt sex oberoende komponenter. Det förblir blott oförklaradt, varför femiskt kalcium i detta fall kunde existera jämsides med ett Al_2O_3 -överskott, då ju detta i allmänhet icke är fallet. Hornblende och cordierit anträffas icke tillsammans. De skulle uppenbarligen inträda i reaktionen under bildning av antofyllit och anortit:



Möjligen kunde man tänka sig, att en motsvarande reaktion mellan cummingtonitens kalciumhaltiga silikat och cordierit uteblir till följd av att den är närvarande endast i liten mängd och som isomorf substituent för ferromagnesiumsilikat. Även i antofyllit förefinnes ju kalciumsilikat i små mängder. Förmågan att upptaga detta i något större kvantitet skulle föranleda cummingtonitens uppträdande.

Denna hypotes kan prövas, om cummingtonit och antofyllit från samma bergart underkastas kemisk analys. Svårigheten härvid kommer att ligga i att finna en utförbar separationsmetod av dessa till sp. vikt och övriga egenskaper ytterst närstående mineral.

Emellertid synas vissa analoga företeelser i andra mineral göra det mera sannolikt, att det här icke är fråga om en verklig, utan om falsk jämvikt.

Sålunda känner man parallell sammanväxning mellan andalusit och sillimanit, beskriven av flera franska petrografer. Lacroix¹ upptäckte först fenomenet i skifferbergarter från Ceylon och Morlaix. Bergarten från den sistnämnda lokaliteten uppgives utom mineralen i fråga innehålla kvarts, svart glimmer, granat och grön spinell. Michel-Lévy och Termier² beskriva en liknande förekomst från Mont-Pilat i cordieritgneis med oligoklas, ortoklas, kvarts, svart glimmer, granat, cordierit, zircon, apatit samt «fer oxydulé». Senare anför Lacroix³ ytterligare ett exempel från Châlets-Saint-Nérée, Barousse-dal, Pyreneerna, i en bergart med kvarts, vit glimmer, rutil samt blå turmalin. I alla dessa fall hava andalusit och

¹ Bull. Soc. Minér. 11 s., 150, 1888.

² Ibid. 12, s. 56, 1889.

³ Ibid. 12, s. 59, 1889.

sillimanit alla kristallaxlarna gemensamma, och sammanväxningsytorna äro för det mesta plana samt för vardera mineralet möjliga kristallytor (pinakoider). Mineralen hava sålunda säkert uppstått samtidigt. Då det nu är ganska säkert, att de ifrågavarande mineralen äro monotropa och att sillimaniten är den stabila modifikationen, och vidare intet tvivel råder om att mineralen äro till sammansättningen identiska, så kan man icke antaga annat än att här föreligger endast skenbar jämvikt.

Slutligen hava vi i de mot antofyllit svarande pyroxenerna enstatit och klintoenstatit alldeles likartade företeelser, vilka först uppmärksammades vid syntetiska undersökningar i Carnegie-institutet i Washington af E. T. Allen, F. E. Wright och J. K. Clement.¹ Fenomenet beskrives på följande sätt: «Both from the molten silicate and from solutions of it, though only rarely from the latter, enstatite and the monoclinic form were obtained together, sometimes in parallel intergrowth. In a product of magnesium metasilicate in molten magnesium chloride and also in a preparation of amorphous silica heated with magnesium chloride, the intergrowth of the two phases was clearly marked on a section after the clinopinacoid». De monoklina lamellerna bilda de yttre delarna och en rombisk lamell utgör mitten av kristallkomplexen. «On such sections the difference in refractive indices between the two forms was very slight; the birefringence of the monoclinic lamellae appeared somewhat stronger». Samma regelmässiga sammanväxning mellan enstatit och klintoenstatit funno författarna i Bishopville meteoriten.

Jämföres den ovan citerade beskrivningen med min beskrivning av sammanväxningen mellan antofyllit och cummingtonit (O. R. s. 183), så befinnas likheterna rätt frapperande. Det råder i fråga om pyroxenerna intet tvivel om att endast den monoklina modifikationen är stabil, och att det således är fråga om en falsk jämvikt. Med dessa exempel inför ögonen kan man icke annat än antaga, att en sådan falsk jämvikt kan föreligga även i fråga om antofyllit och cummingtonit, så svårförklarligt det än förefaller.

I trakten kring Iilijärvi gruva nära Orijärvi förekomma andalusitförande bergarter i tämligen stor utsträckning. Sustschinsky² anför, att även sillimanit förekommer såsom inneslutningar i cordieriten från Orijärvi gruva. Jag undersökte flere slipprov av dessa cordieritförande bergarter. Ganska allmänt funnos inneslutningar av antofyllit, som mycket liknar fibrolit och kan skiljas från detta mineral endast på grund av axelvinkeln, men någon sillimanit eller

¹ Am. Journal of Sc., 27, s. 401, 1906.

² Travaux de la Société Impériale des Naturalistes de St. Pétersbourg; vol. XXXVI, livr. 5, Section de Géologie et de Minéralogie, s. 214.

fibrolit anträffades icke. Överhuvudtaget upptäcktes intet spår av sillimanit i denna trakt.

Däremot förekommer i trakten av Träskböle i Perniö endast sillimanit i sammanhang med de cordierit- och antofyllitförande bergarterna (O. R. s. 179), och andalusit påträffades alls icke där.

Angående dessa två heteromorfa föreningar vet man med ganska stor säkerhet, att ett fall av monotropi föreligger, i det sillimanit representerar den vid alla temperaturer stabila modifikationen. Vernadsky visade¹, att såväl cyanit som andalusit vid upphettning övergå till sillimanit, medan denna icke undergår någon förändring. Dessa experiment upprepades sedermera av E. H. M. Beckmann² med samma resultat. E. S. Shepherd och G. A. Rankin³, vilka underkastade systemet $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2$ en fullständig undersökning i Carnegie-institutets geofysikaliska laboratorium, kommo även till samma resultat. Då aluminiumsilikat-glas fick kristallisera, uppkom endast sillimanit, så väl då devitrifikationen framkallades genom hög temperatur (1200°) som då den skedde i bomber, som innehöllo 10 procentig NaCl-lösning vid 350° – 400° . Att sillimaniten utgör den beständiga formen även vid låg temperatur, framgår även av dess förekomst i form av fibrolit vid glidytor och i deformerade bergarter, ofta som andalusitens omvandlingsprodukt.

Således vore andalusiten i själva verket att betraktas som en metastabil produkt. Naturligtvis inverkar det annars icke på de fasteoretiska slutsatserna, om föreningen Al_2SiO_5 representeras av den stabila sillimaniten eller av den skenbart stabila andalusiten. För resten kunde det ju vara möjligt, ehuru föga sannolikt, att stabilitetsförhållande vid mycket höga tryck vore omvända, eftersom sillimaniten eger den lägsta specifika vikten av de tre modifikationerna. Den omständigheten, att sillimanit icke alls synes förekomma i Orijärvitraktens andalusitförande bergarter, visar å sin sida, att den sistnämnda i alla fall besitter en ganska stor relativ stabilitet. Även inom Kristianiagebitet är andalusiten enligt V. M. Goldschmidt det enda Al_2SiO_5 -mineralet.⁴

Förekomsten av de stora sillimanitkristallerna vid Träskböle tyder uppenbarligen på högre temperatur än den som varit rådande vid metamorfismen i Orijärvitrakten.

¹ Bull. Soc. Min. XII, 447, 1889 och XIII, 257, 1890.

² Versl. v. d. gew. vergaderingd. Naturw. Akad. Wet. Amsterdam, II s. 295, 1902. Ref. Zs. Kryst. 39, s. 395, 1904.

³ Am. Journ. Sc. 28, s. 293, 1909.

⁴ Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebit, s. 466.

Jämförelser med Kristianiaområdets kontaktmeta- morfa bergarter.

Vi skola ännu giva en kort sammanfattande översikt av olikheterna i mineralsammansättningen mellan Orijärvitraktens metamorfa bergarter och Kristianiagebitets kontaktmetamorfa hornfelser, sådana de beskrivits av Goldschmidt.

Enligt Goldschmidt uppträder kalifältspat i alla hornfelsklasser oberoende av och tillika med de övriga mineralen. På detta sätt är maximiantalet mineral i de karakteristiska associationerna sex, medan det i Orijärvitrakten är fem. Följande associationer, vilka icke förekomma inom vårt område i närvaro av kvarts, förekomma där:

1. Kalifältspat, andalusit.
2. Kalifältspat, cordierit.
3. Kalifältspat, hypersten.
4. Biotit, diopsid.

Associationerna 1, 2 och 3 samt de reaktioner, vilka inträffa mellan dessa mineral, behandlades ingående i sammanhang med frågan om vattnets inverkan (sid. 82) och kunna här förbigås.

I associationen 4 skulle i Orijärvitrakten en reaktion mellan biotit och diopsid, analog med reaktion (7) (sid. 84), inträffa under bildning av hornblende och mera kalifältspat, och antingen biotit eller diopsid skulle försvinna. Det är tydligen den omständigheten, att en mot hornblende svarande dubbelförening icke varit stabil i Kristianiaområdet, som därstädes möjliggjort den ifrågavarande associationen. Denna omständighet skall senare diskuteras.

Inom det av mig undersökta arkeiska området förekommer kalifältspaten endast i form av mikroklin. I Kristianiaområdet däremot är enligt Goldschmidt ortoklas den enda modifikation i hornfelserna, och mikroklin finnes endast som relik i svagt metamorfoserade arkoser, i vilka vid starkare kontaktmetamorfof mikroklingallerstrukturen fullständigt försvinner. Denna omständighet skulle tyda på att en enantiotrop omvandling av ortoklas och mikroklin vore möjlig, i vilket fall förekomsten av den ena eller den andra kunde användas som en god geologisk termometer. Dock synes omvandlingen i varje fall försiggå mycket långsamt, och omvandlingstemperaturen låter icke bestämma sig.¹

Den viktigaste olikheten mellan de båda metamorfa facies-arterna är utan tvivel förekomsten av amfibol i våra och frånvaron av detta

¹ Jfr. ett i en snar framtid utkommande arbete över ortoklas och mikroklin av Eero Mäkinen.

mineral i Kristianiaområdets ifrågavarande metamorfa bergarter, i vilka i stället den för Orijärvitraktens SiO_2 -mättade bergarter främmande ferromagnesium-pyroxenen förekommer. Tänka vi oss Kristianiaområdets hornfelser försatta under de förhållanden, i vilka våra bergarter uppstått, så skulle framför allt följande två reaktioner inträffa.

(1) Enstatit \rightarrow antofyllit (eller cummingtonit).

(2) 4 enstatit + diopsid + anortit \rightarrow
 $4 \text{MgSiO}_3 + \text{MgCa}(\text{SiO}_3)_2 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \rightarrow$

hornblende + kvarts.

$\text{Mg}_2\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot \text{Mg}_3\text{Ca}(\text{SiO}_3)_4 + \text{SiO}_2.$

Även av (d. v. s. i stället för) biotit och diopsid uppstår hornblende, med kalifältspat som biprodukt.

I allmänhet kan den väsentligaste skillnaden mellan våra arkeiska bergarter och Kristianiaområdets kontaktmetamorfa hornfelser sägas vara den, att i de förra förekommer ett mindre antal mera komplexa föreningar i stället för flera mindre komplicerade. Så hava vi kaliglimmer i stället för andalusit och kalifältspat, biotit och muskovit i stället för kalifältspat och cordierit, biotit i stället för kalifältspat, cordierit och hypersten, och slutligen hornblende i stället för hypersten, diopsid och anortit.

I alla dessa fall är det ganska säkert, att de komplexa föreningarna sönderdelas vid högre temperaturer och att deras bildning följaktligen förutsätter lägre temperaturer än de motsvarande mindre komplexa mineralens bildning. Det förefaller rätt antagligt, att de arkeiska bergarternas metamorfism i själva verket försiggått vid mycket lägre temperaturer än t. ex. just kontaktmetamorfismen kring Kristianiaområdets eruptivmassor.

Kaliglimmer och biotit uppstå av sina respektive komponentmineral samt vatten under ansenlig volymförminskning, och därför befordrar högt tryck deras bildning, i det mineralens omvandlingspunkt därigenom höjes. Dessa minerals uppträdande skulle således även kunna anses vara förorsakat av att trycket vid vårt områdes metamorfism varit högre än i Kristianiaområdet. Vanligen föras även amfibolerna till de mineral, vilka uppstå under högt tryck. Dessa mineral förtjäna emellertid att behandlas i ett skilt kapitel.

Vi hava inga säkra grunder för att avgöra, huruvida det varit olika temperaturer eller olika tryck som föranlett olikheterna i mineralutbildningen. Sannolikast förefaller det, att inom vårt område temperaturen varit lägre och trycket samtidigt högre än i Kristianiaområdet, varvid dock temperaturen torde hava varit den viktigare faktorn.

Volymförändringarna vid amfibolernas bildning.

Frågan om volymförändringarna vid amfibolernas bildning är ännu långtifrån fullständigt utredd. Vi skola här beröra problemet med hänsyn till amfibolhaltiga bergarters bildning ur motsvarande magmabergarter utan amfibol; med andra ord, vi antaga, att en magmabergart, sammansatt av plagioklas och pyroxen eller plagioklas, pyroxen och olivin, omvandlas till en amfibolit, som innehåller huvudsakligen plagioklas och amfibol, men ej granat, epidot eller klorit, och som har sin ursprungliga kemiska totalsammansättning oförändrad.

För att tillämpa problemet i ett konkret fall, taga vi först amfiboliten från Arbetareföreningens hus vid Orijärvi (O. R., p. 100) som exempel. Bergarten må antagas före sin metamorfos hava haft en normativ sammansättning. För denna antagna ursprungliga bergart beräknas specifika vikten, utgående från dess beståndsdelars egentliga vikt, enligt följande metod: för varje mineral tages kvotienten av procenttalet (P) genom specifika vikten, vilket tal (V) är proportionellt med den av mineralet intagna volymen. Då är bergartens specifika vikt $\delta = \Sigma P : \Sigma V$. För plagioklasen användes ett värde, som erhållits genom grafisk interpolation från de värden Day och Allen¹ funnit för konstgjorda plagioklaser: albit 2.605 och anortit 2.765. För diopsiden och hyperstenen använda vi egentliga vikter, härledda genom samma grafiska metod från de rena magnesium-, resp. järnhaltiga pyroxenernas (alltså diopsid, hedenbergit och enstatit, hypersten) specifika vikter. De använda värdena äro de samma, som Becke använt vid beräkningen av dessa minerals molekularvolym².

På samma sätt beräknades egentliga vikten för den nuvarande bergarten, i det för hornblendet användes ett på experimentell väg erhållet värde, bestämt med tillhjälp av metylenjodid och indikatorer. Ytterligare bestämdes amfibolitens egentliga vikt direkt medelst vägning av två bitar om c:a 10 g i luft och vatten. På detta sätt erhöles: 1) Sp. v. = 2.901 (t=18°C); 2) Sp. v. = 2.909 (t=17,5°). Beräkningen gav följande resultat:

¹ *Am. J. Sc.* XIX, p. 93, 1905.

² „Mineralbestand und Struktur der krystallinen Schieferne“, Denkschr. Ak. Wiss., Wien LXXV, 1, p. 11 och 12, 1913. (Första gången publicerad år 1903).

Tab. XXI.

	Norm			Modus		
	P	Sp. v.	V	P	Sp. v.	V
Kvarts	0.96	2.64	0.36	3.5	2.64	1.33
Ortoklas	1.67	2.56	0.65	—	—	—
Plagioklas.....	59.78	2.711	22.05	56.3	2.69	20.93
Diopsid	19.28	3.272	5.89	—	—	—
Hypersten	15.67	3.438	4.56	—	—	—
Hornblende	—	—	—	39.0	3.17	12.30
Ilmenit	1.52	4.7	0.32	—	—	—
Magnetit	0.70	5.47	0.13	—	—	—
Titanit	—	—	—	1.2	3.5	0.34
Summa	99.58		33.93	100.0		34.90
Resulterade sp. v.		2.93			2.86	
Observerad sp. v.					2.905	

Enligt detta resultat skulle en obetydlig ökning av volymen inträffa vid metamorfismen av den antagna pyroxen-plagioklasbergarten. Om vi taga i betraktande, att i en bergart med en i det närmaste normativ sammansättning största delen av Fe_2O_3 och TiO_2 , som i normen beräknas som magnetit och ilmenit, i verkligheten ingår i pyroxenerna, så skulle resultatet bliva väsentligen oförändrat, eftersom kvartshalten i sådant fall skulle bliva mindre¹.

En annan omständighet, som hittills ej beaktats, men som är av mycket större betydelse, är att pyroxenerna äro vattenfria, medan det kemiskt bundna vattnet i amfibolerna spelar en synnerligen viktig roll. Analysen av den ifrågavarande amfiboliten visar 0.42 % $\text{H}_2\text{O} + ^2$ (d. v. s. vatten, som avgår vid temperaturer över 110° C). Denna vattenhalt kan antagas ingå i hornblendet. Om vi vidare antaga, att den hade varit obunden (sp. v. = 1) i den ursprungliga bergarten, så kan den senares egentliga vikt beräknas till 2.91. I sådant fall skulle bergartens volym hava blivit oförändrad vid metamorfosen.

Det skulle väl vara teoretiskt riktigare att jämföra den metamorfoserade bergarten med en oförändrad magmabergart med nog-

¹ Om man antar kvartshalten och pyroxenernas egentliga vikter vara de samma som förr, trots en halt av TiO_2 och Fe_2O_3 , så beräknas egentliga vikten för vår teoretiska bergart till 2.91.

² Såsom förut omnämndes (sid. 59), är detta värde sannolikt för lågt.

grannt överensstämmande kemisk sammansättning. Analyser av flera bergarter med i det närmaste identisk sammansättning finnas sammanställda i Orijärvi-arbetet, tab. XIX (sid. 122). Tyvärr saknas uppgifter om dessa bergarters specifika vikter, ej heller synes någon av dem hava blivit underkastad fullständig mineralogisk undersökning, och hos ingen hava de enskilda mineralen blivit analyserade. Jag har icke heller annorstädes funnit uppgifter om specifika vikten för bergartsbildande pyroxener, i vilka atomförhållandena skulle vara så pass nära överensstämmande med den givna bergartssammansättningen, att de kunde användas för närvarande ändamål.

Denna beräkning av volymförändringen, liksom de senare (sid. 95—100) anförda beräkningarna utfördes redan för att införas i Orijärvi-arbetet. Resultatet var för mig i hög grad oväntat, då man ju allmänt antagit, att amfibolbildning förorsakas eller åtminstone befordras av tryck och försiggår under volymförminskning. Då analysen av den ovan anförda bergarten icke blivit gjord med speciell hänsyn till det föreliggande ändamålet, beslöt jag att undersöka något särskilt lämpligt exempel. Valet föll på den blastoporfyrisk amfiboliten från Riilahden Sorro, vilken under mikroskopet visar en enkel mineralsammansättning, i det den består enbart av hornblende och plagioklas. Analysen jämte en petrografisk beskrivning anfördes ovan i detta arbete (sid. 51).

Jag försökte först att i litteraturen finna analyser av kemiskt identiska ometamorfoserade magmabergarter, vilkas egentliga vikt har blivit bestämd. Tvenne analyser av sådana bergarter äro återgivna nedan i tab. XXIV.

Tab. XXIV.

	I.	II.	III.
SiO ₂	49.97	48.76	49.73
Al ₂ O ₃	16.38	16.60	16.05
Fe ₂ O ₃	3.62	5.60	2.44
FeO	6.76	5.01	7.96
MnO	—	BaO 0.10	MnO 0.20
MgO	7.50	6.93	7.84
CaO	8.95	8.79	10.22
Na ₂ O	3.22	2.47	2.99
K ₂ O	1.55	0.66	0.61
TiO ₂	—	1.26	0.56
P ₂ O ₅	—	0.19	0.12
H ₂ O +	} 2.18	2.19	0.87
H ₂ O —		1.49	0.16
	Cl 0.06	CO ₂ 0.42	
	100.19	100.37	99.75
Sp. v.	2.84	2.78	2.99

I. Basalt, Krötenkopf, Hessen; analys av H. Wolff K. Oebbeke, Jb. Pr. G. L.-A., IX, p. 393, 1889.

II. Basalt, Dardanelles, Stanislaus County, California, analys av G. Steiger. F. L. Ransome, B. U. S. G. S., 89, p. 58, 1898.

III. Amphibolit, Riilahden Sorro, Kisko.

Bägge exemplen visa en lägre specifik vikt än vår amphibolit och skulle sålunda tyda på en volymförminskning vid metamorfismen. Vid en jämförelse av analyserna finner man dock snart, att olikheten i specifik vikt kan bero på andra omständigheter. Angående analys I finner man en något högre alkalihalt; i synnerhet är kalihalten högre. Bergarten torde innehålla avsevärda mängder av kalifältspat, och dess plagioklas är mera albitisk, än vad den i ursprungsbergarten till vår amphibolit kan hava varit. Dessutom förräder den höga vattenhalten, att bergarten har varit betydligt förvitttrad. Det senare är i ännu högre grad fallet med analysen II. Det synes mig därför, att man icke kan draga några som helst slutsatser av dessa data. Analyserna anfördes även främst just för att visa, huru vanskelig en jämförelse med magmabergarter i själva verket är. Det torde vara ytterst svårt att finna en amphibolit och en omamorfoserad bergart, som skulle fylla de många villkor, som måste uppställas för att en direkt jämförelse av deras specifika vikter skulle ega någon betydelse.

Vi måste sålunda slå in på samma väg, som följdes i det föregående fallet, för att utröna, huruvida en förminskning eller en tillökning av volymen har egt rum vid den process, genom vilken vår amphibolit erhållit sin nuvarande mineralsammansättning. För den teoretiska normativa bergarten beräknas sålunda (tab. XXV).

Tab. XXV.

	Norm			Modus		
	P	Sp v.	V	P	Sp. v.	V
Ortoklas	3.34	2.56	1.30	} 26.38	2.676	9.82
Albit	} 54.06	2.688	20.11			
Anortit						
Diopsid						
Hypersten	8.83	3.281	2.70	—	—	—
Olivin	10.75	3.573	3.01	—	—	—
Hornblende	—	—	—	71.30	3.150	22.64
Apatit	0.34	3.20	0.11	—	—	—
Magnetit	3.25	5.17	0.62	—	—	—
Ilmenit	1.06	4.7	0.23	—	—	—
Kvarts	—	—	—	1.80	2.64	0.68
Summa	98.60		33.89	99.48		33.14
Resultierende sp. v.		2.91			3.00	
Observerad sp. v.					2.990	

Såsom det framgår av dessa resultat, synes i detta fall verkligen en icke så alldeles obetydlig förminskning av volymen hava egt rum vid metamorfosen. I fall det av analysen uppvisade vattnet, som utgör 0.87 %, tages med i betraktande och den ursprungliga bergartens specifika vikt beräknas under antagande, att vattnet befunnit sig som sådant med sp. v. = 1 i bergartens kapillarråmrum, så vore volymförminskningen ännu väsentligen större.

De två anförda exemplen böra icke betraktas som stridiga. I amfiboliten från Arbetareföreningens hus är amfibolen i det närmaste en aktinolit med en ringa halt av sesquioxider. Vid dess bildning hava således endast små mängder anortit blivit överförda till amfibolen. I amfiboliten från Riiilahden Sorro är däremot hornblendet mycket aluminiumrikt, d. v. s. mycket anortit har gått åt till dess bildning, varvid dock hornblendets specifika vikt är i det närmaste densamma som i en aktinolit med samma Mg: Fe-förhållande. I allmänhet kan man sålunda antaga, att ifall hornblendet i en amfibolit innehåller mycket aluminiumoxid, så har metamorfosen av motsvarande pyroxenhaltiga bergarter försiggått under volymförminskning, medan i motsatt fall en ökning av volymen kan hava egt rum.

Utom genom att direkt utgå från metamorfa bergarter, kan man med ledning av reaktionsekvationer och bekanta värden för specifika vikter beräkna volymförändringarna vid amfibolbildningen. Först taga vi det enklaste exemplet, ferromagnesiumpyroxenernas omvandling till ferromagnesiumamfiboler. Från Beckes sammanställning¹ av molekylärsammansättning och specifik vikt för bergartsbildande mineral kunna vi taga följande par av kemiskt närstående mineral:

Bronzit fr. Ultental		Antofyllit fr. Franklin	
Mg ₂ Si ₂ O ₆	73.5 %	Mg ₄ Si ₄ O ₁₂	72.7 %
Fe ₂ Si ₂ O ₆	12.8 »	Fe ₄ Si ₄ O ₁₂	15.9 »
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0.9 »	Mn ₄ Si ₄ O ₁₂	0.4 »
MgAl ₂ SiO ₆	4.3 »	CaMg ₃ Si ₄ O ₁₂	1.7 »
MgCaSi ₂ O ₆	8.5 »	Mg ₂ Al ₄ Si ₂ O ₁₂	1.3 »
		H ₈ Si ₄ O ₁₂	8
Sp. v.	3.258		3.093

Strängt taget borde man naturligtvis taga i betraktande den i amfibolen ingående vattenhalten, men även om denna beräknas som fritt vatten, åtföljande bronziten, är mineralets specifika vikt 3.131, och resultatet blir, att en ansenlig volymökning dock eger rum vid pyroxenens omvandling till amfibol.

¹) Denkschr. Ak. Wiss. Wien, LXXV ss. 11 och 13.

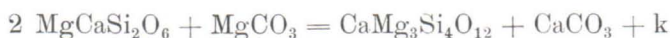
Vi kunna även anföra de värden, vilka Allen, Wright och Clement¹ erhöilo för konstgjorda rena magnesiumsilikater i olika modifikationer.

	Sp. v.
Monoklin pyroxen	3.192
Rombisk pyroxen	3.175
Monoklin amfibol	?
Rombisk amfibol	2.857

Det bör observeras, att i detta fall sammansättningen var identisk i de olika modifikationerna, eftersom även den rombiska amfibolen erhållits genom kristallisation ur en smälta och således var vattenfri.

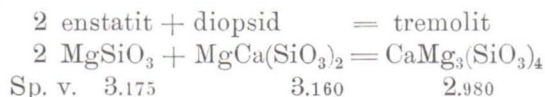
C. R. Van Hise beräknar,² att vid en molekylär omvandling av hypersten till antofyllit en volymökning av 8.70 % eger rum.

Samma författare³ ger följande ekvation för diopsidens omvandling till tremolit:



Under antagandet att magnesiumkarbonatet blir tillfört i lösning och kalciumkarbonat likaledes bortfört i löst form beräknas volymökningen av Van Hise till 5.68 %. En analog beräkning av »sahlitens» ($\text{Ca}_2\text{MgFeSi}_4\text{O}_{12}$) uppkomst ur aktinolit ger en volymökning av 7.28 %.

Vi behöva emellertid icke med Van Hise antaga att amfibolbildningen försiggår genom karbonaternas förmedling, utan kunna föreställa oss, att mineralen avsätta sig direkte ur silikatens vattenlösning. Tremolit bildas sålunda av enstatit och diopsid:



En betydlig ökning av volymen synes påfallande vid första ögonkastet. Men tremolit innehåller kemiskt bundet vatten, vilket icke är närvarande i pyroxenerna, och detta måste naturligtvis tagas i betraktande. Tremoliten från Lee, Massachusetts, må tagas som ett konkret exempel.⁴ Enligt den av Stanley utförda, synnerligen noggranna analysen eger detta mineral följande sammansättning (tab. XXVI).

¹ Am. J. Sc. 22, s. 438, 1906.

² A. Treatise on Metamorphism, U. S. Geol. Survey Monographs, XLVII, s. 270, 1904.

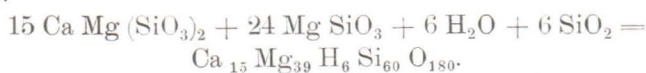
³ Op. cit. s. 277.

⁴ S. L. Penfield och F. C. Stanley, Am. J. Sc., 28, s. 32, 1907.

Tab. XXVI.

	%.	Mol. prop.	Ersättning av H ₂ (enligt Penfield).
SiO ₂	57.69	.961	(Fe, Mn, Mg) ¹⁾ 64.2
TiO ₂	0.14	.002	(Ca, K ₂ , Na ₂) ²⁾ 25.7
Al ₂ O ₃	1.80	.018	^{III} R ₂ O (F, OH) ₂ ¹⁾ 1.9
Fe ₂ O ₃	0.00	—	H ₂ i överskott över (OH) 8.2
FeO	0.55	.007	
MnO	spår	—	
MgO	24.12	.606	
CaO	13.19	.236	
K ₂ O	0.22	.002	
Na ₂ O	0.48	.008	
H ₂ O	1.56	.087	
F ₂	0.37	.011	
H ₂ O—	0.10	—	
	100.22		100.0
-- O = F ₂	0.15		

Då de molekylära mängderna av Al, K, Na, (OH) och F äro oansenliga i förhållande till det väte, som i formeln R₃Ca(SiO₃)₄ ersätter R, kunna de lemnas obeaktade och allt H₂ betraktas som ersättning för Mg. Sålunda blir förhållandet Mg:H₂ i det närmaste lika med 13:2, och tremolitens uppkomst kan uttryckas genom följande ekvation:



Specifika vikten för kombinationen på vänstra sidan av ekvationen beräknas på följande sätt (tab. XXVII).

Tab. XXVII.

	P	Sp. v.	V
Diopsid	53.01	¹ 3.167	16.74
Enstatit	39.34	² 3.175	12.39
Vatten	1.76	1	1.76
Kvarts	5.89	2.64	2.23
Summa	100.00		33.12
Resultande sp. v.		3.02	
Tremolitens sp. v.		2.980	

¹ Enligt bestämning av E. v. Bamberger på diopsid från Albrechtsberg, enligt Becke, op. cit. sid. 12.

² Enligt bestämning av E. T. Allen, Fr. E. Wright och I. K. Clement på konstgjord enstatit, Am. J. Sc. 22. s. 401, 1906.

Antages ursprungsmaterialet hava bestått av diopsid, forsterit, vatten och kvarts, så blir resultatet följande (tab. XXVIII).

Tab. XXVIII.

	P	Sp. v.	V
Diopsid	53.01	3.167	16.74
Forsterit	27.54	3.19	8.67
Vatten	1.76	1	1.76
Kvarts	17.69	2.64	6.70
Summa	100.00		33.87
Resulterande sp. v.		2.95	

I det senare fallet skulle en obetydlig förminskning av volymen hava egt rum, men det bör ihågkommas, att forsterit + kvarts skulle hava kunnat förena sig till enstatit under volymförminskning, och såsom den förra beräkningen visar, skulle tremolitbildningen då hava åtföljts av en obetydlig ökning av volymen.

Såsom ett ytterligare exempel antaga vi, att hornblende bildas på bekostnad av augit, hypersten, anortit och vatten. Vi använda därvid för augiten de data, som Xenia Galkin funnit för augiten från Sparbrod, Rhön¹, och som representant för hypersten tages den från St. Paul Island². Analyserna hava följande utseende (tab. XXIX).

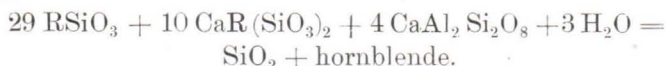
Tab. XXVII.

	Augit från Sparbrod.	Hypersten från St. Paul.
SiO ₂	48.24	49.85
TiO ₂	1.44	—
P ₂ O ₅	0.36	—
Al ₂ O ₃	4.52	6.47
FeO ₃	6.54	2.25
FeO	3.26	14.11
MnO	—	0.67
MgO	12.91	24.27
CaO	21.81	2.37
Na ₂ O	0.80	—
K ₂ O	0.36	—
H ₂ O	0.11	—
	100.35	99.99
Sp. v.	3.402	3.392

¹ N. J. B.-B., 29, 681, 1910.

² Dana, The System of Mineralogy, 6th ed. s. 350 n: 2; jf. Becke, op. cit. sid. 12.

Dessa mineral liksom alla pyroxener kunna anses härledda från silikaterna $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ och MgSiO_3 genom att en del av metallatomerna ersatts med aluminiumhaltiga radikaler, och samma radikaler kunna även antagas förefinnas i hornblendemolekylen. Hornblendesyntesen kunde i detta fall försiggå enligt följande ekvation:



Hornblendets sammansättning blir enligt denna ekvation överensstämmande med en kombination av Penfields hornblendeformler (jfr. O. R. s. 124). För att beräkna denna sammansättning i procenttal användes följande kalkylationsmetod: Procenttalen för oxiderna, vilka ingå i mineralen på vänstra sidan i ekvationen, multipliceras med de respektive mineralens medelmolekularvikt. För augiten utgör denna 242.6, och för hypersten 225.9 (dubbelmolekyl). Summorna av de sålunda erhållna produkterna äro proportionella med oxidernas procentvikter i det teoretiska hornblendet (jämfte 1 mol. kvarts). Omräknade till 100 % äro slutresultaten angivna i tab. XXX under I. Analyserna av hornblende från kvartsdioriten söder om Table Mountain, Kalifornien¹ (II) och av hornblende från dacit från Grenadilla, Spanien² (III) anföras för jämförelsens skull.

Tab. XXX.

	I.	II.	III.
SiO_2	48.84	50.08	45.76
TiO_2	0.51	0.76	1.43
Al_2O_3	11.06	7.97	8.80
Fe_2O_3	3.51	2.69	5.32
FeO	8.52	6.71	11.23
MnO	³⁾ —	0.49	0.57
MgO	16.78	16.31	14.08
CaO	9.52	11.21	10.62
Na_2O	0.29	1.22	1.39
K_2O	0.12	0.46	0.26
H_2O	0.85	1.40	0.85
Cr_2O_3	—	0.16	—
	100.00	100.46	100.31
Sp. v.			3.212

¹ Cross, Iddings, Pirsson, Washington, Quantitative Classification of Igneous Rocks, tab. XIII, d.

² Ibid. tab. XIII, c.

³ Beräknat som FeO .

Specifika vikten för kombinationen till vänster i den anförda ekvationen beräknas på följande sätt (tab. XXXI).

Tab. XXXI.

	Faktor	Medel- mol.-vikt:	Sp. v.	V
Augit	10	242.6	3.402	713
Hypersten	29	112.9	3.392	965
Anortit	4	279.1	2.765	404
Vatten	3	18	1	54
Summa				2136
Resultierende sp. v.	3.21			

Specifika vikten för hornblendet, som representeras av analys II, har tyvärr icke blivit bestämd. Analys III överensstämmer även ganska väl med den beräknade hornblendesammansättningen, men visar något högre procenttal av FeO och Fe₂O₃ samt proportionellt lägre av MgO och Al₂O₃. Då magnesium- och aluminiumföreningarna alltid ega lägre specifika vikt än de motsvarande ferro-, resp. ferriföreningarna, så kan det sägas med full säkerhet, att det teoretiska hornblendet, ifall det skulle existera, hade en lägre specifik vikt än 3.21. Således skulle även i detta fall en obetydlig ökning av volymen ega rum vid amfibolens bildning genom ombildning av motsvarande pyroxener jämte anortit.

Det måste dock erinras om, att vi hava jämfört de specifika vikterna sådana de blivit bestämda i laboratoriet. Det är alls icke säkert, att volymförhållandena voro desamma vid metamorfismen. Olika sammanpressnings- eller utvidgningsförmåga skulle möjligen kunna leda till omvända volymförhållanden, men vi ega ingen kunskap härom. Förändringarna i vattnets volym kunna i synnerhet vara avgörande. Temperaturen under metamorfismen kan hava legat nära intill eller över vattnets kritiska punkt. (Vattnets kritiska volym är enligt Nadejdine¹ 2.33. Batelli² har funnit ett mycket högre värde, nämligen 3.86). Det vore för övrigt alldeles illusoriskt att använda något av värden, som erhållits för rent vatten, emedan det naturliga i bergarterna cirkulerande vattnet vid så hög temperatur, som här är i fråga, måste innehålla en myckenhet lösta ämnen och delvis även ingå i föreningar med dem, t. ex. kiselsyror, varvid både dess kritiska temperatur och volym måste betydligt för-

¹ Beibl. Wied. Ann. d. Phys. 9, s. 721, 1885.

² Mem. di Torino (2), s. 41, 1890.

ändras. Antaga vi, att vattnets specifika vikt under metamorfismen skulle hava varit 0.5, så skulle en beräkning enligt samma metoder som de förut anförda leda till den slutsats, att bergarternas volym förblir praktiskt oförändrad vid en metamorfism åtföljd av amfibolbildning.

För att giva en sammanfattning av resultaten angående denna undersökning av volymförändringarna vid amfibolbildning kunna vi anförda följande.

Bestämningarna på amfiboliten från Riilahden Sorro i Kisko, utförda med speciell hänsyn till volymbestämningarna, ledde till det resultatet, att en ringa volymförminskning åtföljt amfibolisationen, medan alla övriga bestämningar och beräkningar giva det motsatta resultatet, att en större eller mindre volymökning därvid inträffar, såvitt de nuvarande volymerna tagas i betraktande. Båda bevisen måste anses bindande, och det framgår vidare, att volymförminskning kan inträffa, om den uppstående amfibolen eger hög aluminiumoxidhalt, d. v. s. då anortit i större mängd deltagit i reaktionen tillsammans med pyroxener, medan en volymökning inträffar, då amfibolen bildas uteslutande eller nästan uteslutande av de motsvarande pyroxenernas beståndsdelar.

Den alldeles undantagslösa regeln, att amfibolbildning i de behandlade metamorfa bergarterna alltid förlupit fullständigt, utan att minsta relik av pyroxener kvarblivit, oberoende av om amfibolen är aluminiumfattig, d. v. s. utgöres av aktinolit, antofyllit eller cummingtonit, eller ett aluminiumrikt hornblende, skulle kunna anses tyda på, att amfibolisationen beror på en annan orsak än tryckets volymförminskande inverkan, och sålunda icke eger sin grundorsak i volymlagen.

Dock är det en allmänt bekant sak, att amfibol företrädesvis anträffas i bergarter, vilka bildats under högt tryck och i vilka det således vore att vänta, att volymlagen skulle ega sin giltighet.

Van Hise¹ har haft denna svårighet fullständigt klar för sig. Efter att hava konstaterat, att volymökning eger rum vid bildningen av amfiboler som motsvara olika pyroxener, anmärker han, att dessa omvandlingar försiggå genom substitutioner analoga med kalkstenarnas dolomitisation och ferritisation, men att volymförändringen är motsatt och synes utgöra ett undantag bland de inom anamorfism-zonen skeende omvandlingarna. Han försöker förklara saken sålunda, att förhållandet vore motsatt, om karbonaterna, vilka av honom antagas förmedla omsättningen mellan kalcium och ferro-

¹ A Treatise on Metamorphism, U. S. Geol. Survey Monographs XLVII, s. 279, 1904.

magnesium, samtidigt bleve silicifierade, och att den totala volymförändringen i en bergart, i vilken amfiboler bildas, vore en förminskning och icke en ökning. I det föregående hava vi sett, att så icke är fallet. Även Van Hise medger, att frågan icke på detta sätt kan fullt klargöras, i det han fortsätter:

»But, even if this be true, it is freely admitted that the case is not fully covered, for it is very uncommon indeed for the chief resultant mineral of an alteration in the zone of anamorphism to have a lower specific gravity than the minerals from which it is derived with comparatively small chemical change. Apparently, for some reason, the amphiboles are more stable under conditions of moderately deep-seated metamorphism than the pyroxenes. This view is confirmed by the fact that, while the majority of the schists and gneisses are amphibolitic rather than pyroxenitic, in some of the gneisses and schists which have been altered under very deep-seated conditions the pyroxenes are present instead of amphiboles. The significance of this fact is probably that an unusually high pressure is required in order to produce the mineral of the highest specific gravity in the case of the pyroxene-amphibole-group».

F. Becke gav redan 1897 en sammanfattande översikt av amfibolernas och pyroxenernas uppträdande i magmabergarter.¹ I denna uppsats (sid. 331) anföres ett PT-diagram, schematiskt framställande de plutoniska och vulkaniska bergarternas avkylning och kristallisationsförlopp samt hornblendets övre stabilitetsgräns. Sistnämnda kurva stiger starkt med trycket. Inga skäl anföras för denna uppfattning. På sidan 333 heter det: »Es ist wohl nicht unwahrscheinlich, dass die Zersetzungscurve mit dem Druck ansteigt. — — Ich brauche wohl nicht zu erwähnen, dass diese Curve keinen Anspruch auf eine quantitative Bedeutung macht, sondern nur qualitativ zum Ausdruck bringen will, dass die Hornblende mit steigendem Druck bei immer höheren Temperaturen bestandsumfähig wird».

I den ifrågavarande uppsatsen nämnes icke ett ord om volymförändringarna vid amfibolernas bildning. Överhuvudtaget torde »volymlagen»,² d. v. s. tillämpningen av Le Chateliers lag på petrografen, den tiden icke ännu hava blivit allmänt bekant. Becke sä-

¹ Tschermarks Min. Petrogr. Mitt. 16, s. 327, 1897.

² För första gången uttalad av R. Lepsius, »Geologie von Attika» s. 191, Berlin 1893. Jfr. Grubenmann, »Die kristallinen Schiefer», II Aufl., s. 52, 1910. Dock avser Lepsius främst volymförminskning till följd av förstoring av kornstorleken vid omkristallisationen, t. ex. i marmor. Om volymförändringar vid kemiska omsättningar omnämnes endast i en not sid. 191: »Auch bei den gewöhnlichen Umsätzen mittels des Wassers scheinen die Molekularvolumina sich in der Regel zu vermindern, z. B. bei dem in der Natur so häufigen Umsatz von Kalkstein in Dolomit und in Spateisen».

ger också: »Dass die Hornblende durch höhere Temperaturen zer-
setzt wird, ist wohl auch schon deshalb wahrscheinlich, weil die
meisten Hornblendens einen Gehalt an in der Hitze flüchtigen Stoffen
besitzen (F, HO), so dass es wohl für jeden Druck eine Temperatur
gibt, bei der diese flüchtige Stoffe entweichen».

Kort förrän detta Beckes arbete kom ut, hade H. S. Washington
publicerat en ingående undersökning om hornblendets och biotitens
omvandling till augit och magnetit i vulkaniska bergarter.¹ Washington
anser, att hornblende och biotit äro stabila endast under
plutoniska förhållanden, alltså under högt tryck, varemot de under
lägre tryck äro obeständiga och detta till följd av deras komplexa
kemiska karakter: »This is in accordance with the well-known chemical
law that compounds are more unstable the greater their molecular
weight and the more complex their molecular structure».² Detta
uttalande, med vilket även Becke instämmer,³ kan väl anses
beteckna den allmänna uppfattningen under den tid, då den fysikaliskt-
kemiska lagen om tryckets inverkan på de kemiska jämvikterna
ännu icke blivit allmänt bekant och använd av petrograferna.

Le Chateliers lag säger emellertid blott, att vid ökat tryck
och vid konstant temperatur jämvikten i ett system förskjutes i en
sådan riktning, att volymen förminskas. Inverkan är oberoende av
molekularstruktur.

Volymlagen i en fullt utarbetad form framställes av Becke för
första gången år 1903⁴. Då anför han flere beräkningar av förändringen
i molekularvolymen vid omsättningar, genom vilka bl. a. hornblende
bildas i ursprungligen pyroxenhaltiga diabaser, och där beräkningen
visar en förminskning av volymen. Men i ett fall utgör granat och i
ett annat fall zoisit en av de väsentliga beståndsdelarna i den
resulterande amfibolhaltiga metamorfa bergarten, och det är tydligen
dessa mineral och icke hornblende, som volymförminskningen måste
tillskrivas. Något positivt bevis för att amfibolbildningen skulle
medföra volymförminskning anföres varken av Becke eller senare av
Grubenmann i dennes lärobok⁵. Dock betraktas hornblende av båda
som ett karakteristiskt eller typomorft mineral för den djupzon, i
vilken just främst volymlagen bestämmer mineralsammansättningen.

Det är väl för närvarande en allmän, ehuru föga grundad
uppfattning, att amfibolerna höra till de mineral, vilkas bildning

¹ Journal of Geology, IV, 2, s. 257, 1896.

² L. c. sid. 267.

³ Sist anf. arbete, sid. 328.

⁴ Sitzungsber. Wiener Akad. 7 Mai 1903. Om volymlagens förhistoria
jf. op. cit. sid. 6, not.

⁵ »Die kristallinen Schiefer» I upplagan 1904—1906, II uppl. 1910.

åtföljes av volymförminskning. Denna uppfattning kommer till synes bl. a. hos V. M. Goldschmidt¹ och stöder sig just på Beckes ovan anförda avhandling.

Det är ett obestridigt faktum, bekräftat av all petrografisk erfarenhet, att amfibolernas bildning gynnas av högt tryck, och vi stå inför frågan, huru detta faktum kan bringas i överensstämmelse med vårt resultat, att amfibolbildningen i de flesta fall medför volymökning eller åtminstone försiggår med oförändrad volym, och endast sällan åtföljes av volymförminskning. För att komma frågan närmare, måste vi i korthet erinra oss om vad man vet om förutsättningarna för amfibolernas bildning såväl genom petrografiska undersökningar som genom syntetiska arbeten.

Det petrografiska materialet är ofantligt omfattande och varken kan eller behöver här refereras. Det väsentliga i de på olika håll gjorda, men sinsemellan överensstämmande observationerna sammanfattades i den redan citerade avhandlingen av Becke², och senare arbeten hava blott bekräftat samma uppfattning. Vi citera åter ordagrannat Beckes mönstergilla sammanfattning:

»In vielen Gesteinen von granitischer Textur (Syenite, Augit-Diorite, Monzonite, Teschenite, gewisse Gabbroarten) ist Pyroxen das ältere Glied, und bildet Kerne innerhalb der Hornblendekrystalle. Bisweilen wird man zu der Annahme einer einfachen Fortwachsung der Augitkrystalle als Hornblende geführt, bisweilen wird man zu der Annahme genöthigt, dass der Ausscheidung von Hornblende eine Resorption des Augits vorangegangen oder mit ihr verbunden gewesen ist³. Solche Umbildungen erfolgen allerdings häufig »secundär« nach erfolgter Erstarrung des Gesteines (Uralit, schilfige Hornblende, Smaragdit), aber in vielen Fallen kann man diese metamorphe Hornblende deutlich unterscheiden von der im Laufe der Erstarrung des Gesteins auf Kosten des Pyroxens gebildeten magmatischen.»

»Umgekehrt findet man in vielen porphyrischen Gesteinen Augit auf Kosten der älteren Einsprenglinge von Hornblende gebildet, und der oft beschriebene Corrosionssaum der Hornblende in Trachyten, Phonolithen, Tephriten, Andesiten, Basalten besteht in der Regel neben Magnetit und anderen Nebenprodukten zum grossen Theil aus homoax aus der Hornblende hervorspriessenden Augit-Kryställchen. — —».

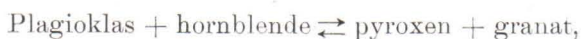
¹ Die Kontaktmetamorphoe im Kristianiagebiet, ss. 111 och 202.

² Tschermaks Min. Petr. Mitt. 16, s. 327, 1897.

³ Av detta fenomen har jag nyligen lärt känna ett utmärkt vackert exempel i en hornblendegranit från Namama-gebitet i Transbaikalien, vilket område inom kort kommer att petrologiskt beskrivas av mig.

»Hienach ergäbe sich als allgemeine Regel: in den Tiefengesteinen bildet sich Hornblende auf Kosten des Pyroxens, in den Ergussgesteinen Pyroxen auf Kosten der Hornblende».

Detta gäller nu magmabergarterna. Angående de regionalmetamorfa bergarterna hava vi att hålla oss till Grubenmanns djupzoner. Hornblende och amfiboler överhuvudtaget äro mest karakteristiska för den mellersta djupzonen. I den översta zonen komma i dessas ställe hydratiserade mineral, främst klorit jämte epidot samt talk. I understa djupzonen åter ersättes hornblende av pyroxener, främst diopsid. Det bör märkas, att diopsid icke kan uppstå genom direkt omvandling av någon amfibol, och i själva verket äro många av de till denna djupzon hänfödda bergarterna (t. ex. de s. k. erlanfelserna) sådana, att deras pyroxen under inga förhållanden kunde omvandlas till amfiboler (jfr. O. R. sid. 128). Men å andra sidan äro nog många eklogiter till sammansättningen överensstämmande med plagioklas-hornblendebearter. Sålunda hava vi i eklogiter och plagioklas-amfiboliter att göra med en reversibel omsättning:



och enligt Becke och Grubenmann förskjutes jämvikten med stigande djup i en riktning mot högra sidan. Att denna föreställning motsvarar verkligheten, behöver väl icke dragas i tvivelsmål. Men om en eklogit omvandlas till plagioklasamfibolit, vilket med hänsyn till den kemiska sammansättningen är fullt möjligt, så åtföljes omsättningen av en ansenlig volymökning, vilket icke är överensstämmande med Grubenmanns karakteristik av djupzonerna.

Viktiga upplysningar om pyroxenernas och amfibolernas förhållande till varandra erhållas i kontaktmetamorfa zoner kring eruptivmassor. Så meddelar V. M. Goldschmidt från Kristianiaområdet,¹ att endast pyroxenerna varit beständiga i de inre kontaktzonerna, men i de yttre zonerna ersättas av amfiboler. Emellertid kunna amfiboler förekomma även i de inre zonerna, och detta förklaras av Goldschmidt vara beroende på att trycket då varit större än vanligt. Så beskrives en amfibolhornfels från Skrukkelien (l. c.), vilken som en liten skälla sjunkit djupt ned i en nordmarkitmagma.

Anmärkningsvärd är vidare hornblendets förekomst såsom pneumatolytisk bildning i vulkaniska bergarter. Jag har haft tillfälle att på stället studera bomber från Vesuvius utbrott 1906, i vilka hornblende som fina prismer utkristalliserat i hålrum. Då således gasblåsor redan hade utvidgat sig till sin nuvarande volym före kristallbildningen, kan det här icke vara fråga om en bildning under

¹ Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, sid. 202.

högt tryck. Vatten och andra mineralisatorer hava säkert varit närvarande.

Bland försöken att i laboratoriet framställa amfibolmineral hava vi först att nämna Chrustschoffs mycket omtalade hornblendesyntes.¹ Han använde en blandning av kolloidala lösningar av kiselsyra (med 3 % SiO_2), aluminiumhydroxid, ferri- och ferrohydroxid, kalkvatten, några droppar natronkalilut och utfäld magnesiumhydroxid. Blandningen upphettades under tre månaders tid i päronformiga glasbollar, vilkas väggar mätte 0.5 cm i diameter. Varje päron befann sig i en järnkapsel. Temperaturen belöpte sig till högst 550°. Då bildades högst 1 mm långa prismer av ett grönt pleokroitiskt ämne med följande egenskaper: Formerna (010), (110) och (011). Vinkeln (011): (011) 148° 28'. Utsläckningsvinkeln 17° 56', optiska karaktären negativ med $2V = 82^\circ$, medelbrytningsexponenten 1,628, specifika vikten 3.2452. Den kemiska sammansättningen var följande:

SiO_2	42.35
Al_2O_3	8.11
Fe_2O_3	7.91
FeO	10.11
MgO	14.33
CaO	13.21
Na_2O	2.18
K_2O	1.87
H_2O	0.91
	100.98

De anförda egenskaperna lemna intet rum för tvivelsmål, att kristallerna verkligen bestodo av hornblende. Däremot torde uppgiften om temperaturen vara tvivelaktig. Ingenting nämnes om termometerens konstruktion, och om glasets kvalitet säges, att det var lättsmält. Det förefaller otroligt, att sådant glas skulle ha kunnat motstå vattnets inverkan vid 550°; sannolikt torde gradtalet vara alltför högt.

Dölter² framställde genom att smälta tillsammans CaO , MgO , FeO och SiO_2 med boraxkristaller, vilka i sina optiska egenskaper motsvarade hornblende. K. Bauer³ erhöi genom omsmältning av biotit med borsyra, natriumfosfat och kalciumfluorid samt avkylning av smältan vid 800° bl. a. hornblendeliknande partiklar.

¹ Bull. de l'Acad. des Sciences. St. Pétersbourg. 1890, XIII, och N. Jb. Min. 1891, II s. 86.

² Chemische Mineralogie, Leipzig 1890.

³ N. Jb. Min. B.-B. 12, s. 535, 1899.

Den viktigaste hittills utförda syntetiska undersökningen av amfibolmineral härstammar från Carnegie-institutet¹; det gäller härvid dock endast rent magnesiummetasilikat, $MgSiO_3$. Denna förening erhöles i fyra olika former, nämligen såsom monoklin pyroxen, enstatit, monoklin amfibol och antofyllit. Alla de övriga modifikationen övergå vid upphettning under smältpunkten (1521°) till den förstnämnda formen. Enbart genom upphettning försiggår omvandlingen från 1150° uppåt, men genom att använda smältlösningsmedel kan omvandlingen åstadkommas vid temperaturer ända till 800° . Amfibolerna uppstå däremot endast vid lägre temperaturer. Monoklin amfibol (kupfferit) erhöles genom inverkan av vatten på den rombiska amfibolen vid $374\text{--}475^\circ$. Rombisk amfibol (antofyllit) erhöles endast genom hastig avkylning av smältan, då alltså kristallisationen också skedde vid låg temperatur.

Undersökningarna ledde till den slutsatsen, att den monoklina pyroxenen vid atmosfäriskt tryck är den enda beständiga formen. Förutom att alla övriga modifikationer kunna omvandlas till denna, bevisas detta därav, att omvandlingen sker under utveckling av värme.

Det väsentligaste av det man för närvarande vet om amfibolernas och pyroxenernas stabilitetstörhållanden må till sist i korthet sammanfattas.

Under lågt tryck uppstå amfiboler endast som metastabila produkter vid hastig avkylning av smältor och visa tydlig strävan att omvandlas till pyroxener. Dessa amfiboler kunna vara vattenfria. De intaga alltid större volym än de motsvarande pyroxenerna.

Under högt tryck äro däremot amfibolerna stabila och pyroxenerna instabila. Alla dessa amfiboler äro vattenhaltiga. I de metamorfa bergarterna hava de i regel uppstått av någon pyroxen jämte vatten; ofta deltaga därjämte anortit i reaktionerna. Vid rumtemperatur intaga amfibolerna i en del fall något större, i andra fall något mindre volym än de ursprungliga komponenterna. Vore temperaturen under det vid metamorfismen rådande trycket så hög, att vattnets sp. volym skulle vara ansenligt större än 1, så skulle amfibolbildning försiggå under volymförminskning. Det samma vore fallet, om amfibolerna skulle under högt tryck vara mera kompressibla än pyroxenerna. I annat fall kan jag icke föreställa mig, huru amfibolbildningen kunde förklaras i överensstämmelse med volymlagen.

¹ E. T. Allen, Fr. E. Wright and J. K. Clement, »Minerals of the Composition $MgSiO_3$; A Case of Tetramorphism», Am. J. Sc. 27, s. 385, 1906.



Summary of the Contents:

On the Relations between the Chemical and Mineralogical Composition in the Metamorphic Rocks of the Orijärvi Region.

Introduction.

The present paper is an attempt to apply the chemical statics on the study of the metamorphism of Archaean rocks. The current theories of metamorphism, as worked out by F. Becke and U. Grubenmann, and by C. R. Van Hise (cf. the quotations on p. 2—3), have already been based on the physico-chemical law controlling chemical systems under given temperature and pressure, viz. that quite defined phases will appear. V. M. Goldschmidt has, by applying this principle in a more concise form and making use of the phase-rule, explained the correspondence between the chemical and mineralogical composition in the contact-metamorphic rocks in the Christiania region. P. Niggli has made another trial in the same direction concerning certain Alpine schists. Archaean rocks have not hitherto been subject to such treatment. It seems to be a general belief that these oldest known formations of the earth's crust are, as to the genesis of their minerals, utterly complicated and least of all adapted to treatment from this point of view. During the investigation of the petrology of an Archaean area in southern Finland¹ the writer was struck by the fact that the mineral paragenesis in the metamorphic rocks seemed to be controlled by simple laws and to stand in definite relations to the chemical composition. In consequence thereof an endeavour has been made to explain these relations in full. It appeared, in fact, that the problem could be solved satisfactorily and that the Archaean formations have actually reached an almost true chemical equilibrium. This circumstance was only to be expected considering that the Archaean rocks have, during a vast period of time, been subjected to metamorphic influences in the deeper zones of the earth's crust.

¹ Pentti Eskola, »On the Petrology of the Orijärvi Region in South-western Finland». Bull. Comm. géol. de Finlande N:o 40, 1914. In the present paper this work has been designated with the abbreviation »O. R.»

Crystallization of Salts and Rock-Metamorphism.

Direct experimental study of the phenomena of metamorphism being hardly practicable, if use is made of the same material as that which nature operates in, the results won in the study of the soluble salts may be utilized to throw light on the changes taking place in the minerals of silicate and carbonate rocks.

In his classical study of the formation of the oceanic salt deposits, van't Hoff started from the assumption that the salts once crystallized have no further interaction with the mother liquor, and therefore, in his experiments, the salts already crystallized, were always removed when a new period of crystallization set in. In the process of metamorphism, on the other hand, all the minerals of a rock must be in equilibrium with the pore-liquor circulating in the rock, if a truly stable paragenesis shall be reached. Hence, in order to imitate the natural conditions under which the metamorphism takes place, the experiments should be carried out thus that mixtures of salts are to be treated with a very small quantity of water, until a state of equilibrium would be reached. The product thus obtained, would, as a matter of course, be identical with the result arrived at when a solution containing the same compounds evaporates at a constant temperature almost to dryness and the masses are continuously agitated with the mother liquor.

Although van't Hoff's investigation aimed at quite another purpose than that which now engages our interest, yet his saturation diagrams allow of a conclusion as to what result might ensue in case the solution were in continual contact with the salts crystallized, or if the salts were agitated together with a trifling amount of water. Examples of such deductions concerning the system potassium chloride, magnesium chloride, magnesium sulphate and potassium sulphate are given on pp. 5—9. Let us see, how the process of crystallization goes on in the case of an equimolecular mixture of potassium sulphate and magnesium chloride in solution at a temperature of $+25^{\circ}$. Such a mixture is, in the saturation diagram (fig. I, pag. 5), represented by point 0, situated within the field of the potassium sulphate; this salt consequently is the first to be separated, and the composition of the solution is changed along the line Oa. At point a the schönite, $\text{MgK}_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, begins to crystallize out. If the potassium sulphate would now be removed, the composition of the solution would, upon continued evaporation, be changed along ab. In the case in hand, however, it can not depart from line KM, because a solution whose composition lies within the schönite field is not saturated with potassium sulphate except when it is situated on the border line to the field of the latter. The composition is therefore changed along

KM towards M, and schönite is separated at the same time as potassium sulphate is being resorbed. The crystallization of potassium chloride also begins at M. The composition of the solution then remains unchanged at M, until all the K_2SO_4 has been resorbed. Thereupon the composition of the solution is changed along MN, schönite and KCl being separated. At N $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ begins to crystallize and the schönite is resorbed, the composition of the solution remaining constant. In this case N represents the end point of the crystallization. When all the schönite has been resorbed, all the magnesium content present has crystallized out as sulphate and the potassium content as chloride.

Quite the same products are arrived at, if both salts are mixed, each of them being moistened with a trifling quantity of water. The sequence of events, however, is opposite to that in the former case, as may be seen from the following consideration: Before mixing, the pore-solutions are supposed to be saturated with the salts, containing 108 mol. $MgSO_4$ and 12 mol. K_2SO_4 respectively per 1,000 mol. water. Such a composition corresponds to point y on axis BD and lies within the carnallite field. The solution is non-saturated in consequence of increased solubility on account of the mixtures of salts having no ions in common. The solid phases are in a process of dissolution, until crystallization of the carnallite sets in. Now the composition of the solution is changed to FR and R, where it remains some time constant, the carnallite and magnesium sulphate hexahydrate being separated and the magnesium chloride and potassium sulphate re-solving itself into a solution. A greater quantity of magnesium chloride is required, hence its amount is first exhausted. Upon this the composition of the solution is quickly changed to Q where the carnallite begins to decompose and sylvite to be separated. If the composition of the solid phases would be exactly that of the molecular mixture of potassium sulphate and magnesium chloride, the process would end here upon simultaneous exhaustion of the carnallite and the potassium sulphate. In the present case, however, it is the sum of the solid phases and the dissolved salts that corresponds to the molecular proportion, and the solution in point a contains an excess of $MgCl_2$. Therefore there is an excessive amount of K_2SO_4 among the solids, and the carnallite is exhausted at first. This causes a change of the composition of the solution to point N, and $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ is transformed into $MgSO_4 \cdot 7H_2O$. Equilibrium is reached at point N with $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, KCl and a trifling amount of sylvite, which disappears, if the mother liquor is now evaporated into dryness.

The result is thus the same as was obtained at the isothermic evaporation of the solution having the same composition. Though

the process has gone in an opposite sequence, the final stable products, however, are separated in the same order: the sylvite crystallizes first of all whereupon follows a simultaneous separation of the sylvite and magnesium sulphate. It may be easily seen, that this is a rather exceptional case. Generally the order of crystallization of the final products will be the opposite. If we had e. g. a mixture of 1 mol. MgCl_2 and more than 2 mol. K_2SO_4 , the last mentioned salt would be found among the stable final products being, at isothermic evaporation, the first, and, at metamorphic re-crystallization, the last constituent to be separated out.

It is remarkable, that the potassium sulphate is not found among the stable reaction products, although the composition of the mixture is located within the field of saturation of this compound, and its solubility is less than that of any other phase occurring in this system at 25° . This circumstance is due to the fact that both the final products must simultaneously be saturated with their common solution, which only takes place with the sylvite and magnesium sulphate.

The present example is somewhat complicated by the occurrence of many hydrates and double salts. Hence another instance may be quoted, viz. the system sodium chloride, potassium chloride, potassium nitrate and sodium nitrate. Although this system has not been completely investigated, still the writer has constructed the saturation diagram (fig. 2). Qualitative experiments carried out ascertained that the figure, in its main features, is correct (pag. 10—12). It appears that, at $+25^\circ$, the potassium nitrate and sodium chloride are always found among the reaction products and, besides these salts, either potassium chloride or sodium nitrate, depending on the proportions in which these salts are present. At a change of temperature, the shape of the diagram is altered, and it may happen that the lines designing the simultaneous saturation of the stable compounds are shortened and the four fields finally meet in a single point. At this temperature, which is constant at a given pressure, four phases are stable besides the common solution. This is a transformation point. When this point is passed, the opposite pair of salts is always found among the stable products.

We have here examples of gradual variation of the mineral composition in systems made up of four independent components, one of which is water. There occur three solid phases at the same time besides the solvent, and, at a change in the composition, one of the solids may disappear and a new one take its place. If there are more components, the number of the phases, including the liquid, will always be found equal to that of the components. A change of temperature may cause alteration in the mineral composition. It appears

from the studies of van't Hoff that this may be due to two different causes. (1) The system is brought into the field of stability of a new compound or vice versa. The transformation of an allotropic modification into another represents a special case of this group of transformations. (2) Changes in the solubility may cause the fields of saturation to limit one other, where formerly they had no boundaries in common and consequently could not exist together, or, on the other hand, the fields of compounds formerly limiting one another may be separated. Transformations of this kind, known in numbers among the salt minerals, have not yet been noted in siliceous rocks, although they are certainly not less common, as will appear later on. An example may be anticipated here: Cordierite, potash feldspar and biotite are all stable within a very wide temperature interval. At high temperatures they seem to be stable together, and occur e.g. in the contact-metamorphic rocks in the Christiania region, as described by Goldschmidt. In the metamorphic rocks of the Orijärvi region, where the metamorphism has taken place at much lower temperatures, each of these minerals is stable in itself and occurs in combination with other minerals, but the microcline and cordierite do not occur together.

As shown above, the metamorphic re-crystallization proceeds in an order opposite to that occurring in the case of crystallization from solution (or melt —; in this paper no difference is made between these conceptions). This rule is also true as regards siliceous rocks, though, of course, with the restriction that the crystallization of the final products may still be the same, as pointed out in the case of potassium sulphate and magnesium chloride in molecular proportions. The fact that the metamorphic rocks, like the igneous rocks, must have crystallized out in a definite sequence, has received but little attention from the petrographers. As already pointed out by Becke and Grubenmann, this circumstance is due to the specific mode of crystallization of these rocks, preventing the sequence from appearing in the degree of idiomorphism. Instead of this, the order of idioblasticity, or the form-energy, plays the most important part. The velocity of crystallization and other circumstances also exercise an influence on the development of the structures in the metamorphic rocks. The sequence of crystallization may be stated in case a zonal structure has been developed. Such a phenomenon is often observed in the plagioclase, and, as is well known, it shows an arrangement of zones opposite to that in the plagioclase in igneous rocks, which fact coincides with the common rule of the opposite order of separation. Another instance in point is the cummingtonite found in a certain amphibolite grown around the individuals of hornblende. The writer

explains the metamorphic genesis of this rock in the following way: Originally it was a basalt or diabase composed of anorthitic plagioclase, hypersthene and diopside. In process of metamorphism hornblende was formed by a complicated interaction of all these compounds. When all the diopside had been exhausted, there still remained some hypersthene, whereupon the latter was subsequently transformed into the cummingtonite which, owing to the isomorphism, could crystallize around the grains of hornblende.

The crystallization of salts in continuous interaction with the mother liquor would be analogous to the crystallization of igneous rocks, if this were isothermic. The products not in equilibrium with the rest magma during the later stages of consolidation would be re-sorbed and the final product would be an association fully stable under the conditions prevailing. Many igneous rocks are, in fact, in their mineral composition, identical with neighbouring metamorphic rocks, and no doubt represent stable associations, originated in a primary way by crystallization from the magma.

In general, however, the igneous rocks have not crystallized isothermically and their minerals contain reminiscences of different temperatures through which the rock has passed during the process of its cooling. The final product is then no stable association.

The Metamorphic Facies.

A true equilibrium can be arrived at only if the conditions of temperature and pressure remain approximately constant during the transformation. Among the petrologists there have been different opinions in the question treating of the occurrence of truly stable associations among metamorphic rocks. The author has by means of an investigation of an Archaean formation ascertained that equilibrium has been reached in a very high degree. Consequently it appears plausible to the writer to treat these metamorphic rocks from the stand-point of chemical statics. Metastable relics and secondary alteration products are not taken into consideration. Under these circumstances we may start from the following thesis, based on the fundamental theories of physical chemistry:

In any rock of a metamorphic formation which has arrived at a chemical equilibrium through metamorphism at constant temperature and pressure conditions, the mineral composition is controlled only by the chemical composition.

We are led to a general conception which the writer proposes to calling *metamorphic facies*. This term is selected in consideration of the analogy to the stratigraphical facies, including sediments whose characters point to a genesis under identical conditions. In the same

way a metamorphic facies includes rocks which, in accordance to the above thesis, may be supposed to have been metamorphosed under identical conditions. As belonging to a certain facies we regard rocks which, if having an identical chemical composition, are composed of the same minerals. It may expressly be pointed out, that this conception does not postulate any supposition whatsoever concerning the genetic, pre-metamorphic relations of the rocks, and that every facies may include all possible chemical and genetical varieties. One and the same facies may be found in widely different parts of the world, while in neighbouring localities different facies may be met with.

Becke's and Grubenmann's well-known classification of regional metamorphic rocks into three depth-zones is in many respects analogous with a classing of the rocks into different facies. There are, however, certain differences of general bearing, and it seems to the writer, that the facies-classification would have some advantages superior to the depth-zone-classification:

1) Becke and Grubenmann base their classification on the assumption of certain typomorphic minerals for the different levels in the earth's crust. This basis is hypothetical and may be charged with errors. The conception of facies, on the other hand, is free from hypothetical elements, being determined directly by the observed mineral composition.

2) The classing into depth-zones is applied only to regional metamorphic rocks, while the facies-classification may be used quite regardless of the character of the metamorphism. Recent investigation goes to prove, that there is no essential difference between the regional and contact metamorphism. Extreme cases of either kind are exceptional. The metamorphism of the Archaean formations especially includes influences of both kinds. However, the mode of transformation of the minerals is, in any case, the same. This conception is also applicable to pneumatolytic and metasomatic products, as it is apparently only the final, i. e. the actual chemical composition which under given temperature and pressure conditions determines the set of minerals, assuming, of course, that a true equilibrium has been arrived at. ¹

¹ J. Johnston and P. Niggli (See the note on p. 18) have expressed the opinion that this is not the case. Apparently these writers assume, that the volatile components are removed only after the re-crystallization has taken place. Under such conditions it is true that the resulting minerals may be different from those which would originate if the mineralizers had not been present. In a case of this kind, however, the equilibrium is affected by the loss of the volatile compounds, similar to the occurrence ensuing upon crystallization from a solution. Under such circumstances new reactions must take place and lead to the same product as upon re-crystallization without mineralizers. Otherwise the association would, under the prevailing conditions, be unstable.

3) The depth-zone-classification is, in fact, also based on the mineral composition, similar to the facies-classification, as the mineral composition is controlled by the temperature and pressure, the depth in itself being no factor. The temperature increases downwards, it is true, but the rate of the increase is very different and in a high degree modified by the neighbourhood of magma masses which play such an important part in the rock-metamorphism. Locally the mechanical work in the process of mountain-folding may be transformed into heat. In this case the increase of the pressure, too, is not directly proportional to the depth.

The facies-classification still remains to be worked out. It seems positive that, broadly speaking, it will be conformable to the grouping in depth-zones, but the number of the facies is no doubt larger than that of the depth-zones.

An important restriction in the applicability of the facies conception is due to the circumstance that the unequal pressure or stress is, in its mode of action, different from the hydrostatic pressure, as has been deduced long ago by many leading scientists in the branches of physics and physical chemistry. Recently J. Johnston and L. H. Adams and latest J. Johnston and P. Niggli (quoted on p. 19) have treated this problem from the stand-point of the theory of metamorphism. The result is, that the pressure acting in excess on the solid phases always depresses their melting-points, a sufficient excess of pressure in a certain direction being able to cause a substance, having a high melting-point, to melt even at a room temperature. In the same way the solubility is increased by unequal pressure. The origin of the schistose structure is explained by the common rule known long ago under the name of the Riecke principle.

Johnston and Niggli have pointed out the limitation in applying the conclusions, reached in the case of systems under equal pressure, to stressed systems, however they maintain that such conclusions »may be useful for purposes of classification if for no others» (cited in extenso on p. 19—20). The writer shares this opinion in full. As is well known, the stress represents the main factor in the uppermost of Grubenmann's three depth-zones, and it is here the above-named limitation must be considered. The rocks of this zone, widely distributed e. g. in the Alpine mountain-chains, belong, broadly speaking, to one and the same facies which is characterized by the minerals albite, epidote, sericite, chlorites, talc and calcite. There occur, however, many varieties possessing typical occasional components, such as almandite, staurolite and chloritoid, whose occurrence is not always referable to any corresponding peculiarity in the chemical composition. The chloritoid-schists at the Northeast border of the Gotthard

massive, described by Niggli, afford an example of stressed rocks having a somewhat variable mineral composition not fully controlled by the chemical composition. Niggli refers such related rocks to groups called by him »rocks-series», the definition of which is cited on p. 20. Aside from the fact that the stress may give rise to specific products depending on the difference of the amount of pressure in different directions, the conditions in stressed regions, as compared with those under equal pressure, are apparently far more variable, in space as well as in time.

Returning to the Archaean metamorphic rocks, we find among them mostly such which by their schistose structure display proofs that they have been subjected to stress. It may be assumed, however, that the stress has played an unimportant rôle as to the development of their minerals. Phenomena of cataclase are exceedingly rare. All the mechanical deformations, as folding of layers and flattening of primarily round pebbles in conglomerates etc., belong to a period prior to that of the final metamorphism which has given rise to the actual set of minerals. The above-named theory of the nature of the stress action also leads to the conclusion that the stress tends to eliminate itself by that process of re-crystallization which it causes. The individuals are dissolved in the direction of the maximum stress and re-crystallize in a direction at right angles to the former, and no true chemical equilibrium is possible until the pressure becomes equal. Thus the solid rocks subjected to stress behave like plastic bodies until the differences in the pressure have been eliminated by the rock flowage. The absence of mechanical deformation already points to the fact that the rock has possessed such metamorphic plasticity and that consequently the stress could, in some degree, be resolved into static pressure.

In the present writing no attempt is made to effect any general classification from the standpoint of the facies conception, but the endeavour in view is to give a rather exhaustive treatment of a special facies, that of the Orijärvi region. It may already be safely stated that this area, as regards the facies development, represents very large portions of the Archaean and other deep-metamorphic rock series of the world.

The Original Materials and the Products of Metamorphism in the Orijärvi Region.

Among the metamorphic rocks in the Orijärvi Region a large part belongs to rocks of supercrustal origin or, in other words, to sedimentogeneous and volcanogeneous rocks. Typical sedimentogeneous rocks are the limestones and the cordierite-leptites, the latter being

chemically identical to argillaceous sediments. Besides these main groups, transitional types occur between them, i. e. metamorphic products of marly clays and marly limestones. To these rocks belong the diopside-amphibolites, the diopside-gneisses and the wollastonite-rocks.

Among the volcanogeneous rocks we have such chemically corresponding to liparites, dacites and feldspar-basalts. The saline types occur in the form of leptites, whilst the more femane varieties appear as amphibolites.

Furthermore there are metamorphic infracrustal rocks, corresponding to oligoclase-granites, granodiorites and quartz-diorites, gabbros and peridotites.

Finally we must remember the pneumatolytic formations. Belonging to this group there are, according to the writer, the cordierite-anthophyllite-rocks, the andalusite-bearing quartz-mica-rocks and some other related rocks, the cummingtonite-amphibolites and the skarn-rocks, represented by the tremolite-skarn, hornblende-skarn, pyroxene-skarn and andradite-pyroxene-skarn.

All these rocks seem to have reached an almost true equilibrium, as will appear later. The sedimentogeneous schists show perfect crystalloblastic structures and generally have no other primary features preserved except a coarse bedding. The eruptivogeneous metamorphic rocks often bear traces of their primary structures and contain primary mineral constituents, such as quartz, plagioclase or olivine. It appears, however, that such minerals may be regarded as stable relics, i. e. they were, during the metamorphism, in equilibrium with the newly formed minerals as well as with the pore-solution. The primary minerals are the same as the re-crystallized ones. Thus the original hornblende has the same colour and other properties as the slender prisms of this mineral found in the granoblastic hornfels-mass, apparently of metamorphic origin. The plagioclase is likewise found in two generations possessing almost an identical composition. Such rocks may therefore be assumed primarily to have had a mineral composition quantitatively almost identical with that resulting upon the metamorphism of a rock having the same bulk composition. Two interesting conclusions may be drawn from this circumstance. In the first place, the original consolidation of these rocks must have taken place at the same temperature and pressure conditions as prevailed during the metamorphism of the leptite series. Secondly, the primary structures of the infracrustal rocks are often preserved in spite of the fact that, in the natural process of things, they have been subjected to the same metamorphosing agencies as the neighbouring supercrustal series, which proves that they were already primarily accommodated to the same conditions.

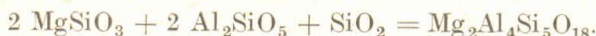
Another type of relics are represented by the pseudomorphs. These are fully stable products in which the shape is the only proof of a former existence of minerals which did not belong to the final stable paragenesis. We may discriminate between the two following kinds of pseudomorphs: (1) pseudomorphs after primary minerals in eruptivogeneous metamorphic rocks; (2) pseudomorphs after metamorphic minerals from earlier stages of the metamorphic development of the rock. The former kind is represented by the uralite. As an example of the latter we mention the pseudomorphs after cordierite in the sedimentogeneous cordierite-leptites. The writer has found that, in the rocks of the Orijärvi Region, the cordierite and the potash feldspar do not occur together although they are both stable in other associations. However, the rocks under consideration may, besides the potash feldspar, contain pseudomorphs after the cordierite, bearing evidence of an earlier stage of the metamorphism, at which both minerals named had existed together.

Phenomena related to the pseudomorphs are observed at the contacts between two rocks whose minerals, in themselves, form stable associations, but which are not *congressible*, i. e. which cannot form a stable addition product independent of a change in the mineral composition. As may be expected, reaction zones have been formed at such boundaries. A few instances of this very common phenomenon may be mentioned.

A dike of basalt has intersected a liparite. Later both rocks have been metamorphosed, the former now consisting of plagioclase and hornblende, and the latter of quartz, plagioclase, microcline, biotite and muscovite. These associations are not congressible; the muscovite and hornblende never occur together in the rocks under consideration. At such a boundary a reaction zone was observed, 2 mm in maximum thickness which contained much biotite formed by the interaction of the muscovite and hornblende.

The metamorphic tuffogeneous rocks of Southern Finland often contain pebbles rich in lime-silicates, especially diopside, and these pebbles are generally light-coloured. When enclosed in leptitic masses they are surrounded by darker rims. The diopside is gradually replaced by the hornblende, and towards the periphery the biotite is added. This phenomenon may be understood, when we take into consideration that diopside and biotite do not exist together where quartz is present. The reaction zone may reach a thickness of 2 cm. Other examples of this kind may be found in the contact-walls between the limestone and other supercrustal rocks (O. R. p. 151—163) and in the reaction rims around the amygdules of calcite in metamorphic amygdaloids (O. R. p. 108).

Closely related to the contact phenomena are those observed in the sillimanite-bearing cordierite-anthophyllite-rocks near Träskböle in Perniö (O. R. p. 180). Large crystals of sillimanite, embedded in a mass of cordierite and anthophyllite, are surrounded by a zone of cordierite, up to 10 mm in thickness. Apparently the sillimanite was not stable together with the anthophyllite, and both were combined according to the equation:



Considered as a constituent of the rock, the sillimanite is an unstable relic. By its reaction zone it is, however, well isolated from its non-congressive surrounding. The writer proposes to call such minerals *armoured relics*.

The rocks of the Orijärvi Region are pretty free from secondary alteration products, thus rendering no great difficulty in the study of the equilibria. The plagioclase is sometimes somewhat turbid from epidote. The biotite and hornblende may present an incipient alteration into chlorite. The olivine, when occurring, is somewhat more altered into serpentine. Quantitatively these alterations are inconsiderable, barring local cases, apparently connected with zones of dislocation. At times the newly formed hydrated minerals are rock-making, and may be spoken of as forming a special facies. Such are the sköl-rocks in the Orijärvi Mine, being mainly composed of chlorite and talc.

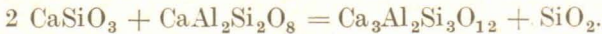
The Mineral Associations.

In a study of the mineral associations we must take into consideration the circumstance, that rocks containing an excess of silica, show quite another behavior than those deficient in the said compound. In the former case such minerals occur which contain a maximum possible amount of SiO_2 . All the excessive silica goes to form quartz, and its relative quantity does not influence the other minerals of the rock. In the latter case, the amount of SiO_2 available must be distributed among the metal oxides present, and thus the amount of the deficiency exercises a controlling influence on the mineral composition of the rock. We shall, firstly, only consider the rocks containing an excess of quartz.

The observed mineral associations of rocks containing an excess of silica are shown in table I (p. 28). This table has been constructed thus that the fields of the minerals which have been observed in association, limit each other along a line or at a point, while those not found in association with each other occupy isolated fields. Thus

this table, in a synoptical manner, expresses the same observations as are tabulated in table III (p. 32).

The almandite has been placed together with the cordierite and anthophyllite, because this mineral either replaces the latter-mentioned or occurs together with them. The quartz, albite, anorthite and calcite have been placed outside of the table. They seem to occur as further components of all the associations represented in the table, with the exception of one, however: the plagioclase has not been met with in association with the wollastonite. Instead of these, grossularite and quartz probably appear, according to the following equation:



The calcite seems to be indifferent in relation to the silicate minerals. It has not, however, been observed in contact with anthophyllite, cordierite or andalusite. As the observed combinations only are represented in the table, it is possible that others exist as well, though not observed. Thus it is quite probable that the microcline may be associated with the grossularite and wollastonite, as no possible reaction products of these compounds are known. One of the associations seems to present an anomaly, as compared with the others. This is the association muscovite, andalusite, cordierite and biotite, occurring in the andalusite-bearing rocks near Iilijärvi west of the Orijärvi Mine. The mode of expression of this association in the table, which was made empirically and without applying the theory of equilibria, draws one's attention, from the stand-point of this theory, for the reason that it bears a resemblance to the conditions prevailing in the case of a transformation point. Upon closer consideration one finds this really to be an association which may possibly be stable only at such a point. Besides the four minerals mentioned, also quartz and plagioclase partake in this association. Of these, the quartz may be a participant in a reaction taking place in this system of four independent components (the plagioclase does not interact). Goldschmidt (quoted on p. 29—30) has already discussed this system, showing all the five phases to be stable only at the transformation point. Thus the association named must in fact be unstable. Instead of these, stable products might appear in the form of either muscovite, cordierite, quartz and andalusite, or muscovite, cordierite, quartz and biotite, both of which are really very common in the area.

This is the only example of truly unstable relics observed in the rocks of the area. Its preservation may perhaps be ascribed to the fact that these rocks are so coarse-grained that all the minerals were not within the reaction spheres of each other.

Further anomaly lies in the simultaneous occurrence of anthophyllite and cummingtonite. This case will be treated later on.

Table II (p. 31) expresses the associations corrected according to the above considerations so that only truly stable associations are represented.

Graphical Expression of the Rocks Containing an Excess of Silica.

If a series of rocks belongs to a definite facies in the sense defined above, the relations between its chemical and mineralogical composition can be expressed graphically, so that the mineral associations directly appear from the diagrams based on the chemical analyses. Such a graphical solution is possible, if the number of the components controlling the mineralogical composition can be reduced to an extent allowing of a diagrammatic expression. We shall consider which components may be left out of account.

In the rocks containing an excess of silica, the amount of this component does not effect other minerals than the quartz, and will not be considered. Another great simplification is made possible by the circumstance that some elements enter into isomorphous compounds mixed with one another, i. e. forming only one phase. Such is the case with Fe, Mn and Mg. They may therefore be dealt with as only one component, and we shall write, for the sake of brevity, MgO instead of (Mg,Fe,Mn)O.

The series of mixtures of corresponding magnesium and ferrous compounds is continuous in the group of pyroxenes, amphiboles and biotite, but interrupted in the cordierites, with a maximum molecular quantity of the ferrous compound of approximately 50 %. The same seems to be the case with the almandite, at least so far as the rock series in question is considered. Boeke (referred to on p. 33) has arrived at the conclusion that the almandite and pyrope form a continuous isomorphic series, but this conclusion does not seem to be well founded on his statistics showing a maximum and rather exceptional quantity of pyrope amounting to 75 % and a striking concentration of analyses showing less than 25 percent of the magnesium compound. From the Southwest of Finland only two analyses of almandite are available showing about 13 mol. % pyrope. When the almandite occurs in association with the cordierite and anthophyllite, as was found in the rock from Träskböle (O. R. p. 176), the almandite is poorest in the magnesium compound (13 %), while the cordierite is richest (72.1 %) and the anthophyllite stands midway (46.3 %). The two last-named minerals, on the other hand, may render almandite and quartz according to the following equation:



It seems apparent that it is the ratio $\text{FeO} : \text{MgO}$ that decides which is formed, almandite or cordierite + anthophyllite. An application of the phase-rule leads directly to the conclusion that it is the imperfect mixability of the ferrous and magnesium compounds that causes the appearance of the almandite. MgO and FeO , in a rock being too rich in the latter to form cordierite, behave as two independent components, and this system contains one component more than is generally the rule. Therefore a new phase (almandite) appears without causing any of the others to disappear. This conforms with the observation of the author. In the graphical expression we may therefore leave the almandite out of consideration, putting the cordierite and anthophyllite in its place.

Fe_2O_3 replaces, in the mafic minerals, isomorphically Al_2O_3 and is added to the latter. In the same way TiO_2 replaces in part SiO_2 and is added to this, so far as it does not enter into the minor constituents, ilmenite or titanite.

Of the minor constituents the following must be taken into consideration: apatite, calcite, titanite, ilmenite, rutile, magnetite, pyrite, pyrrhotite and other sulphide minerals. The occurrence of these minerals is ascribable to the fact that each of them contains an independent component not present in the main minerals, or entering into them only as an isomorphic substitution of other compounds. Every new component causes the appearance of a new phase. If the ferrous oxide and magnesium oxide are to an unlimited extent replaced in the main constituents, there appear simultaneously two independent components in the ilmenite: TiO_2 and FeO . Consequently two new phases are possible in a stable system, and the ilmenite and titanite may occur together. A group of leucoxene, seemingly representing an alteration in process, may in reality be a stable product, the ilmenite playing the rôle of a stable relic. If FeO , in the almandite, is an independent component, the simultaneous presence of the two titaniferous minerals in almandite-bearing rocks is not conformable to the phase-rule. In fact only the ilmenite but not the titanite has been met with in association with the almandite.

As the components entering into the subordinated, but not into the chief constituents, are present in insignificant amounts, they may be left out of consideration, and are, consequently, also omitted in the diagram. In the calculation of the chemical components they must, however, be considered in so far as they contain components in common with the chief minerals. In the case of the calcite, e. g., we have simply to subtract the amount of CaO equivalent to the percentage of CO_2 shown by the analysis from the total CaO . The apatite and the sulphides are computed analogically. Such minor constituents

as the titanite, ilmenite or magnetite, necessitate a correction in the analytical figures of CaO, FeO or Fe₂O₃. The percentage of these minerals must therefore be known, and if the mode has not been determined in full, the amounts of these minor constituents must as accurately as possible be estimated according to the Rosiwal method.

Among the chief constituents, there are many containing water, such as the micas, amphiboles and cordierite. The water, or the hydroxyle-group, plays a different rôle, in the last named being probably present in a solid solution devoid of stoichiometric proportions. In the micas it replaces isomorphically the alkali oxides, and in the amphiboles it very probably, to a great extent, replaces the monoxides. In the rocks under consideration water seems always to have been present in an excess of the proportions necessary for the genesis of the water-bearing minerals (cf. p. 136). Water may therefore be left out of consideration, just as the silica.

Of the components still remaining Na₂O may also be omitted, because it enters, as an essential compound, only in one mineral, the albite. The amount of Na₂O does not therefore influence the other constituents and may be put aside together with an equivalent quantity of Al₂O₃.

It must, however, be remembered, that subordinate quantities of sodium oxide are present in the micas, amphiboles and pyroxenes. In the first-named minerals it replaces the potassium oxide, but concerning the others, it is generally impossible to decide, whether the percentage of Na₂O should be added to that of CaO or MgO or if it should be computed as an independent sodic compound, such as the glaucophane. The sodium content in the mafic minerals can not therefore be included in the calculation, even when the minerals have been analyzed separately. The source of error due to this circumstance may, however, be materially diminished: The plotting of the projection points for the mafic minerals with variable composition must be based on the actual analyses. If the percentage of Na₂O in these analyses is omitted in the same way as in the rock analyses, the projection points all migrate in one and the same direction, and if the sodium content in the mafic minerals would be invariable, the correspondence between the chemical and mineralogical composition would be expressed quite correctly in the diagram. Thus it is finally the variability of the composition of some minerals that prevents an exact graphical calculation of the mode from the chemical analyses.

There remain now four components: Al₂O₃, MgO, CaO and K₂O. All these might be reproduced by a three-dimensional model. If a rock analyzed should belong to the facies assumed, its analysis would correspond to a point whose position, with the limitation due

to the variable composition of the mafic minerals, would exactly, quantitatively as well as qualitatively, express the mineralogical composition of the rock. Owing to the difficulty in clearly reproducing stereometric models in the print, the writer prefers to use two different plane projections, each representing the proportions of three components. Ere we can enter into the treatment of these, some general statements must be anticipated.

There are certain definite proportions in the relations between the above-named chemical components of importance, as to the mineralogical composition. As a first instance considering alumina, the conceptions »*excessive alumina*» and »*deficiency in alumina*» are already current in chemical petrology. In case of the ratio $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) : \text{Al}_2\text{O}_3$ ¹ < 1 , there is an excess of alumina, in the opposite case a deficiency. We will define a few other similar conceptions, fixing arbitrarily the boundaries at ratios which signify the limits between some characteristic associations.

The calcium oxide, in excess of the ratio $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 1$ is called the *femic lime*. It is found only in rocks with a deficiency in alumina and is designated CaO'' .

Such rocks showing the ratio $\text{CaO}'' : \text{MgO} > 1 : 3$, may be called rocks with an *excess of lime*. In the rocks of this group diopside is always found or other mafic minerals still more calcic. The opposite case is represented by the group of rocks showing a *deficiency in lime*. This group includes part of the rocks containing a deficiency in alumina and all of those with an excess of alumina.

The rocks showing a deficiency in lime may be divided into two groups displaying a striking contrast in their mineral development. One of them may be called rocks with an *excess of potash*. They contain biotite or muscovite and possibly microcline, but no anthophyllite, almandite, cordierite or andalusite, whilst the rocks with a *deficiency in potash* always contain some of the last-named minerals, but no microcline. The boundary-lines between these two groups can not be fixed by any definite proportion of K_2O to MgO and Al_2O_3 , owing to the variable composition of the micas. In words, this boundary may be defined in the following way: To commence with a rock containing microcline and muscovite, the amount of muscovite, in these, increases proportionally with the excessive alumina and at the expense of the alumina, according to the following equation



¹ The chemical formulas are here and in the following pages used to designate the molecular proportions of the compounds in question, in stead of such designations as e. g. » pAl_2O_3 ».

If the excessive alumina exceeds the ratio of the double proportion of K_2O present in the rock, the microcline will be exhausted upon which andalusite will appear, and a rock of this kind shows a deficiency in potash. When MgO is added to a rock containing muscovite and microcline, these are transformed into biotite according to the equation:



Depending on the amount of the excessive Al_2O_3 , either muscovite or microcline is first exhausted upon a continued addition of MgO . In the former case the rock consists of plagioclase, microcline and biotite. If more Al_2O_3 is now added, muscovite will be formed, but in case the microcline is exhausted, more biotite and cordierite, and the rock has thus been transformed into one showing a deficiency in potash. Upon the addition of more MgO , anthophyllite will also appear. In case the microcline is first exhausted upon the addition of MgO , the association of plagioclase, muscovite and biotite results, and, at continued addition of MgO , cordierite appears. Further addition of Al_2O_3 may induce muscovite, while the biotite disappears.

The biotite, however, may also occur in rocks showing deficiency in alumina, i. e. such rocks containing hornblende, the excess of alumina in the biotite being inconsiderable. In these rocks, if they have excessive potash, the occurrence of biotite is controlled by the ratio $CaO'' : MgO$, the biotite being present when MgO is in excess of the hornblende ratio. Only when this excess in proportion to K_2O is larger than that required by the composition of the biotite present, no more biotite is formed, but anthophyllite appears, and there is a prevailing deficiency in potash.

In rocks containing excessive lime, i. e. such rocks with the ratio $CaO'' : MgO$ exceeding the ratio of the same compounds in the hornblende present, no biotite occurs. In these rocks, all the potash goes to form potash feldspar. Thus they, in so far as they may contain potash feldspar, behave like rocks showing a deficiency in lime and an excess of potash. All these rocks will be termed as *group I*, whilst the rocks showing a deficiency in lime and potash are headed under *group II*.

The A,CF₂projection.

It was found, that in rocks with excessive potash the existence of no mineral depends upon the amount of K_2O . We may therefore choose a graphical expression in which K_2O , besides an equimolecular amount of Al_2O_3 , has been left out of consideration. The remaining three components, i. e. $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O) = A$, $CaO = C$ and $(Mg,Fe,Mn)O = F$, are located at the edges of an equilateral

triangle (fig. 3, p. 40). This projection represents all the rocks of group I, expressing the correspondence between their chemical and mineralogical composition. Each mineral having a constant composition is represented by a point, whose position is calculated directly from the formulas. For the minerals possessing a variable composition, as well as for the rocks, the projection values are calculated from the analyses.

If the points of the minerals present in the rocks under consideration are united by lines (see fig. 3), the triangle will be divided into five smaller triangles each of which represents associations of the three minerals located at their edges. A rock analysis must lead to a projection point within the field of the association present in the rock, while, on the other hand, the point plotted from the analysis shows which minerals must be present, if the rocks actually belong to the facies assumed. An association of only two minerals leads to a point located on the line uniting the points of the minerals. Here, however, we must take into consideration the variable composition of the biotite and hornblende. The tangents drawn from the point of the anorthite to the curves enclosing the points of the analyses of the hornblende or biotite form the sides to two fields: biotite—*anorthite* and hornblende—*anorthite*, within which the respective bi-mineralic associations are possible, however, combinations of three minerals are not excluded. If the composition of the biotite and the hornblende would be known in each special case, the mineralogical composition of the rocks would be quantitatively as well as qualitatively determined by the points of their analyses.

The same method of graphical expression may also be used for the rocks of group II (fig. 4). As these, however, besides the andalusite, cordierite, almandite or anthophyllite, also contain potash-bearing minerals, whose quantities are controlled by the percentage of potash, not appearing in the A,CF-projection, the mineral composition of the rocks is not perfectly fixed by the position of the points of the analyses. As to the occurrence of biotite and muscovite in these rocks, it appears that the boundary lines of their fields of existence are the same as in the rocks of group I, though somewhat modified by the presence of the andalusite, cordierite or anthophyllite. Thus the appearance of muscovite is possible within the entire field of *anorthite—biotite—muscovite*, but it does not occur together with the anthophyllite. In the same way the occurrence of biotite is possible within the field of *cordierite—anorthite—muscovite*. But when andalusite is also present, the biotite is prevented from further appearance in a truly stable association, and when in spite of this it does occur, the association must be regarded as an unstable one

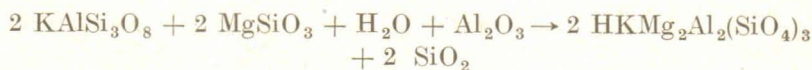
(cf. p. 121). In every other case the observed associations are such as would be expected from the theoretical stand-point and they seem therefore to be truly stable.

The A,,KF=projection.

In the rocks containing excessive alumina, all the lime present enters into the anorthite and does not therefore exercise any influence on the other mineral constituents. This circumstance makes another triangle projection possible, where the influence of K_2O on the mineralogical development is also expressed. Such a graphical expression is required for the completion of the A,CF projection. It is eminently adaptable as a quantitative expression of the relation between the chemical and mineralogical composition in the rocks with an excess of alumina.

The quantity of alumina in these rocks exercises an influence on the typical minerals only in so far as it appears in an excess ranging beyond $K_2O + Na_2O + CaO$. Consequently on one of the edges of the triangle $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO) = A,,$ is located while on the other $K_2O = K$, and on the third one $(Mg,Fe,Mn)O = F$ (fig. 5, p. 43).

The field KMF, below the field of the biotite, is unoccupied, and it seems probable that the association microcline—biotite—anthophyllite corresponding to this field, does not at all exist in the facies under consideration. It might be expected to occur in such rocks where the excess of alumina is too small to allow the reaction



to proceed until either the microcline or anthophyllite were exhausted. As the anthophyllite and microcline have never been met with together, whilst the alumina-content, as a matter of course, varies continually, it must be concluded that the rocks whose points of analyses lie within the field FMK really behave like the rocks with a deficiency in alumina. The anthophyllite then interacts with the anorthite, in consequence of which hornblende results. Some alumina is now liberated and offers a possibility for the formation of biotite at the expense of microcline and anthophyllite. The reaction proceeds until either anthophyllite or microcline is exhausted.

All the other fields have their corresponding mineral associations. The variable composition of the biotite necessitates the drawing of double boundary-lines between the fields meeting in the biotite field, as tangents to the curve bounding the biotite field.

The Method of Calculation.

Previous to calculating the values intended for use in plotting the triangle projections, it is appropriate to make the correction for the ilmenite, magnetite and titanite already in the percentages of weight. The amount of ilmenite is estimated by the geometrical method, and the amount of FeO, which, with sufficient accuracy, may be taken for 50 % of the ilmenite, is subtracted from the total FeO. In the same way the Fe₂O₃ (70 %) and the FeO (30 %) in the magnetite are subtracted from the total percentages of Fe₂O₃ and FeO respectively. An analogical method is applied to the titanite whose CaO-content (30 %) is subtracted from the total CaO.

Thereupon the molecular proportions are calculated from the percentages, and may be used without re-calculation into mol.-%. SiO₂ and H₂O are left out of consideration. The further treatment is as follows: Fe₂O₃ is added to Al₂O₃. FeO, MgO and MnO are added together. The value of CO₂ is subtracted from that of CaO to eliminate the calcite present. The mol. value of P₂O₅ multiplied by 3.33 is subtracted from the lime to eliminate the apatite. Furthermore Na₂O is subtracted from Al₂O₃, the former being thereupon left out of consideration.

To secure the A,CF-projection, K₂O is still subtracted from Al₂O₃, while the remaining molecular proportions are re-calculated into 100 %. $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O) = A$, $CaO = C$ and $MgO = F$. The plotting on the triangle is done according to the general Osann method. Further, for the A,,KF-projection CaO is also subtracted from the reduced molecular figure of Al₂O₃, and the values are re-calculated into 100 % and plotted on the triangle. $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO) = A,,$ $K_2O = K$ and $MgO = F$.

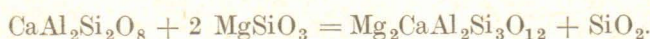
The Analyses.

On pages 46—54 are quoted some new analyses of rocks from the Orijärvi Region, made to complete the earlier treatise and also to represent examples of associations not formerly analyzed.

Upon this follow analyses of the minerals showing a variable composition, and also the projection values calculated from them. For the analyses of biotite and hornblende quoted from current literature, the projection values have merely been tabulated (tables X, XII and XIII). In table XI are given analyses of hornblende from the rocks of the Orijärvi Region and also the percentage figures for some hornblendes, calculated from rock analyses (10 and 12).

The analyses of hornblende, plotted on the A,CF-triangle, are located within a narrow field which, starting from the point of the

tremolite, stretches out parallel to side A,F. This indicates that the ratio $\text{CaO} : (\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3)$ is approximately constant, the amount of MgO diminishing in the same proportion as that of Al_2O_3 increases. The hornblende formula, proposed by Tschermak, $\text{Mg}_2\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, accords with this condition and its projection point is located approximately at the upper end of the hornblende field (point H in fig. 3). This formula is therefore used in the present paper to designate one of the isomorphous components present in the hornblendes, the other being the tremolite-silicate, $\text{CaMg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$. With the aid of the former formula the genesis of hornblende from the compounds of the enstatite and anorthite, which commonly takes place at the metamorphism, may be expressed by the following simple equation:



It may be pointed out, that it is not the writer's opinion that the composition of the hornblendes should completely be expressed by these two formulas only.

The anthophyllite and cummingtonite must also be counted as minerals with a variable composition and their analyses are given in table XIV. Analysis 26 represents a mixture of hornblende and cummingtonite.

Thereupon follow the analyses of rocks from the Orijärvi Region (analyses 29—53, tables XV—XX, p. 61—66). All the analyses of group I are plotted on the A,CF-triangle (fig. 3). The rocks of group I and with excessive Al_2O_3 have also been calculated for the A,,KF-triangle and the corresponding points are found in fig. 5, besides the analyses of the rocks of group II. The latter analyses have also been plotted in the A,CF-triangle (fig. 4).

The modes of the rocks are named if they are known. If not, the observed mineral constituents are named in their order of decreasing quantity. Abbreviations used for the minerals are tabulated on p. 60.

Synopsis of the Rocks.

A natural classification of the metamorphic rocks may be based on their mineral composition, the largest division being the metamorphic facies. Each facies may be divided into the associations. The resulting classification is not by any means conformable to any classification based on the pre-metamorphic genetic characters of the rocks. As compared with a grouping of the latter kind (cf. p. 67), the mineralogical classification has the great advantage of being free from hypothetical and subjective elements, which is not the case with any

genetic classification, as it is often impossible to discriminate sedimentogenous from volcanogenous rocks or the former from pneumatolytic products.

A mineralogical classification based on the chemical statics is in fact the one most suitable, if the metamorphic rocks are dealt with as an independent group. Such a classification also follows, as a natural consequence, from the graphical expression given in this paper. In the following will be given a synopsis of the rocks arranged in accordance with the same scheme. Instead of the usual rock names, they are designated here by their characteristic minerals being arranged in the triangle projections.

Group I.

1. Rocks with an Excess of CaO.

Wollastonite¹, accompanied by quartz or calcite, is very common in many occurrences of limestone in Southern Finland.

Wollastonite and diopside are the constituents found in metamorphic products of some impure limestones. This rock also contains quartz and calcite and occasionally vesuvianite. In some cases the wollastonite-rock is a pneumatolytic product formed at the contact of granites or, also, around quartz-veins, in others it must be regarded as a metamorphic product of quartz-bearing limestone or of lime-sandstone.

Wollastonite, grossularite, rarely met with accompanying the wollastonite rock.

Wollastonite, diopside, grossularite. Hitherto not observed.

Grossularite and

Grossularite, diopside are met with as contact-walls between the limestone and siliceous rocks, especially at the granite contacts. As rocks, they play an unimportant rôle. Equivalent to the grossularite is the andradite, being a chief constituent of the andradite-skarn (analysis 29. Cf. p. 46).

Diopside alone or associated with quartz or calcite is the chief mineral in many occurrences of pyroxene-skarn. It has also been observed as a product of normal metamorphism of quartz-bearing dolomitic limestone.

Diopside, anorthite: Met with besides quartz in some diopside-gneisses.

¹ This and some other associations are not mentioned in the text on pp. 69—71, having been observed by the author subsequent to the printing of the Swedish text.

Diopside, grossularite, anorthite and
Grossularite, anorthite, not yet met with.

Diopside, tremolite and diopside, hornblende.
Both associations are met with as pneumatolytic skarn.

Diopside, hornblende, anorthite: characteristic of the sedimentogeneous diopside-amphibolites (analysis 30. Cf. p. 48). The same association also occurs in many amygdaloids and agglomerates (analysis 31). The high percentage of lime causing the appearance of diopside is, in these rocks, of a secondary origin, if considered from the stand-point of the original rock, but as a compound of the actual metamorphic rocks it must be regarded as primary. The present writer has not observed this association in eruptivogeneous rocks which indisputably have their primary composition preserved. If they exist they are, in any case, very rare.

Hornblende, anorthite. Very common in eruptivogeneous rocks with unaltered composition (analyses 32 and 33). The common occurrence of this association is due to the fact that it has a composition which most frequently occurs in the gabbros and basalts.

Hornblende (and tremolite). As skarn rocks.

2. *Rocks with an Excess of K_2O .*

Hornblende, anorthite, biotite. This association occurs in sedimentogeneous rocks, as e. g. in layers intercalated with the diopside-amphibolites. But it is still more characteristic of eruptivogeneous metamorphic rocks, in their composition corresponding to many different classes from the gabbros to the granites (analyses 34—41).

Hornblende, biotite. Besides quartz, these minerals form schistose rocks of a doubtful origin rather common in the migmatitic areas in Southern Finland.

Biotite, anorthite. This association occurs in all kinds of genetically different metamorphic rocks, but is especially characteristic of eruptivogeneous rocks of granitic composition (analysis 42). Analysis 43 represents a pneumatolytic product, and analysis 44 a leptonite, possibly sedimentogeneous. It is microcline-bearing.

Biotite, besides microcline and quartz, but without plagioclase, is found in many fine-grained leptonites. Their origin can hardly be determined.

Biotite, anorthite, muscovite. Also met with in leptonites (analyses 45 and 46). In their composition the rocks representing this association may be granitic, though the examples named have most probably been sediments originally. Microcline is almost constantly present.

Anorthite, muscovite, with quartz and microcline: met with in some leptites containing but trifling amounts of the colourless mica.

Biotite, muscovite and

Muscovite (sericite), with much quartz: forming the mica-schists and quartzites. This association is of rare occurrence in the Archaean of Finland.

Group II.

1. Rocks with an Excess of Al_2O_3 .

Andalusite, muscovite and

Andalusite, muscovite, cordierite. These associations, accompanied by abundant quartz, occur near Ilijärvi in Kisko. They are regarded as pneumatolytic products. In some cases the rock also contains biotite, the association being in that case a metastable one (cf. p. 121).

Muscovite, cordierite, anorthite, biotite.

An exceedingly common association in sedimentogenous as well as in pneumatolytic rocks. The cordierite-leptite belongs to the first-mentioned (analysis 47. Cf. p. 53). Some cordierite-gneisses are possibly pneumatolytic (analysis 48. Cf. O. R. p. 254).

Muscovite, cordierite, biotite. Rocks representing this association, the so-called quartz-cordierite-rocks, are probably always of a pneumatolytic origin (cf. O. R. p. 209). Analysis 49 shows the composition of such an association which, however, is much affected by later changes.

Cordierite, biotite, anorthite. Often observed in the cordierite-gneisses and -leptites.

Cordierite, biotite and

Cordierite, accompanied only by quartz, composes the typical so-called ore-quartzites.

Cordierite, biotite, anthophyllite. An association occurring among the pneumatolytic products, and dealt with in minute detail in the Orijärvi paper. These cordierite-anthophyllite-rocks usually, but not always, contain quartz as a further chief constituent.

Cordierite, biotite, anthophyllite, anorthite, with quartz, the so-called cordierite-anthophyllite-gneiss. The anthophyllite is often accompanied by cummingtonite. Occurs in sedimentogeneous as well as in pneumatolytic products (analysis 50).

Cordierite, anthophyllite, usually found with quartz: an extreme case representing a composition approximately destitute of potash (analysis 51).

Anthophyllite, biotite, anorthite: the plagioclase-anthophyllite-gneiss. A rock of rather rare occurrence (O. R. p. 201). The anthophyllite is often associated with the cummingtonite.

Anthophyllite, plagioclase, not observed; instead of these two cummingtonite and anorthite occur, the so-called cummingtonite-amphibolite (analysis 52).

Anthophyllite alone forms narrow bands in the other anthophyllite-bearing rocks of the Orijärvi area.

2. *Rocks with deficiency in Al_2O_3 .*

Anthophyllite, hornblende and

Anthophyllite, biotite, hornblende: not observed.

Anthophyllite, biotite, hornblende, anorthite and

Anthophyllite, hornblende, plagioclase, with cummingtonite instead of anthophyllite. They form transitional types between the typical amphibolites and the cummingtonite-amphibolites. They are of very extensive occurrence in different parts of the Archaean of Finland. Most occurrences are of an eruptivogeneous origin having their primary composition unchanged, however, the rocks may sometimes be effected by pneumatolytic agencies (analysis 53).

Rocks with a Deficiency in Silica.

On pages 72—75 are given two examples of rocks showing a deficiency in silica. One of these is a metamorphic amygdaloid presenting the mineral association: plagioclase, hornblende, biotite, diopside and calcite, besides minor constituents. It was found, that the biotite and diopside do not occur together in the rocks containing silica in an amount sufficient to form feldspars and metasilicates with the metal oxides present. In this case the amount of SiO_2 was insufficient to form microcline besides the diopside and hornblende, thus also biotite, a mineral containing orthosilicates, originated. The deficiency in silica appears clearly from the norm calculated from the chemical analysis (p. 73). The appearance of normative nephelite is also ascribed to the presence of biotite. If the A,CF-values are calculated and plotted on the triangle, the point of the analysis locates itself within the hornblende field. This means that the rock, if enough SiO_2 were present, would be composed merely of hornblende besides rather albitic plagioclase.

As another example is quoted the analysis and mode of the metamorphic peridotite from Suomusjärvi (p. 75). This rock, in case it contained enough silica, would be composed merely of hornblende and anthophyllite, as appears from the A,CF-values.

Application of the Phase-Rule.

J. Johnston and P. Niggli (cited on p. 76) have discussed the phase-rule and especially the limitations in its application to the phenomena of metamorphism. These writers point out, that in this case the phase-rule is not always applicable. The inner kinetics at the reactions in solid form are feeble. The temperature and pressure are not the same in different parts of a rock-mass, and the pressure is never quite equal. It can not therefore be expected, that all the minerals might reach true equilibria, especially if the rock is coarse-grained. As a matter of fact, many metamorphic rocks contain a greater number of minerals than is conformable to the phase-rule. On the other hand, it is not by any means certain that associations, showing the maximum number of minerals, really present true equilibria. One may at the most venture to say, that there is a tendency towards such conditions. Certain »ideal types», in which these conditions have been realized, may be selected as types around which the natural rocks may be grouped. Thus the application of the phase-rule may serve as a basis of classification.

It seems to the writer that Johnston and Niggli have not here laid sufficient stress on an important use of the phase-rule: When the mineral associations have been stated, a tentative application of this rule may serve as a criterion in studying how far the conditions of equilibrium have progressed. In the following discussion an attempt will be made to such a treatment regarding the Archaean metamorphic rocks of Southern Finland.

The phase-rule, in its most general form, is expressed by the equation

$$F = B + 2 - P.$$

As a mineral association, if it is to form a rock, must be divariant, i. e. be stable within a certain temperature- and pressure-field, and not only at a multiple point, $F=2$. Thus the equation assumes the following simplified form:

$$B - P = 0.$$

This is the so-called mineralogical phase-rule. Goldschmidt's original definition of this rule is as follows: »The maximum number of minerals which, at an arbitrary pressure and temperature, may exist as stable products besides a saturated solution, equals the number of the components in which the minerals may possibly be separated. The number of the components must be like the minimum number of independent variables». It may be noted that, in the above general equation, the phase-rule is expressed in a more general form

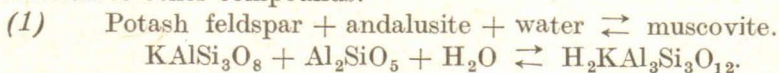
than in Goldschmidt's definition, as the latter does not take into account those components present in the saturated solution, if they do not enter into the composition of any of the minerals present. It is apparent, however, that a component present in the liquid must not be counted as a component even when it enters into some of the solid phases, in so far as the liquid phase does not disappear. As a simple illustration, we may take a system of two components: water and a soluble substance. If the latter is able to form a hydrate, there are three phases possible of which two may exist together. If water is present in excess of the proportion required for the formation of the hydrate, the equilibrium consists of the latter besides the saturated solution. However, if the quantity of the water should be insufficient to form the hydrate with the whole amount of substance, the two stable phases are represented by the anhydrous substance and the hydrate, whilst the liquid would disappear.

The mineralogical phase-rule may therefore be complemented by the following statement: when the compound present as a solvent also enters into the solid phases, the former must not be counted as a component, if its quantity present is sufficient to form the possible compounds with the other components.

From the stand-point of the phase-rule the rocks under consideration group themselves under two main headings: (1) those containing excessive alumina and (2) those with a deficiency in alumina. In the rocks of the former group we may conveniently select the following oxides and radicals as independent components entering into the chief minerals: SiO_2 , Al_2O_3 , $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$, $(\text{Ca}, \text{Na}_2)\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ and H_2O . In the rocks of the second group the components are: SiO_2 , $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$, CaO , $(\text{Ca}, \text{Na})_2 \text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ and H_2O .

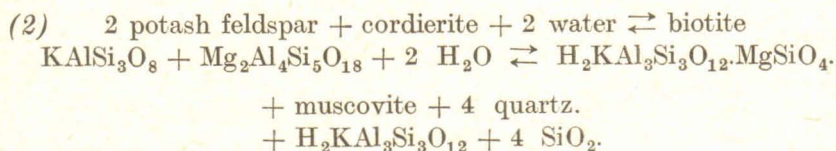
Thus the maximum number of the components is, in both cases, six. The maximum number of minerals occurring as chief constituents is five. Such cases where six minerals occur may either be proved metastable or otherwise as being due to a limited mixibility of corresponding isomorphous Mg- and Fe-compounds and, in consequence, actually show themselves as systems of seven components. The maximum number of minerals lower than that of the components entering into their composition may be explained only by assuming that water has been present in a quantity more than sufficient to form the possible hydrated minerals.

Rocks having excessive alumina never contain hornblende or any other mafic lime-bearing minerals. Constitution-water is found in the muscovite and biotite. The former stands in the following relation to other compounds:



The components present in this system do not, in our rocks, form any other minerals than those named in this equation. If the amount of water had been insufficient to satisfy the proportion expressed by the equation, there would appear potash feldspar in association with andalusite. As these minerals have never been observed together, while each of them may occur in combination with the muscovite, it appears that metamorphism has taken place below the transformation point of the muscovite and that water has been present in excess, so that the muscovite could always be formed whenever the composition of the system in other respects was such as to allow of it.

The biotite stands in relation to several other minerals. At first the following possible reaction may be taken into consideration:



In the rocks of the Orijärvi Region the simultaneous presence of cordierite and microcline has not been observed, the other associations possible being very common. This fact proves, that water has been present in excess and that the right hand side of the equation represents a stable association. This circumstance throws light on many petrological phenomena of interest.

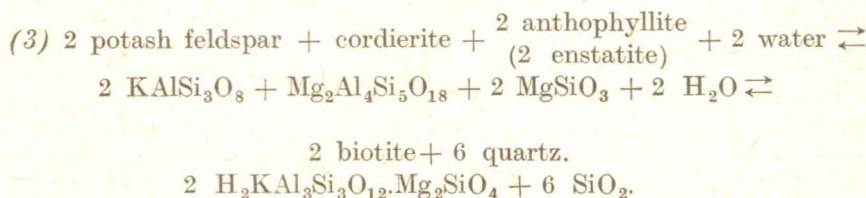
The pseudomorphs after cordierite present in many cordierite-leptites point out, that the cordierite, at some earlier stage of the metamorphism, had existed together with the microcline. It seems probable, that the temperature, at that period, had been higher than during the last metamorphism, and that the micas had been unstable. There are also examples of rocks in which the association of cordierite and microcline, probably formed during a metamorphism at higher temperatures, is actually present. Such a case is that of the cordierite-anthophyllite-rock near Träskböle in Perniö. In connection with this rock-mass we find rocks containing cordierite in immediate contact with the microcline without any trace of micas. Another divergence from the Orijärvi facies appears in the presence of sillimanite instead of andalusite — a circumstance to be discussed later on.

The possibility of the reaction expressed by the above equation is also illustrated by the occurrence of cordierite in many varieties of granite in the Southwest of Finland, e. g. in the Åbo-granite. The cordierite has generally been pseudomorphosed into the micas. In many cases the alteration has been complete, but generally some cord-

ierite has been preserved. The association cordierite — microcline has originated by crystallization from a magmatic solution and had probably been stable at the earlier stages of the consolidation, but during the last period of this process the temperature had sunk below the transformation point.

It seems probable, that, in all the foregoing cases, the association of the cordierite and potash feldspar and the non-occurrence of the micas may be ascribed to temperatures above the transformation point of the system under consideration. In other cases an insufficient quantity of water may have prevented the formation of the micas. Such a case would be most likely to be found in a rock with very large quantities of potash and alumina, the latter in excess. Such rocks containing, besides the micas, cordierite or andalusite together with the microcline, though probably belonging to the same facies as the Orijärvi rocks, have been described from the Långban field in Sweden (quoted on p. 80).

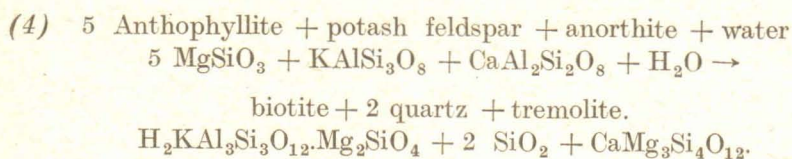
The biotite may also be formed by the following reaction:



In the Orijärvi field the microcline does not occur together with the anthophyllite and cordierite, and it is again apparent that water has been present in excess, thus permitting their transformation into biotite and quartz. The following combinations containing the maximum number of minerals are possible:

1. Potash feldspar, cordierite, anthophyllite, quartz.
2. Potash feldspar, cordierite, anthophyllite, biotite.
3. Potash feldspar, cordierite, biotite, quartz.
4. Potash feldspar, anthophyllite, biotite, quartz.
5. Cordierite, anthophyllite, biotite, quartz.

Of these associations, 3, 4 and 5 are stable above the transformation point and should be present in the Orijärvi rocks, but only association 5 has been observed. Association 3 does not occur, because the potash feldspar and cordierite would interact and thus form more biotite and muscovite (equation 2). Association 4 would probably be stable, if the rock were free from lime. But when anorthite is present, the following reaction takes place:



The tremolite enters into a further reaction with the anorthite in order to form hornblende.

In this case, also, a deficiency in water would cause the associations including all the minerals appearing on the left hand side of the equation to be stable. In the Archaean of Finland they have not been observed, but in the Christiania Region the fourth class of hornfelses, as described by Goldschmidt, is characterized by the association of all the minerals partaking in equation 3, with hypersthene instead of the anthophyllite. As plagioclase is also present, this rock contains six minerals, as is generally the case with the contact-metamorphic rocks of the Christiania Region. The writer discusses this circumstance and proposes three different ways of explaining the same, viz.: (1) that water has been present in excess, the temperature, however, being at first above the decomposition interval of the biotite whereupon it sank below the same later on; (2) that the combinations of six minerals would represent true equilibria at the decomposition point of the biotite, this being possible, if upon a rising temperature and upon an incipient decomposition of the biotite, the pressure would be increased by the liberated water and the transformation point would be raised; (3) that a deficiency in water had been prevailing at the metamorphism. The writer is not able to decide which of these explanations might be conformable to the facts of the case.

In the rocks showing a deficiency in alumina, the femic lime, CaO , occupies, as a component, the place of the excessive alumina. Thus the number of the components is the same as in the rocks of the former group, and so is also the number of the minerals: the water having been present in excess, the stable associations consist of five minerals. On pages 83—84 are given some equations expressing the possible reactions taking place, if wollastonite is added to the other minerals occurring in these rocks. The writer is led to the conclusion that all the actual associations, in general, represent true equilibria reached during the metamorphism. Some special cases call further attention and are treated on pp. 85—88. This discussion is summarized below.

The almandite-bearing rocks are composed of six minerals, thus presenting an exception to the general rule. As already pointed out, this fact may be understood as a consequence of the limited mixib-

ility of the ferrous and magnesium compounds in the almandite and cordierite.

A true exception from the phase-rule appears in the simultaneous occurrence of anthophyllite and cummingtonite. So far as known, these minerals seem to be chemically identical. If this is the case, both of them cannot possibly be stable together. On the other hand, there is no fact indicating that one of them would be unstable or of a date posterior to the other. Both minerals form a homoaxial intergrowth, with (100) as the composition face and the whole in its entirety most resembling a twin crystal of one substance (cf. O. R. p. 183 and 193). The orthorhombic mineral cannot, however, be simply interpreted as a mimetic twinned form of the monoclinic modification, as there is no hint of gradual transition by means of submicroscopic twinning lamellae. The anthophyllite and cummingtonite are physically two markedly different phases.

The ferro-magnesium amphiboles occur, in the Orijärvi Region, in the following associations with the maximum number of phases:

Anthophyllite, cummingtonite, cordierite, biotite, plagioclase, quartz.

Cummingtonite, hornblende, plagioclase, biotite, quartz.

The absence of the anthophyllite in the latter association is striking and seems to be controlled by some general rule. This association presents five minerals. The former, on the other hand, is a combination of six phases, and thus not conformable to the phase-rule, if the two amphiboles are supposed to be identical in composition. (It might be presumed that the cummingtonite contains lime as a constitutive part of its molecules. This lime would be femic, and as also excessive Al_2O_3 is present, the system would include seven components. Such an explanation, however, is quite unnatural, as femic lime and excessive alumina exclude each other.)

Analogous phenomena in other minerals render it more probable that, in this case, there is a false equilibrium. A homoaxial intergrowth of andalusite and sillimanite in metamorphic rocks has been described by French petrologists (quoted on p. 86). The composition faces are plane and parallel to possible crystal faces. Thus there is no question of any alteration, and the minerals are undoubtedly modifications of one and the same polymorphic substance. Doubtlessly there is a false equilibrium.

As another instance of such false equilibria the author discusses the intergrowth of enstatite and clinoenstatite, noted at synthetic works at the Carnegie Institution (quoted on p. 87). The law of the composition, as well as the whole appearance, present striking analogies to the intergrowth of the cummingtonite and anthophyllite.

In the case of the artificial pure magnesium pyroxenes there is not the least doubt of their compositions being identical and that but one of the modifications is really stable. Possessing such analogies among other minerals, we can but assume that a false equilibrium also prevails in the case of the ferro-magnesium amphiboles.

The occurrence of the andalusite and sillimanite must also be considered from the standpoint of the phase-rule. In the district around the Ilijärvi Mine near Orijärvi the andalusite has a rather extensive distribution, and sillimanite has not been met with there as an original constituent.¹ From the experimental studies of many mineralogists, quoted on p. 88, it is, however, quite apparent that the sillimanite represents the only stable modification of the compound Al_2SiO_5 , the andalusite and kyanite standing in a monotropic relation to this mineral. Thus the andalusite seems really to be a metastable product. It does, as a matter of course, by no means lessen the validity of the conclusions based on the phase-rule, whether this compound is represented by the stable sillimanite or by the seemingly stable andalusite.

In the district of Träskböle in Perniö there occurs sillimanite in connection with cordierite- and anthophyllite-bearing rocks and andalusite has not been met with at all. This circumstance, in accordance with other divergences from the rocks of the Orijärvi field, is in favour of the opinion that the mineral association of the Träskböle rock mass has developed at a higher temperature.

Comparison with the Contact-Metamorphic Rocks of the Christiania Region.

V. M. Goldschmidt has, in an admirable manner, explained the relations between the chemical and the mineralogical composition in the contact-metamorphic hornfels-rocks in the contact-zones around the igneous masses within the Christiania Region. It is, of course, of very great interest to compare the mineral associations of these rocks with those found in the Archaean metamorphic rocks treated in the present paper.

In every class of the Christiania hornfelses, potash feldspar is found in association with the other minerals. Thus the maximum number of minerals in the characteristic combinations is six, while, in the Orijärvi rocks, there are five.

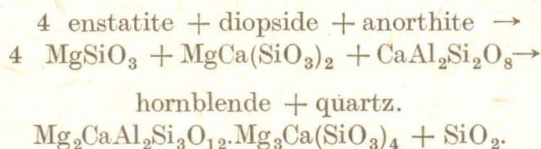
In the following are tabulated the most characteristic corresponding mineral combinations different in each region:

¹ After the Orijärvi paper was printed I have observed sillimanite in the Ilijärvi rocks in the form of fibrolite, being of a secondary origin.

Christiania Region.	Orijärvi Region.
1. Orthoclase, andalusite.	Muscovite.
2. Orthoclase, cordierite.	Biotite, muscovite.
3. Orthoclase, hypersthene, anorthite.	Biotite, hornblende.
4. Biotite, diopside.	Hornblende, microcline.

The relations between these two series of associations are illustrated by the chemical equations on pp. 136—139.

In the Archaean of Southern Finland the microcline is the only kind of potash feldspar observed, whilst in the Christiania Region the orthoclase seems to be the only stable potash feldspar. Another diversity between the two facies is the occurrence of the amphiboles in one and their absence in the other. The relation between the enstatite and the anthophyllite is almost that of different modifications of a polymorphic substance; the hornblende generally would be formed from the corresponding association stable in the Christiania Region according to the following equation:



The biotite and diopside would also render hornblende, with potash feldspar as another product.

As a general rule it may be stated that the contact-metamorphic rocks from the Christiania Region contain a greater number of simpler constituents in such cases where our Archaean rocks are composed of fewer and more complicated minerals. As the complex compounds are certainly decomposed at high temperatures, it seems safe to assume that the metamorphism in the contact-zones in the Christiania Region has taken place at higher temperatures than the regional plutono-metamorphism of the Archaean. When the potash mica and biotite are formed from the corresponding simpler minerals, the change is accompanied by a decrease in the volume. Hence the pressure favours their genesis, raising the transformation point. The occurrence of these minerals in our area could in consequence thereof also be assumed to be the result of a pressure higher than that in the Christiania field. The amphiboles, also, are generally regarded as minerals originating at high pressures only. This case, however, is of a rather complicated nature and deserves treatment in another chapter.

We have no available means by which to decide, whether a difference in the pressure or in the temperature has been the cause of the divergences in the two metamorphic facies. Most probably the pressure in the case of the Archaean has been higher at the same time as the temperature has been lower than in the Christiania region.

The Change of Volume Accompanying the Formation of Amphibole at the Metamorphism.

The writer made some attempts to estimate the change of volume accompanying the formation of the hornblende by comparing the actual specific gravity of an amphibolite with that of the same rock before the amphibolitization assuming it to have had a normative composition. A calculation of this kind, concerning the amphibolite from the Workmen's Association near Orijärvi (O. R. p. 100) is quoted on p. 92 (P = percentage; $Sp. v.$ = specific gravity; V = volume). The result proved that the specific gravity would have decreased from 2.93 to 2.86, the observed sp. g. of the amphibolite being 2,905. The result in question, viz. that the amphibolitization would be accompanied by an increase of volume, was quite an unexpected result to the writer. Hence to verify the facts of the case a special investigation was made of the amphibolite from Riiilahden Sorro in Kisko. The analyses of the rock and its hornblende are quoted in this paper on pp. 51—52. A calculation tabulated on p. 94 showed an increase of the specific gravity from 2.91 to 3.00, the observed value being 2,990.

The above results must be corrected considering the fact that the amphiboles are hydrated minerals, whilst the pyroxenes are anhydrous. Assuming in both cases that the water contained in the actual rocks entered into the hornblende and that it originally had been present in liquid form, having the sp. g. = 1, the former example would show a change in the density from 2.91 to 2.86 and the latter a change from 2.86 to 3.00.

Thereupon follow (p. 95—100) comparisons between the specific gravity of corresponding minerals and mineral combinations of the amphibole and pyroxene families. For the sake of comparison, all the results will be tabulated below, assuming the water entering into the composition of the amphiboles to have been present in liquid form (sp. g. = 1) besides the pyroxenes.

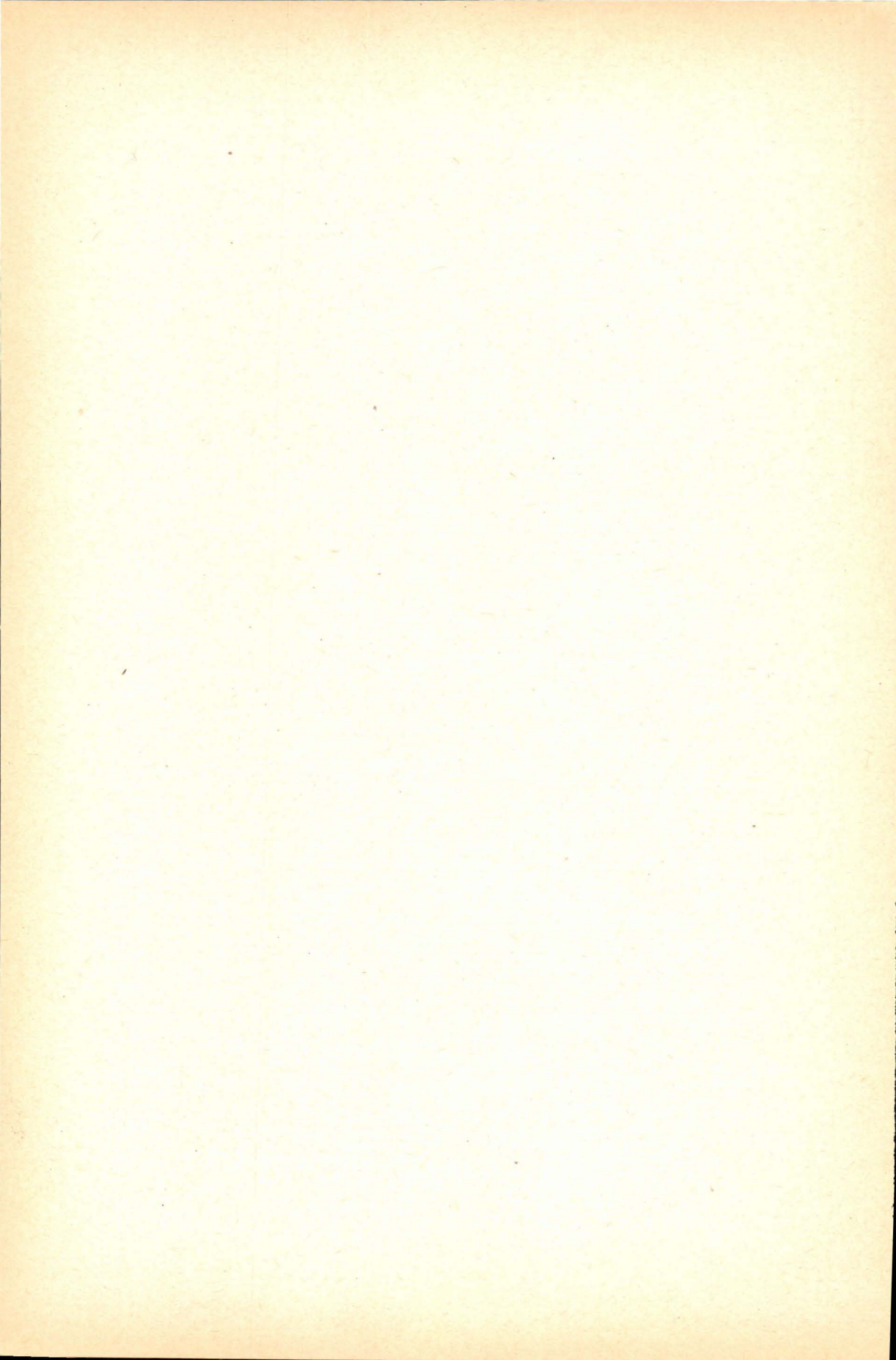
Pyroxenes	sp. g.	sp. g.	Amphiboles
Normative composition of the amphibolite	2.91	2.86	Amphibolite from Workmen's Association, Orijärvi.
Normative composition of the amphibolite	2.86	3.00	Amphibolite, Riilahden Sorro, Kisko.
Bronzite, Ultental	3.131	3.093	Anthophyllite, Franklin.
Artificial enstatite.....	3.175	2.857	Artificial anthophyllite.
Diopside and enstatite.....	3.02	2.980	Tremolite, Lee, Mass.
Augite, Sparbrod, and hypersthene, St. Paul.....	3.21	3.21	Theoretical hornblende (I table XXX, p. 99).

It must, however, be remembered that the specific gravities here compared are those determined in the laboratory. It is not by any means certain that the relations were the same during the metamorphism. Different compressibility or dilatation could possibly cause the volume relations to be reserved. The temperature may have been above the critical point. It would, however, be quite misleading to use any value whatsoever of the critical volume obtained for the pure water, as the natural water circulating in the rocks certainly contained, at such high temperatures, a great quantity of dissolved substances and, in part, entered into hydrous compounds, whereby the critical temperature and critical volume must have been considerably influenced. If a case were postulated wherein the critical volume of the water is supposed to have comprised 2 (two rather incongruous values obtained for the pure water = 2.33 and 3.86, quoted on p. 100), the result of calculations analogous to those quoted in the above table, would show that any considerable increase of the volume had at all events not taken place at the formation of the amphiboles; and that in many cases the volume would have remained practically unchanged.

The result obtained in the case of the amphibolite from Riilahden Sorro shows a smaller volume in the amphibolitized rock, while all the other determinations and calculations give a contrary result with regard to the actual volumes. Both evidences are conclusive. A decrease of the volume appears to take place in a case where the resulting amphibole contains a high quantity of alumina, i. e. when the anorthite in large amounts has partaken in the reaction with the pyroxenes. An increase of the volume takes place, when the amphibole is formed exclusively, or almost exclusively, from the compounds of the corresponding pyroxene.

In any case, the result quoted proves decidedly that the formation of the amphiboles is not controlled by the so-called volume-law, as defined by Becke. And yet it is a well known fact that the amphiboles generally occur in rocks formed under high pressures, where the volume-law could be expected to be valid. Van Hise (quoted on p. 101) has had this controversy clearly in view. Becke and Grubermann postulate that the formation of the amphiboles is generally accompanied by a decrease of the volume, but they offer no positive evidence for this opinion. The calculations of the changes in the molecular volumina named by Becke refer to cases where the decrease of volume is due to the formation of zoisite or garnet, not to the amphibole.

Petrographical and synthetical evidence (quoted on p. 102 —107) goes to prove: that under low pressures the amphiboles are formed merely as metastable products at quick cooling of melts and show a marked tendency to be transformed into pyroxenes. These amphiboles may be anhydrous. They always occupy a greater volume than the corresponding pyroxenes. Under high pressures, on the other hand, the amphiboles are stable, and the pyroxenes unstable. All these amphiboles are hydrated. When occurring in metamorphic rocks, they have, as a rule, originated at the expense of some pyroxene and water. In the case of the hornblendes the anorthite also participates in the reactions. At room temperatures the amphibolitized rocks occupy either larger or smaller volumes than the primary combinations. In case the temperature, during the metamorphism, was high enough to cause the volume of the water to become considerably larger than 1, the amphibolitization would have been accompanied by a decrease of the volume. A case of similar character would present itself if the amphiboles were more compressible under pressure than the pyroxenes. Otherwise the writer cannot find any explanation for the formation of amphiboles which would accord with the volume-law.



N:o 17.	On the occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FIRCKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906	1: 25
N:o 18.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 23 bilder i texten och 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907..	4: —
N:o 19.	Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÜSTEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text	7: 50
N:o 20.	Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907.....	1: —
N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juin 1907....	3: 50
N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907	1: —
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907.....	3: —
N:o 24.	Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910	1: 50
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln. von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911	1: 25
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911.....	—: 50
N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	1: 50
N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911	1: 50
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	1: 50
N:o 30.	Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes. Juillet 1911....	1: 50
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagrningar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912	1: —
N:o 32.	Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912.....	1: —
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland, af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912.....	1: —
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912	1: 50
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text. Januari 1913	1: 50

N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 Figures in the Text. Februari 1913 ..	1: 50
N:o 37.	Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia, von J. J. SEDERHOLM. Mit einer Tafel und 27 Figuren im Text. Juni 1913	1: 50
N:o 38.	Lapplands istidsgeologi af V. TANNER, en train de paraître	
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 4 Tabellen und 9 Figuren im Text. Mai 1914.	1: 50
N:o 40.	On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA. April 1914.....	4: —
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM. Augusti 1914	1: 50
N:o 42.	Über Camptonitgänge im mittleren Finnland, von VICTOR HACKMAN. Aug. 1914.	1: 50
N:o 43.	Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi, af W. W. WILKMAN. Med 11 figurer i texten. Résumé en français. Januari 1915	1: 50
N:o 44.	Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvi-traktens metamorfa bergarter, av PENTTI ESKOLA. With an English Summary of the Contents. Maj 1915	1: 50

